

К.К.Зеленов

ВУЛКАНЫ
КАК ИСТОЧНИКИ
РУДООБРАЗУЮЩИХ
КОМПОНЕНТОВ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

К. К. Зеленов

ВУЛКАНЫ
КАК ИСТОЧНИКИ
РУДООБРАЗУЮЩИХ
КОМПОНЕНТОВ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

175



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1972



Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. К. К. Зеленов

В работе показан характер мобилизации и концентрации рудных компонентов в условиях проявления современных вулканических процессов. Изложены результаты исследований, проведенных на действующих вулканах главным образом Курильских островов и Индонезии.

Ответственный редактор
К. Н. РУДИЧ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение современного геологического процесса с целью выяснения условий формирования древних осадочных пород и руд давно уже стало ведущим методом литологов. Вполне естественно, что это изучение началось с суши — с исследования закономерностей разрушения, переноса и аккумуляции слагающих материк горных пород. Так сформировались представления о терригенном, хемогенном и биогенном осадконакоплении. Обломок породы в определенном парагенезе стал сам рассказывать о питающей провинции (состав терригенного материала), о ее климате (хемогенный материал), о солености моря (фауна), о его глубине (флора). Появилась возможность составления достоверных палеогеографических карт.

Исследования такого рода дали возможность на основе анализа осадочных горных пород судить о палеогеографических, палеоклиматических и тектонических условиях геологического прошлого крупных участков Земли — таких, как Русская, Сибирская, Северо-Американская платформы и сходные с ними области, в формировании которых определяющую роль играли терригенное, хемогенное и биогенное осадконакопление. Более сложными оказались геосинклинальные области, в строении которых существенную и в ряде случаев определяющую роль играют продукты вулканизма.

Основная трудность в выяснении роли вулканизма заключается в том, что если при анализе процессов выветривания мы имеем дело с определенной горной породой, разрушение которой дает соответствующий терригенный и хемогенный материал, дальнейшую судьбу которого можно так или иначе предсказать, то при анализе вулканического процесса мы имеем дело с магмой по существу неизвестного состава, которая при выходе на поверхность дифференцируется на твердые, жидкие и газообразные продукты.

В отличие от гипергенного процесса, деятельность которого протекает обычно в условиях поверхностных, «нормальных» температур и давлений при относительно полном знании как разрушающегося материала, так и путей его миграции и продуктов седиментации, вулканогенно-осадочный процесс, особенно с точки зрения поступления веществ, попадающих затем в осадочные породы, не всегда доступен прямому наблюдению, и здесь остается еще много неясного.

Эти неясности обусловлены в первую очередь отсутствием достоверных данных о составе исходного материала — мантии Земли; принципиально иным (по сравнению с гипергенным) течением процесса в условиях высоких температур и давлений, когда привычные представления с химии и геохимии элементов оказываются не всегда пригодными; существенным участием газов и растворов, не фиксирующихся в последующих геологических образованиях; высокой химической активностью соединений, мгновенно выброшенных из земных глубин и быстро переорганизуемых в новых гипергенных условиях.

Для расшифровки таких неясностей требуется особый комплекс работ, который должен быть сосредоточен по крайней мере в трех направлениях. Первое — это детальное изучение современного процесса; второе — изучение древних осадков и руд, образовавшихся в результате химических реакций, происходивших в бассейнах осадконакопления под воздействием вулканических продуктов, главным образом газообразных и жидких; третье — постановка экспериментов, моделирующих условия, недоступные для прямого наблюдения как в начальном (химия высоких температур и давлений), так и в конечном (процессы образования рудного компонента, его седиментация) звеньях этой цепи.

Настоящая работа является частью первого направления этого комплекса и посвящена изучению условий перемещения основных компонентов осадочных руд — алюминия, железа и марганца — в ходе современного поствулканического процесса.

В основе работы лежат личные исследования автора, проведенные в 1957—1963 гг. на вулканах Курильских островов и Индонезии.

Перераспределение рудных компонентов особенно детально изучалось на действующих вулканах Эбеко (о. Парамушир), Заварицкого (о. Симушир), Богдан Хмельницкий (о. Итуруп), Менделеева и Головина (о. Кунашир) и в ряде других мест на Курильских островах и Камчатке, а также на вулканах Мерапи (Центральная Ява), Кава Иджен (Восточная Ява), подводном вулкане Бану Вуху (о-ва Сангихе) и во многих других районах Индонезийского архипелага.

Эти работы были проведены в Отделе литологии Геологического института АН СССР, коллективу которого и его руководителю И. В. Хворовой автор выражает искреннюю признательность за товарищескую помощь и поддержку.

Основная аналитическая обработка материала проведена в Центральной химической лаборатории Геологического института под руководством Э. С. Залманзон. Автор сердечно благодарит всех химиков этой лаборатории и особенно М. А. Канакину, сделавшую большинство самых сложных анализов.

Пользуюсь случаем горячо поблагодарить своих многочисленных спутников в далеких и трудных экспедициях, из числа которых хочу особенно выделить В. И. Еремина и Р. И. Ткаченко, участников всех полевых работ.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА

Вулканизмом принято называть совокупность явлений, связанных с прорывом земной коры глубинными расплавленными массами (Ритман, 1964). Этот процесс, повсеместно проявленный в ранней геологической истории и до сих пор свойственный определенным областям земного шара, является одним из наиболее грозных, если не самым грозным природным явлением. В ходе этого процесса на глазах наблюдателя «...на свет появляются новые вулканические острова; в течение нескольких лет, а иногда нескольких дней вырастают новые горы; за считанные часы могут быть выброшены и разлиты по поверхности Земли миллиарды кубических метров расплавленной породы; миллиарды тонн ее могут быть обращены в пыль и рассеяны в пространство» (Тазиев, 1963). По известным подсчетам Кларка, 95% доступной исследованию земной коры состоит из кристаллических горных пород, застывших из расплава или перекристаллизовавшихся под действием высоких температур и летучих веществ. Более поздние подсчеты А. Полдерваарта (1957) также свидетельствуют о том, что осадочные породы, не подвергшиеся влиянию летучих компонентов мантии, составляют всего $1474 \cdot 10^{15}$ т из $23\,666 \cdot 10^{15}$ т, или 6,23% общего состава литосферы (до поверхности раздела Мохоровичича), в то время как безусловно магматические породы составляют более $\frac{2}{3}$ известной части литосферы. Иными словами, литосфера в целом сформирована главным образом в результате магматических и вулканических процессов.

Известно несколько попыток систематизации различных проявлений современной вулканической деятельности. Ф. Вольф (Wolf, 1914) выделил в зависимости от происхождения изверженного материала три типа извержений: 1 — эффузивный, 2 — эксплозивный и 3 — смешанный. До сих пор популярной является схема Лакруа (Lacroix, 1930), который установил ряд типов извержений и назвал их по важнейшим извержениям хорошо изученных к тому времени вулканов — например гавайский, стромболианский, пелейский и вулканский типы деятельности.

Р. Зондер (Sonder, 1937) расположил эти типы на графике с учетом химического состава, вязкости и температуры лавы, количества растворенных газов, глубины залегания очага и количества растворенных в лаве газов. В дальнейшем, однако, для ряда вулканов обнаружилось, что гавайский характер деятельности очень близок стромболианскому, что вулканский тип в принципе схож с пелейским и что имеются также стромболианско-вулканские смешанные типы. На известную условность такой систематики указывает и то обстоятельство, что даже на вулканах, выбранных в качестве прототипов, происходят весьма разнообразные извержения и проявляется деятельность различных типов. Многие вулканы с течением времени существенно изменяют характер своей деятельности; иногда различные ее типы отмечаются в

ходе одного и того же извержения. Широко известно, например, извержение Везувия в 1905 г., когда наряду со свежими выбросами раскаленной жидкой лавы (стромболианский тип) наблюдался выброс старого и нового застывшего материала (вулканский тип) и другие формы деятельности (излияния в кратере, боковые потоки и т. д.).

Во время извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. в первый период деятельности преобладали эффузии, и тип извержения был определен как стромболианский, а во второй — эксплозии, характерные для вулканского типа.

Наиболее полной и всеобъемлющей, пожалуй, является схема А. Ритмана, который еще в 1936 г. дал новую феноменологическую систематику наземной вулканической деятельности, улучшенную в последующих изданиях.

Подробное описание каждого типа вулканической деятельности и соответствующие примеры приведены А. Ритманом в его сводке (1964). Существенным недостатком этой схемы является то, что различные по своему проявлению стадии единого вулканического процесса даны в ней весьма статично и обособленно, без должного анализа развития и изменения внешних проявлений во времени. А между тем даже при самом грубом разделении здесь выявляются по меньшей мере два этапа — сравнительно кратковременный этап активного вулканизма, во время которого происходит энергичное формирование или перестройка вулканического аппарата — этап, сопровождающийся взрывами, извержениями шлаков и пепла, излияниями лавы, — и последующий, значительно более длительный, сравнительно спокойный этап поствулканических процессов, во время которого проявляется главным образом диффузия летучих компонентов, отделяющихся от магматического очага. Этот этап характеризуется длительной и устойчивой гидротермальной и фумарольной деятельностью, указывающей на непрекращающуюся активность многих древних, давно не извергавшихся и, казалось бы, полуразрушенных, уснувших вулканов. Но даже и в такой схеме необычайно ярко выступает физико-химическая сущность вулканизма, которая заключается в направленном и необратимом, непрекращающемся процессе перемещения к поверхности и одновременной дегазации вещества внутренних частей Земли. Расплавленная магма, попадая в приповерхностные условия температур и давлений, отчетливо дифференцируется на силикатный расплав и летучие компоненты. Как и длительная диффузная деятельность, вулканические извержения являются по существу прямым выражением процесса выделения летучей составляющей магмы. Различия условий дегазации, главным образом зависящие от вязкости силикатного расплава, и периодические изменения перепадов давления обуславливают все разнообразие типов извержений — от вулканского, когда внезапно выделяющиеся в вязком силикатном расплаве мелкие пузырьки газов превращают значительные объемы лавы в клубящиеся на высоте десятков километров тучи тончайшего вулканического пепла («параксизмальные выделения магматического вещества»), до гавайского, когда в результате постепенного отделения летучих компонентов от весьма жидкого базальтового расплава на поверхности Земли возникают потоки расплавленной лавы, а в кратерах — кипящие лавовые озера («длительное выделение магматического вещества из открытого жерла вулкана»). Короче говоря, к какому бы типу ни относилось извержение, в его продуктах всегда присутствуют летучая часть в виде паров и газов и твердая составляющая в виде остывшей лавы или тонкораздробленного вулканического пепла.

Кристаллические изверженные породы, являющиеся существенной частью литосферы, фиксируются и сохраняются в геологической летопи-

си Земли наиболее четко. Как известно, химический состав этих пород довольно однообразен. В составе изверженных горных пород только девять элементов составляют каждый более 1% ко всей массе этих пород: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, H; 98% изверженной горной породы — окислы: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , H_2O . Если присоединить к ним воду (около 1%) и менее распространенные элементы Ti, Mn, C и P, сумма окислов которых около 1%, то на долю всех остальных, как видим, приходится менее 0,5% всей массы изверженных горных пород. Хлор и сера из более редких элементов наиболее распространены и в сумме составляют около 0,2%. Все же остальные элементы встречаются в количестве, в среднем не превышающем 0,1% (Заварицкий, 1950).

Минеральный состав лав и изверженных горных пород также не многообразен. Среди минералов этих образований в различных сочетаниях преобладают свободный кремнезем, алюмосиликаты, простые силикаты слабых оснований, алюмосиликаты с гидроксилом и акцессорные минералы (свободные окислы железа, алюминаты, апатит, некоторые сульфиды). Группы минералов составляют определенные взаимосвязанные комбинации, так как с физико-химической точки зрения любая изверженная порода — гетерогенная многофазная система, в которой минеральный состав является функцией не только состава магмы, но и условий ее перемещения в земной коре застывания.

Прохождение глубинных расплавленных масс через земную кору сопровождается их дифференциацией главным образом по удельному весу выделяющихся компонентов (гравитационная дифференциация) и по составу летучих составляющих (эманационная дифференциация). Кроме того, происходит неизбежная ассимиляция расплавом вмещающих горных пород. В результате в верхних частях магматических камер обычно выделяется более кислая часть, дающая при извержении, как правило, лавы андезитового, дацитового и липаритового состава. По данным С. И. Набоко (1959), во время одного из извержений вулкана Ключевской сопки наблюдалось увеличение основности лав вследствие поступлений новых порций менее дифференцированной магмы из глубоких частей очага. Вообще же от извержения к извержению в условиях более длительной дифференциации очага обычно происходит увеличение кислотности лавы от базальтов или андезито-базальтов до дацитов и липаритов. Условия прохождения магмы через различные по своему строению участки земной коры в общем планетарном масштабе приводят к тому, что из проблематичной первичной оливино-базальтовой океанитовой подкоревой магмы формируются по крайней мере три группы родственных магм, продукты которых слагают различные ассоциации изверженных пород (рис. 1). Это андезиты, дациты и риолиты группы тихоокеанской магмы вулканов Тихоокеанского кольца, базальты и родственные им породы группы атлантической магмы вулканов внутренних частей океанов, лейциты и тефриты средиземноморской магмы небольшой группы вулканов Южной Италии, Америки и Индонезии (Заварицкий, 1950; Ритман, 1964).

Сравнение химического и минерального состава разнообразных изверженных пород с так называемым средним валовым составом всех изверженных пород Земли показывает, что в конкретных породах, несмотря на некоторые, иногда довольно существенные различия, вызванные спецификой прохождения магмы сквозь толщу земной коры, содержание основных компонентов по существу колеблется около этих средних цифр. Иными словами, в любой вулканической области в ходе вулканического процесса на поверхность Земли из ее глубинных частей поступает и в дальнейшем превращается в горную породу сравнительно однообразный силикатный расплав с высоким содержанием алюминия, железа, щелочей и щелочных земель. Этот застывший расплав и

составляет основу твердых вулканических продуктов — лав, различающихся между собой помимо особенностей химического и минерального составов еще и степенью кристаллизации, т. е. присутствием того или иного количества твердого силикатного расплава, не успевшего перекристаллизоваться и застывшего в виде соответствующего вулканического стекла.

Второй существенной частью твердой фазы продуктов извержения являются рыхлые пирокластические материалы, выброшенные в ходе извержения. Это главным образом пеплы, пемза, шлаки и бомбы. Происхождение пирокластических материалов двойное: одна часть их принадлежит непосредственно извергающейся магме («стеклянный пепел»), другая состоит из обломков разрушенных взрывом пород вулканической постройки. Пеплы, похожие на пыль или песок и состоящие либо из мелких частичек стекла (разбрызганной лавы), либо из тонкораздробленных пород жерла вулкана (а чаще всего смеси тех и других), наиболее подвижны. Так, тонкие разности пеплов могут в течение недель находиться во взвешенном состоянии и переноситься ветром на значительные расстояния. Общеизвестно, например, что пепел извержения Кракатау (1883 г.), прежде чем осесть, несколько раз облетел вокруг Земли. Более грубые продукты (вулканический песок, шлаки, бомбы) обычно накапливаются вблизи вулканов вместе с потоками лав, а иногда и самостоятельно, и принимают участие в формировании вулканического аппарата. Естественно, что химический состав рыхлых продуктов обычно близок общему составу продуктов извержения, так как по существу это тот же раздробленный силикатный расплав.

Первые попытки оценки масштаба вулканических явлений и петролого-минералогические характеристики изверженного материала отно-

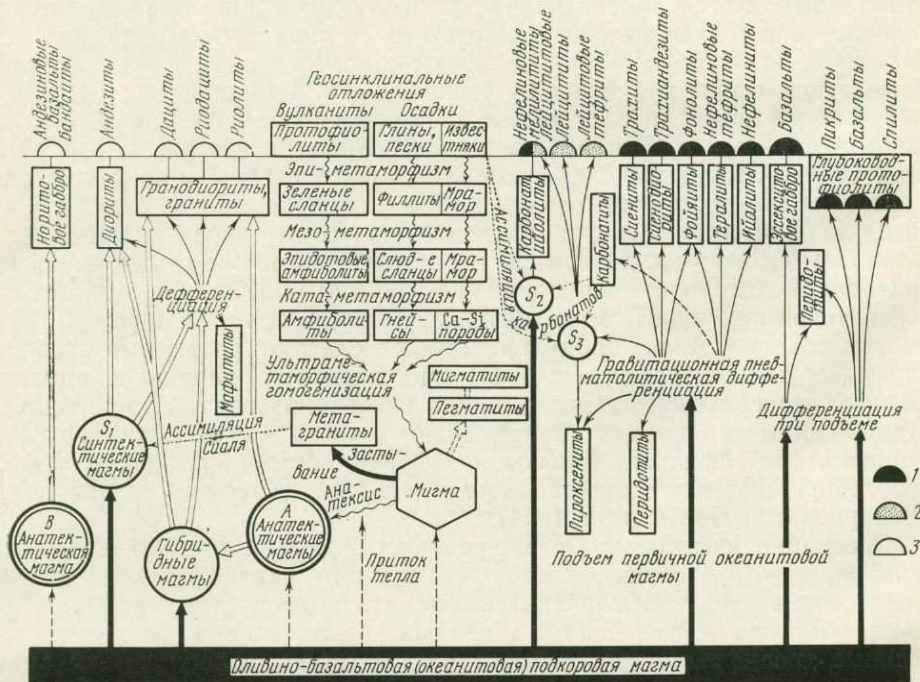


Рис. 1. Схема происхождения магм и образования важнейших типов пород (по Ритману, 1964)

1 — вулканиты атлантической группы; 2 — вулканиты средиземноморской группы; 3 — вулканиты тихоокеанской группы

сятся к концу XIX — началу XX столетия. На основе анализа таких грандиозных извержений, как Тамборо в 1815 г., Косегвина в 1855 г., Кракатау в 1883 г., Таравера в 1886 г., Бандай-Сан в 1883 г., Санта-Мария в 1902 г., и многих других уже в то время было совершенно ясно, что рыхлый пирокластический материал, извергаемый вулканами, количественно существенно преобладает над лавой. На основании исследования продуктов вулканов ряда современных вулканических областей Заппер (Zarreg, 1927), по данным Вольфа (Wolf, 1914), дал первую общую оценку количества выброшенного вулканами материала с 1500 по 1914 г. — 64 км³ лавы и 328 км³ рыхлых масс. Эти данные, однако, могут быть использованы лишь как сугубо ориентировочные.

Как справедливо отмечает А. Ритман (1964), цифры Заппера установлены на очень коротком отрезке времени и только по наблюдавшимся наземным извержениям — без какого-либо учета подводных, особенно глубоководных, эффузий. Из анализа геологического прошлого доподлинно известно, что подводные излияния составляют весьма существенную часть общего объема изверженных пород, и поэтому непременно следует учитывать, что в указанный отрезок времени значительные массы лавы извергались также в глубоких морях. А. Ритман, например, считает вероятным, что «продукты извержения вулканизма глубоких морей даже превосходят массы, извергнутые при наблюдавшихся извержениях, или по меньшей мере равны им» (Ритман, 1964, стр. 227).

В настоящее время оценка подводного вулканизма, данная А. Ритманом, выглядит уже необычайно скромно: появившиеся в последние годы океанологические материалы свидетельствуют о весьма широком развитии вулканизма в океанических впадинах. Выяснилось, что Срединный Атлантический вал, южная часть Индийского океана, равно как обширные пространства дна Тихого океана, представляют собой длительно существовавшие и до сего времени активные вулканические области. Даже простое сравнение площадей развития вулканизма в океанических впадинах и на материках и дугах явно свидетельствует в пользу многократного превосходства подводного вулканизма над надводным. Такой же вывод можно сделать и при сравнении продуктов древнего наземного и подводного вулканизма — общеизвестно, что в древних эффузивных толщах геолог прежде всего и в основном встречается с продуктами подводного вулканизма, количественно несоизмеримо преобладающими над сравнительно редко встречающимися остатками наземных вулканов.

Для сравнительной оценки характера вулканической деятельности А. Ритманом (1964) был предложен взрывной индекс E , показывающий процентное содержание взрывных продуктов ко всему изверженному материалу. Проведенный таким образом анализ материалов Заппера (табл. I) показал, что островные дуги, а также Кордильеры и Анды обладают наибольшим процентом взрывности ($E = 95—97\%$). Еще более высокая взрывность свойственна вулканам Индонезийской дуги ($E = 99\%$). В отличие от этого вулканизм внутренних частей Тихого океана существенно эффузивный ($E = 1—3\%$). Чисто эффузивный характер, по мнению А. Ритмана, должны иметь также многочисленные подводные извержения, не учтенные Заппером. Соответственно роду вулканической деятельности распределены и типы вулканов: стратовулканы и конусы из рыхлых продуктов с выжатыми и выдавленными куполами — в островных дугах и почти исключительно щитовые вулканы — на островах Тихого океана. В целом по всей Земле (без учета подводных излияний) также отмечается преобладание рыхлого изверженного материала над лавой ($K = 84\%$).

Формирование больших количеств рыхлых продуктов обязано воде и другим летучим компонентам, активно выделяющимся из магмы в ходе извержения.

По множеству наблюдений газовая фаза составляет значительную часть выбрасываемого вещества — как минимум несколько процентов от веса лавы. К. Фрис (Fries, 1953), например, подсчитал, что общий вес лавы и пепла мексиканского вулкана Парикутин, внезапно возникшего 20 февраля 1943 г. на кукурузном поле, к концу 1951 г. составил 3556 млн. т, тогда как вес летучих компонентов (в пересчете на воду) составил 39 млн. т. Примерно так же оценивает количество воды, выделяющееся из магмы в ходе извержения, С. И. Набоко (1959). При этом редко учитывается, что основная, количественно подавляющая масса газов выделяется из недр вулкана в ходе продолжительной и устойчивой поствулканической фумарольной и сольфатарной деятельности, сменяющей кратковременный период катастрофического извержения.

Таблица 1
Изверженный материал (в км³) с 1500 по 1914 г. (по Запперу, 1027)

Области	Лава	Рыхлый материал	Е, %
Островные гирлянды	11,5	241	95
Кордильеры, Анды	2,5	69	97
Греческий архипелаг	0,1	0,5	83
Южная Италия	5	3,5	41
Африканские грабены (континент)	1,5	1	40
Исландия	15,5	10	39
Атлантический и Индийский океаны	13	2,5	16
Тихий океан	15	1,5	3
Всего	64	329	84

Эксгаляции, связанные с извержениями вулканов и остыванием лавы на поверхности Земли, равно как и поствулканическая фумарольная и сольфатарная деятельность, изучены в настоящее время достаточно подробно. В нашей стране большое внимание этому вопросу уделила С. И. Набоко (1959).

Все разнообразие эксгаляций, проявляющихся на поверхности Земли, С. И. Набоко делит на две группы: 1) эксгаляции из магмы на поверхности, выделяющиеся из кратера в момент извержения, из лавовых масс над выводным каналом и из лавовых масс, оторвавшихся от выводного канала, и 2) эксгаляции из магмы на глубине, когда выходящие газы проходят через толщу пород и выделяются в кальдерах, кратерах и на склонах вулканов в виде фумарол, сольфатар, мофет и паровых струй (табл. 2). При этом в обеих группах выделяется один и тот же комплекс основных вулканических газов — водяной пар, углекислые газы, летучие соединения серы и хлористый водород.

Вода является основным компонентом газовых смесей, образующихся во время остывания излившейся лавы. При этом количество воды, выделяющееся из трещин горячей лавы при ее кристаллизации, не зависит от атмосферных факторов. Однако в более низкотемпературных фумаролах, сольфатарах и мофетах большую часть газовой фазы составляют поверхностные и грунтовые воды, смешанные с вулканическими эксгаляциями. Иногда отмечаются прямое проникновение атмосферной воды в сольфатару и переход ее в пар.

Классификация эксгаляций (по Набоко, 1959)

Характер эксгаляций	Место выделения	Температура	Химический состав
Эксгаляции из магмы на поверхности	Из кратера в момент извержения Из лавовых масс над выводным каналом	Колеблется	Мало данных. Предположительно H_2O , H_2 , CO , H_2S , SO_2 , HCl , HF и др. Фумаролы галоидной стадии: H_2O , H_2 , CO , HCl , HF , SO_2 , NH_4Cl , галогениды и сульфаты Na , K , Fe , Cu и др. Фумаролы сернистой стадии: H_2O , CO , H_2 , SO_2 , H_2S , сульфаты Na , K , Ca и др. Фумаролы углекислой стадии: H_2O , CO_2 , следы H_2S Фумаролы пароводяной стадии: пары H_2O
		1200—700°	Фумаролы из расплавленной лавы: H_2O , H_2 , CO , HCl , HF , S , SO_2 , галогениды и сульфаты: Na , K , Fe , окислы: Si , Cu , Fe
		500—300°	Фумаролы из остывшей лавы Солевые фумаролы: $NaCl$, KCl , $FeCl_3$, NH_4Cl , Na_2SO_4 , K_2SO_4 , $CaSO_4$ и др. Нашатырные фумаролы: NH_4Cl , $FeCl_3$ Пароводяные фумаролы
Эксгаляции из магмы на глубине	Кальдеры, кратеры, склоны вулканов	Выше критической температуры воды	Фумаролы галоидной стадии Фумаролы сернистой стадии Фумаролы углекислой стадии
		Близка к критической температуре воды	Сольфатары: пары воды, CO_2 , SO_2 , H_2SO_4 , H_2S
		Ниже критической температуры воды	Мофеты: водяной пар, CO_2 , H_2S Пароводяные струи: водяной пар Гидросольфатары: водяной пар, CO_2 , CH_4 , H_2S

Производные углерода также являются характерными компонентами вулканических газов, и выделение их охватывает самый длительный по сравнению с другими газами период остывания лавовых масс. В высокотемпературных фумаролах с температурой 500—200° присутствует только окись углерода; в фумаролах с температурой на выходе 200° и ниже преобладающим становится углекислый газ, который в сольфатарах и мофетах наряду с парами воды составляет основную часть эксгаляций. В условиях конденсации паров и появления высокотемпературной кислой воды углекислый газ проходит сквозь воду и составляет основной компонент спонтанных газов гидросольфатар.

Сера в различных соединениях выделяется как во время извержений, так и из остывающей лавы. Как известно, это очень активный элемент, обладающий несколькими валентностями и энергично реагирующий с кислородом, водородом и металлами. В фумарольных газах определены газообразные соединения всех валентностей серы — SO_2 , H_2S , S , H_2SO_3 , H_2SO_4 . При этом в высокотемпературных фумаролах присутствует главным образом SO_2 и изредка H_2S .

Хлористый водород является одним из характерных газов магмы. Выделение его знаменует активный период деятельности вулкана, как наиболее летучий, он появляется с первыми эксгаляциями остывающих лавовых масс. При остывании и кристаллизации лавы на поверхности даже маломощные массы продолжительное время выделяют хлористые соединения. Однако в выделениях магмы, кристаллизующейся на глубине, HCl иногда отсутствует. Это объясняется тем, что хлористый водород, как весьма активный газ, может частично расходоваться на реакции минералообразования при кристаллизации магмы, а при температурах конденсации воды — растворяться в ней, тогда как менее активные и растворимые газы, в частности сероводород и углекислый газ, достигают поверхности.

Частыми и почти постоянными спутниками рассмотренных выше основных газов являются водород, фтористый водород, аммиак, соединения фосфора и многие другие летучие компоненты. Всего в вулканических эксгаляциях одних только камчатских вулканов определено 53 элемента (рис. 2).

Интересные исследования газов, выделяющихся из жидкой лавы, провели Шеньо, Тазиев и Фабр (Chaigneau, Tazieff, Fabre, 1960) у лавового озера вулкана Нирагонго (Конго) — единственного в своем роде после исчезнувшего в 1924 г. озера расплавленного базальта вулкана Килауза (Гавайские острова). В газах, собранных в расщелинах с раскаленными стенками и с поверхности самого озера, установлено постоянное присутствие углекислого газа (до 87,35%), в меньших количествах сернистого газа (до 7,85%), окиси углерода (до 5,35%) и водорода (до 2,25%).

Д. Уайт и Г. Уоринг (White, Waring, 1963) обобщили результаты различных анализов более 250 проб фумарольных вулканических газов. По их мнению, химический состав фумарольных газов зависит от многих причин, таких, как: первоначальное относительное содержание каждого летучего компонента в магме; температура выделения газовой смеси из магмы и температура на точке наблюдения; время с начала выделения газа, так как при различии в растворимости газов менее растворимые преобладают в более ранних эманациях; место выделения газов, так как фумаролы над вертикальным жерлом содержат газы, выделяющиеся с различных глубин, в отличие от фумарол лавовых потоков; степень смешения и реакции с воздухом и метеорной водой; реакции с породами в месте выхода и сбора газов; реакции между нестойкими смесями в промежутке времени между сбором проб и анализом; качество работы аналитика и специфика состава газов, которые он анализирует.

	(H)																
(He)	(Li)	(Be)	(B)	(C)	(N)	(O)	(F)										
(Ne)	(Na)	(Mg)	(Al)	(Si)	(P)	(S)	(Cl)										
(Ar)	(K)	(Ca)	(Sc)	(Ti)	(V)	(Cr)	(Mn)	(Fe)	(Co)	(Ni)	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)	(Se)	(Br)
(Kr)	(Rb)	(Sr)	(Y)	(Zr)	(Nb)	(Mo)	(Ma)	(Ru)	(Rh)	(Pd)	(Ag)	(Cd)	(In)	(Sn)	(Sb)	(Te)	(J)
(Xe)	(Cs)	(Ba)	(TR)	(Hf)	(Ta)	(W)	(Re)	(Os)	(Ir)	(Pt)	(Au)	(Hg)	(Ti)	(Pb)	(Bi)	(Po)	(At)
(Rn)	(Fa)	(Ra)	(Ac)	(Th)	(Pa)	(U)											

Рис. 2. Геохимическая таблица эксгаляций камчатских вулканов (по Набоко, 1959)
Кружком обведены элементы, встречаемые в эксгаляциях и продуктах их реакций

Обобщив все опубликованные анализы газов и составив соответствующие графики и таблицы, авторы резюмируют следующее:

1. Водяной пар преобладает и в большинстве случаев составляет 90% всех газов.

2. Содержание воздуха обычно преобладает над содержанием активных газов, даже если при отборе проб соблюдались правила, исключаящие загрязнение. Особенно сильно загрязняются воздухом газы, просачивающиеся через пористые породы, и в меньшей степени — выходящие из расплавленной лавы или из воды горячих источников.

3. CO_2 — преобладающий активный газ, особенно при низких температурах. С увеличением температуры доля CO_2 в активных газах обычно уменьшается, вероятно, из-за более интенсивного выделения других газов.

4. CO отмечен во многих анализах газов камчатских вулканов, особенно в фумаролах с температурой выше 150° из базальтов Ключевского вулкана, и в единичных пробах из фумарол Геклы (Исландия). Ничтожные количества CO были обнаружены при изучении фумарол в гиперстено-дацитовом куполе Шова-Шинзан (Япония) и на Гавайских островах. Эта аномалия требует тщательного изучения; возможно, она проявляется близ некоторых базальтовых вулканов.

5. CH_4 обычно не определяется; в анализированных пробах его количество редко достигает 1%. Исключение составляют вулкан Новорупта на Аляске (4—14%), «гейзеры» Калифорнии (15%) и фумарола Мон-Пеле (17,9%). Этот газ весьма непостоянен; его вулканическое происхождение несомненно, хотя термодинамические особенности (Krauskopf, 1957) указывают, что присутствие CH_4 скорее всего характеризует сильно восстановительные условия.

6. NH_3 обнаружен в нескольких пробах в минимальном количестве. Шепард (Shepard, 1938), Руби (Rubey, 1955) и Уайт (White, 1957) предполагают, что аммиак не магматический; Рейли (Rayleigh, 1939), Юри (Urey, 1952), Эллис (Ellis, 1957), Краускопф (Krauskopf, 1957) и Стефенсон (Stevenson, 1960), напротив, считают его магматическим. Недавно Влотцка (Wlotzka, 1961) нашел, что почти все изверженные породы содержат NH_3 — от 5 до 50 частей (в среднем 20) на миллион. Это сильный аргумент в пользу магматического происхождения некоторой части аммиака. Он может быть также результатом высокотемпературных реакций между вулканическим H_2 и атмосферным N_2 (Немото и др., 1957), а также иметь органическое происхождение.

7. H_2 весьма непостоянен; обычно он отсутствует, однако превышает 40% активных газов во многих пробах из базальтовых лав вулканов Камчатки, для которых также заметно высокое отношение CO и CO_2 . Лава этих вулканов представляется необычайно бедной кислородом. На Шова-Шинзан содержание H_2 уменьшается с падением температуры, на Ключевском и Шевелуче — со временем. Однако на пробах из кратера Заварицкого на Ключевской сопке явно показано уменьшение H_2 с увеличением температуры.

8. Содержание HCl имеет тенденцию к увеличению с повышением температуры; однако многие высокотемпературные фумаролы содержат мало или совсем не содержат HCl , а некоторые низкотемпературные фумаролы богаты HCl (например, в районе Катмаи — это преобладающий кислый газ; в фумаролах с температурой до 400° содержится 87% HCl в кислых газах, в фумаролах с температурой 100° — до 54%).

9. HF определен в немногих фумарольных газах и составляет обычно меньше 10% HCl . Относительно обилен он в фумаролах Катмаи (до 42% в кислых газах) и на Шова-Шинзан (до 6%). Анализы фумарольных конденсатов указывают, что соотношение F/Cl колеблется обычно от 1:1000 до 1:10. Относительно много фтора в фумаро-

лах дацитового купола Шова-Шинзан и в отложениях риолитовых пеплов на Катмаи, т. е. F/Cl, вероятно, возрастает с увеличением содержания кремния в лавах. Анализы Оана, собранные на Шова-Шинзан в 1959 г., показывают, что отношение HF/HCl относительно постоянно в фумаролах с температурой свыше 300° и что содержание HF заметно уменьшается с понижением температуры. Это соотношение подтверждает, что фторометасоматоз, имеющий место в подобных случаях, осуществляется при температуре 100—300°, когда происходит выделение F из перегретых фумарольных газов.

10. H₂S редко достигает 20% суммы активных газов, однако в фумаролах вулкана Насу (Япония), где отлагается большое количество самородной серы, его содержание составляет 60—70%. Доля H₂S в активных газах возрастает с увеличением температуры, однако на Шова-Шинзан в фумаролах с температурой выше 200° содержание H₂S уменьшается.

11. SO₂, преобладающий серный газ, составляет 20% суммы активных газов в трети определявшихся проб. Его содержание может быть относительно высоким и в низкотемпературных фумаролах, особенно там, где происходят реакции с атмосферным кислородом.

12. SO₃ редко определяется (в дополнение к SO₂); его содержание может быть относительно мало, но может также и превышать содержание SO₂ (например, в одной из проб Килауэа — 27,4% против 10,9% SO₂; в кратере Геклы — 18% SO₃ к сумме активных газов). SO₃, растворенный в фумарольных конденсатах, обычно превышает количество HCl; таким образом, содержание SO₃ более высокое, чем это обычно предполагают.

13. Бор непосредственно в вулканических газах не определяется, но в фумарольных конденсатах соотношение H₃BO₃/HCl колеблется от 1 : 1000 до 1 : 20.

14. Бром определяется только в фумарольных конденсатах. Исключение составляет анализ газа купола Суелич вулкана Шевелуч, где отношение Br/Cl колеблется от 0,0034 (близкого к морской воде) до одной десятой этого значения. В воде вулканических горячих источников это отношение обычно ниже, чем в морской воде.

15. Йод определяется только в немногих фумарольных конденсатах. Нужны дополнительные данные, чтобы подтвердить, что J/Cl в солях может служить критерием их различного происхождения.

16. Слаболетучие компоненты, такие, как SiO₂, Na, Ca, Mg, найдены в конденсатах низкотемпературных фумарол во много больших количествах, чем это может быть объяснено их летучестью. Предполагается перенос их капельками воды в паре (аэрозоль).

17. Некоторые слаболетучие компоненты были обнаружены в высокотемпературных фумаролах. Многие из них растворимы в плотном пару под высоким давлением, но, как аэрозоли, вероятно, могут существовать и в парах низкого давления. На фумаролах Шова-Шинзан определены в заметных количествах Zn, As, Sn и Ag. Отмечено также, что эти и другие металлы, будучи слабо растворимыми компонентами, более обильны при высокой температуре (White, Waring, 1963, стр. 2—6).

Как можно видеть, рассмотренные газы характеризуют главным образом этап поствулканической фумарольной деятельности. Попытка выявить газы, сопутствующие изверженным породам в момент их кристаллизации, свелась к изучению газовых включений в соответствующих лавах.

Эти работы, начатые Travers (1899), Gautier (1906), Chamberlin (1908) и успешно продолженные затем многими исследователями, показали, что в изверженных породах действительно содержится от 1 до 200 см³ газов на 1 г породы. При этом плутонические породы, кристаллизовавшиеся под высоким давлением, обычно содержат больше вклю-

чений газов (в среднем 30 см^3 на 1 г), чем излившиеся на поверхность андезиты и базальты (в среднем 6 см^3 на 1 г). По данным сводки Уайта и Уоринга (1963), основу включенных газов составляет H_2O (80—90% — в андезитах и базальтах и 90—99% в обсидианах). В заметном количестве, превышающем содержание других газов (кроме H_2O), установлены CO_2 (в андезитах и базальтах больше, чем в обсидианах) и CO (в андезитах и базальтах больше, чем в обсидианах и гранитах). Содержание H_2 и N_2 весьма изменчиво; S_2 относительно преобладает в андезитах и базальтах. В обсидианах по сравнению с другими породами отмечено повышенное содержание Cl_2 и F_2 . Все эти газы (исключая H_2O) содержатся в количестве от 0,14 до 6 см^3 на 1 г породы.

Газы из изверженных пород при их нагревании выделяются в разных соотношениях в зависимости от температуры. Так, при нагревании 1 кг обсидиана до 500° выделилось (в см^3); CO_2 — 159,97; CO — 13,83; H_2O — 16,96; при нагревании выше 500° — CO_2 — 100,00; CO — 27,56; H_2O — 33,33; Cl_2 — 9,99; H_2 — 6,67; N_2 — 3,33; H_4Cl — 66,6 мг, других галоидов — 400 мг. Можно предположить, что при повышающейся температуре магматического очага (приближение извержения) в условиях слабого прогрева выделяются пары воды и углекислый газ, при большем прогреве — окись углерода, сернистые газы и водород. Около температуры плавления происходит отделение газовых смесей, содержащих наравне с другими газами хлор и хлористый водород. Замечено, что изменение состава фумарольных газов в указанной последовательности является одним из главных признаков приближающегося извержения.

В ходе извержения состав выделяющихся из магмы газов так же заметно меняется. По С. И. Набоко (1959), в первую высокотемпературную стадию выделяются все газы — H_2O , CO или CO_2 , S , SO_2 или H_2S , H_2 , HCl , NF и другие, менее распространенные. При длительном охлаждении лавы на фоне преобладающих паров воды сначала уменьшаются и перестают выделяться галоидные соединения, при этом газовые смеси становятся существенно углекислыми и сернистыми; позднее сернистые газы сменяются углекислыми, и, наконец, последние переходят в пары воды (Набоко, 1959).

Следует еще добавить, что первый этап извержения (особенно взрывного типа), естественно, характеризуется высокими температурами в канале и кратере вулкана, никем еще, к сожалению, не измеренными. Однако некоторой отправной точкой могут служить наблюдения в озерах жидкой лавы.

В лавовом озере Халемаумау (Килауэа), например, по определениям Джаггара, в 1917 г. непосредственно под затвердевшей коркой температура лавы была 750 — 850° , а с глубиной она возрастала и на дне озера (на глубине около 13 м) достигала 1180° . Над открытой поверхностью озера температура быстро увеличивалась за счет сгорания водорода и других горючих газов и в пламени высотой 4 м достигала 1350° (Ритман, 1964). Газы над лавовым озером Нирагонго (Конго) достигают 1020° (Chaigneau, Tazieff, Fabre, 1960). Нет никакого сомнения, что в момент формирования эруптивной пепловой тучи температура в канале вулкана значительно превышает температуру лавы вследствие реакций горения и взрыва, но даже такая температура лав вполне допускает существование в общей массе пепла пара, галоидных, сернистых и других газов и значительного числа летучих соединений металлов.

О составе этих компонентов косвенно можно судить по выветам и возгонам солей металлов в трещинах остывающей лавы, по налетам на глыбах каменных лавин растущих куполов, по отложениям солей из скатывающихся раскаленных туч.



Интересны наблюдения С. И. Набоко, свидетельствующие об интенсивном газовом переносе металлов даже на самом заключительном этапе извержения, в момент остывания излившейся лавы.

В видимых количествах из базальта выделялся летучий хлорид железа, который вошел в образовавшиеся возгоны эритросидерита и кремезита. Фиксируемый на поверхности раскаленных трещин гематит мог возникнуть в результате окисления в присутствии водяного пара, хлорида железа. Алюминий, магний и кальций в незначительных количествах выносились в летучих соединениях с хлором и только иногда качественно определялись в первых продуктах эксгаляции.

Из микроэлементов в весовых количествах из базальта улетучивалась медь в виде хлорида. Около газовых струй осаждались возгоны атакомита и хлористой меди. Концентрация меди в некоторых возгонах по сравнению с исходной в базальте увеличилась до 6000 раз (в некоторых возгонах содержится до 60% меди). В возгонах хлоридов определены Li, Be, Pb, Sn, Ag, Zn, Co, Ni, Mo, Bi, Ga, Te, Cr, V, Ba, Sr в заметно больших концентрациях, чем в лаве.

В соединениях с фтором из базальта и андезито-базальта Ключевского вулкана весьма интенсивно улетучивались Si и Fe. Это соответствует свойству фтора активно соединяться с металлами. Поскольку низкие температуры кипения имеют только SiF_4 и FeF_3 , они интенсивно отделялись от лавы. Фториды других элементов с более высокими температурами кипения концентрировались в лаве и продуктах ее изменения.

В соединениях с серой, так же как и с хлором, при температурах 900—800° из андезита вулкана Шевелуч в первую очередь выносились летучие соединения Na и K, но в другой пропорции, чем они содержатся в породе. Сернистый натрий улетучивался более интенсивно, чем сернистый калий. Если в лаве $\text{Na} : \text{K} = 3 : 1$, то в образующихся продуктах прямого возгона отношение сульфатов Na и K составило 20 к 1.

Из андезито-базальта Ключевского вулкана при температурах выше 500° в виде сернистого соединения выделялся кальций, и на поверхности раскаленных трещин в взрывных кратерах этого вулкана он обильно осаждался в составе ангидрита. В продуктах прямого возгона из андезита вулкана Шевелуч определено до 5% CaO , концентрация ванадия в осаждавшихся из раскаленных туч возгонах по сравнению с лавой увеличивалась в 1200 раз (в некоторых сульфатах определено до 12% V_2O_5), в малых количествах выносились летучие сернистые соединения Be, Cr, Ni, Zn, Ga, Sr, Mo, Sn, Ba, Pb (Набоко, 1959, стр. 269—270).

Эти данные, естественно, отражают лишь самые общие черты состава эманаций, но тем не менее они убедительно доказывают присутствие в эруптивном облаке, формирующемся в момент взрыва, помимо пепла и вулканических газов еще и ряда соединений металлов, летучих при высокой температуре.

Условия формирования рыхлых продуктов извержения и данные о газовой составляющей остывающих лав позволяют более или менее обоснованно судить о механизме взрывов и пеплообразования.

Дж. Кеннеди (1957) обосновал возможное перераспределение летучих компонентов магматического очага (главным образом воды) в связи со стремлением к установлению общего равномерного парциального давления воды в расплаве. Допуская в виде обычного случая, что всестороннее давление столба расплава и пород намного превышает парциальное давление воды в расплаве, Кеннеди пишет: «... имеются две силы, которые обуславливают колебания количества воды в различных точках магматического расплава: одна из них вызвана разностью температур, другая — различиями в величине внешнего давления» (стр. 506). Эти две силы действуют в одном направлении, вызывая диффузию раство-

ренной в расплаве воды в области меньших давлений и более низких температур и тем самым обогащая водой верхние и краевые части магматического очага.

Верхуген (Verhoogen, 1951) математически рассчитал кинетику процесса формирования пепла при выделении пузырей пара в поднимающейся к поверхности остывающей жидкой магме и дал первое обоснование представлению о механизме пеплообразования. Ему удалось показать, что характер выделения «воды» (пара и других летучих), а стало быть, и вулканических проявлений зависит не только от вязкости и состава лавы. Пеплообразование, как выяснил Верхуген, является, кроме того, еще и функцией многих дополнительных факторов — таких, как исходное содержание воды в магме, степень пересыщения магмы паром и скорость, с которой это пересыщение нарастает, глубина очага, температура лавы и т. п. Взаимодействие всех этих факторов приводит к появлению в жидкой лаве определенного количества газовых пузырей на единицу объема лавы в единицу времени, вызывающему распыление жидкой магмы и соответствующий вулканический взрыв.

Однако расчеты Верхугена, как показал И. И. Гущенко (1965), правомерны лишь для небольшой части взрывов вулканского типа. Дело в том, что наличие предполагаемого Верхугеном процесса пеплообразования неминуемо должно было бы привести к увеличению парциального давления кислорода в канале вулкана при усилении извержения. Проверка этого положения оказалась возможной на основании работы Д. Кеннеди (1950), установившего, что соотношение $FeO : Fe_2O_3$ в нагретых лавах и кислород в газовой фазе подчиняются принципу Ле-Шателье и находятся во взаимном равновесии. Анализ соотношения FeO к Fe_2O_3 в пепловом материале современных извержений вулканов Ключевского и Безымянного, проведенный И. И. Гущенко, показал, что при увеличении силы извержения парциальное давление кислорода в канале вулкана падает. Кроме того, предложенный Верхугеном механизм образования ювенильных пеплов оказался не в состоянии объяснить мощных резургентных взрывов, приводящих к дроблению в пепел значительных объемов древних пород вулканической постройки. Оказалось также, что несоизмеримо с расчетами Верхугена возрастает и общее давление, возникающее при взрывах в канале вулкана. Исходя из существующих в природе кратерных форм, образованных в результате одноактного взрыва, можно считать, что давления, создаваемые магматическим расплавом с включенной в него газовой фазой, очень малы и не превышают статических нагрузок порядка $100-300 \text{ кг/см}^2$, в то время как максимальная величина давлений при катастрофических взрывах в канале вулкана может достигать 4500 кг/см^2 .

И. И. Гущенко (1965) высказал предположение, что изменение парциального давления кислорода в канале вулкана при усилении его эруптивной деятельности вызвано сдвигами, происходящими в газовой фазе за счет окислительно-восстановительных реакций взрывного типа.

На основании данных Н. Н. Семенова (1958), И. И. Гущенко разделил вулканические газы на следующие группы: 1) взрывоспособные активные газовые компоненты, к которым относятся H_2 , Cl_2 , CO , F_2 , Br_2 , H_2S , CH_4 ; 2) активные катализаторы взрывоспособных смесей, энергично увеличивающие скорость реакций (до 1000 раз), главным образом H_2O ; 3) прореагировавшие взрывчатые смеси с малой энергией активации, являющиеся частично взрывоспособными и частично катализаторами; 4) невзрывоспособные инертные газы — отрицательные катализаторы N_2 , CO_2 ; 5) частичные катализаторы S_2 , SO_2 , SO_3 .

Теоретически природа взрыва та же самая, что и горение. Решающим фактором является скорость протекающих реакций, а способность газов к самовзрыванию и вынужденному взрыву определяется величиной энергии активации. Подавляющая часть этих реакций с участием

вулканических газов характеризуется экзотермичностью. В случае вынужденного взрыва нижняя граница взрываемости определяется по правилу Ле-Шателье и для рассматриваемых компонентов колеблется в пределах от 1 до 15,5 объемных процентов. Условия взрываемости вулканических газов определяются размерами пузырьков газа в расплаве. При давлениях, приближающихся к атмосферному, цепной механизм реакции возможен, если диаметр пузырьков газа в расплаве равен нескольким миллиметрам (для цепной реакции $H_2 + Cl_2$ диаметр пузырька должен быть не менее 4 мм). При давлениях, измеряемых десятками атмосферы, минимальный диаметр должен быть не менее десятых долей миллиметра. Нижний температурный предел взрываемости газов в ряде случаев опускается ниже 300° (при $P = 1$ атм), а средняя температурная граница нижнего предела взрываемости составляет около 650° .

Хотя нижняя граница взрыва газов определяется в отдельных случаях несколькими объемными процентами к общему содержанию газов, в условиях вынужденного взрыва большое значение приобретает сам характер этого возбуждения. По этой причине взрыв в устойчивой форме происходит лишь в случае, когда взрывоспособные компоненты составляют $\frac{1}{3}$ газовой фазы. Средняя величина энергии теплового эффекта реакции составляет 30 ккал/моль. При содержании инертных примесей газов в 67% общая величина теплового эффекта равна 10 ккал/моль. Считая, что при цепном механизме реакции, характеризуемом изотермичностью, теплота реакции выражает собой энергию взрыва, можно допустить, что 1 моль газовой фазы (считая и инертные примеси) дает в среднем энергию взрыва, равную 10 ккал/моль, или $0,418 \cdot 10^{12}$ эрг.

При объемном весе пород 0,5—2,4 и удельном весе 2,5 возможный предел концентрации газовой фазы составляет от 4 до 80% всего объема породы. Поскольку в ходе вулканического процесса первые выделяются из расплава газы с большой энергией активации, можно считать, что резургентные пеплы являются продуктом взаимодействия взрывных газовых смесей с твердыми участками канала вулкана.

Проверка концентраций взрывоспособных газовых смесей, необходимых для взрыва, была проведена И. И. Гущенко на материале катастрофического извержения вулкана Безымянного в 1956 г. Для кульминационного взрыва 3 марта 1956 г. было определено содержание хлора в воднорастворимых вытяжках продуктов этого взрыва. Оказалось, что 1 млрд. т продуктов извержения соответствует 0,76 млн. т хлора. Спустя 1,5 года после интенсивной десорбции в пирокластическом материале этого взрыва все еще имелось 0,5 млн. т хлора на 1 млрд. т отложившегося пирокластического материала. Приведенные данные позволяют утверждать, что хлор достиг таких концентраций, что даже одно взаимодействие его с водородом ($H + Cl_2$) могло привести к кульминационному взрыву.

Естественно, что наличие H_2 , Cl_2 и других взрывоспособных газов — необходимое, но еще далеко не достаточное условие для возникновения цепной реакции. Так, по подсчетам Р. И. Ткаченко, ежесуточный расход хлора в эскаляциях вулкана Эбеко составляет 233 т, однако никакого взрыва не происходит. Дело, очевидно, заключается в том, что для цепной реакции взрывного типа необходимы еще дополнительные благоприятные условия: близкое к нормальному гидростатическое давление, интенсивное поступление участвующих в реакции газов, наличие камеры (канала) для их концентрации, низкая сопротивляемость стен камеры скалыванию, высокая температура в камере и т. п. Сочетание этих факторов практически исключено как в условиях диффузного отделения летучих компонентов из глубоко залегающего магматического очага в ходе постмагматического процесса, так и в случае извержения в океанических глубинах. Поэтому ни в стадии поствулканического процесса,

ни при подводных извержениях катастрофических взрывов, вызывающих интенсивное дробление вмещающих пород, не бывает. Переместившиеся к поверхности массы глубинного вещества Земли обладают значительным запасом свободной энергии, которая при вулканическом процессе в изменившихся условиях среды, давления и температуры интенсивно расходуется в форме тепловой энергии разогретых лав и газов, механической энергии дробления и перемещения лавы и пирокластического материала, а также в форме химической энергии минералообразования и химических реакциях, главным образом между силикатным расплавом и летучей составляющей магмы.

Вся эта свободная энергия направлена в общем счете на интенсивное механическое и химическое преобразование продуктов извержения. Однако конечный результат реализации этой энергии в конкретных условиях различен и зависит главным образом от исходного состава продуктов вулканизма, стадии самого процесса и той среды, в которой происходит перераспределение энергии.

Существенное изменение первоначального состава расплавов происходит на одном из ранних этапов прохождения магмы сквозь земную кору, когда она ассимилирует вмещающие породы и подвергается дифференциации. На этом этапе заметно изменяется состав не только силикатного расплава, но и участвующих в реакциях летучих компонентов, что, по-видимому, особенно влияет на перераспределение таких, например, элементов, как фосфор и др.

Перераспределение компонентов магмы во многом определяется стадиями проявления вулканизма. Так, активная стадия отмечается обильным поступлением твердых продуктов — лавы и пирокластики, когда происходит в основном механическое перераспределение; в ходе поствулканических процессов при возрастании активности летучих компонентов отмечается наиболее существенное химическое преобразование пород вплоть до полного разложения их на составные элементы. Этот процесс освобождает многие катионы металлов от связи с силикатами, принуждая их к более или менее интенсивной миграции.

Заметно влияет на результат перераспределения элементов характер среды — воздушный и водный. Наличие или отсутствие водных масс над очагом вулканизма существенно меняет само течение процесса. Так, катастрофические взрывы с дроблением пород в пепел, характерные для наземного вулканизма, не происходят под водой, где исключена возможность цепной реакции взрывоспособных газовых компонентов. Подводные извержения отличаются минимальным количеством пирокластического материала (и то главным образом на мелководье, т. е. на границе водной и воздушной сред) и по существу в большинстве случаев представляют собой спокойные излияния лавы на дно моря. Летучие компоненты, при наземных извержениях обычно рассеивающиеся в атмосфере, в водной среде накапливаются и сами становятся продуктом перераспределения.

С другой стороны, растворение кислых летучих газов в малых объемах грунтовых вод ведет к формированию ультракислых растворов, полностью разлагающих окружающие породы, в то время как при подводных поствулканических процессах обилие воды как растворителя кислых газов приводит к резкому снижению химической активности этих газов и почти полностью исключает возможность реакции их с ранее образованными изверженными породами.

Вопросам распределения элементов в конкретных условиях разнообразных вулканических проявлений в основном и посвящены последующие главы книги.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ХОДЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Наземные извержения при всем своем разнообразии в общем сводятся к выведению на поверхность Земли расплавленной лавы, брекчий, шлаков, пепла и вулканических газов (Ритман, 1964). Быстрый процесс выделения из магмы газовой составляющей, а также цепные реакции взрывного типа в газовой фазе продуктов извержения являются причинами вулканических взрывов, в результате которых в атмосферу выбрасываются значительные количества ювенильного и резургентного пепла в смеси с вулканическими газами и летучими соединениями. Эруптивная туча, поднятая силой взрыва на высоту многих километров (а в отдельных случаях на несколько десятков километров) и влекомая воздушными течениями, сразу же подвергается дифференциации, рассыпаясь пепловым дождем.

Наиболее ярко проявляется дифференциация пирокластического материала по размерам обломков; крупные частицы падают гораздо ближе к вулкану, чем мелкие. По В. И. Влодавцу (1959), дальность переноса частиц разной размерности при вулканических взрывах составляет: «для тончайшей вулканической пыли — до сотен тысяч километров (Кракатау в 1883 г.); для тонкой пыли — тысячи километров, для вулканического песка — до сотни километров; для лапилли — несколько десятков километров; для глыб — несколько километров» (стр. 52)

Десятками, а то и сотнями километров измеряются перемещения агломератовых, песчаных и грязевых потоков, а площади, покрываемые пирокластическим материалом, достигают сотен и тысяч квадратных километров. Направление и дальность перемещения зависят от силы и направления взрыва, силы и направления ветра, силы тяжести, направления течения водных потоков и отчасти от автоэксплозий и рельефа местности (рис. 3, 4).

Грубый пирокластический материал обычно отвечает обломкам пород, слагавших взорванную постройку. Так, например, агломератовый поток извержения вулкана Безымянного (1956 г.), состоящий из обломков пород роговообманковых андезитов, ничем не отличается от роговообманковых андезитов, слагающих внутрикратерный купол вулкана.

Несколько иной характер имеют тонкие пеплы, главными компонентами которых являются плагиоклаз и стекло. В пеплах того же извержения вулкана Безымянного порообразующие минералы во фракции 0,25—0,05 мм распределяются в следующих соотношениях (в % от веса фракции): плагиоклаз — 30—40, стекло — 30—50, темноцветные минералы — 7—17, рудный минерал — 1—6 (Гущенко, 1965).

По степени кристаллизации вулканические стекла пеплов делятся на две основные группы: черное непрозрачное стекло без признаков раскристаллизации с показателем преломления базиса 1,570 и зеленое стекло с показателем преломления базиса 1,560, в котором заключены кристаллы и микролиты.

Важными элементами, характеризующими вулканические пеплы, являются форма и пористость.

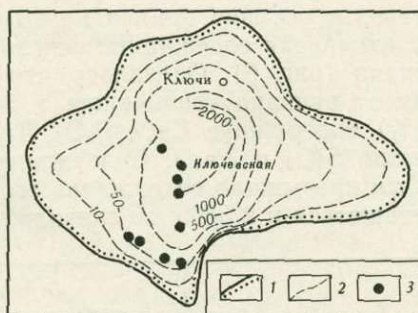
По И. И. Гущенко (1965), стекловатые частицы по форме и пористости делятся на три основные группы:

1. Выброшенные в пластичном состоянии — обычно вытянутые, оканчивающиеся тонкими нитями. Характерны округлые каплевидные формы. Иногда в ядре наблюдаются фенокристаллы плагиоклаза, оливина и пироксена. Изредка встречаются пузырьки, вытянутые в том же направлении, что и зерно.

2. Газонасыщенные пепловые частицы, выброшенные в полутвердом состоянии. Наиболее характерны рваные формы. Газовые пузырьки составляют до 70% объема стекловатых частиц. Поверхность таких частиц иногда напоминает вид пчелиных сот. Образование стекловатых частиц этой группы, по-видимому, приурочено к моменту наиболее обильного насыщения магматического материала газовой фазой.

Рис. 3. Схематическая карта пеплопадов Ключевского вулкана в ноябре-декабре 1962 г. (по Гущенко, 1965)

1 — граница площади пеплопада;
2 — изогипсы плотности пепловых отложений ($г/см^2$); 3 — вершины вулканов



3. Частицы пепла явно обломочного происхождения, обычно остроугольные с плоскими поверхностями, обладающие раковистым изломом. Газовые пузырьки здесь почти полностью отсутствуют.

Все три формы встречаются как в черном, так и в зеленом стекле. Например, в стеклах пепла вулкана Ключевского, выпавшего 22—23 ноября 1962 г. в пос. Козыревск, частицы разных форм составили (в %):

	Пластичные	Пористые	Обломочные
В черном непрозрачном стекле . .	5	38	57
В зеленом прозрачном стекле . . .	30	64	6

На примере извержения вулкана Ключевского (ноябрь-декабрь 1962 г.) удалось показать зависимость состава пеплового материала от интенсивности и типа извержения. Оказалось, что по мере развития извержения и перехода его из вулканского в вулканско-стромболианский тип в составе пепла возросли размерность зерен и доля черного стекла, особенно его обломочных частиц. Это позволило И. И. Гущенко предположить, что зеленое и черное стекла отражают различное состояние магматического расплава в канале вулкана и что образование черного окисленного стекла связано с более вязкой магмой.

Распределение выброшенных компонентов в зоне пеплопада также неравномерно. Наряду с резким изменением гранулометрического состава пепла в пепловом облаке происходит дифференциация частиц по удельному весу. В осевой части преобладают более тяжелые минералы, а в краевой возрастает содержание более легкого зеленого стекла (рис. 5).

Изменение минерального состава пепла, естественно влечет за собой изменение его общего химического состава. В обычном случае вследствие золотой дифференциации по мере удаления от вулкана в пепле

возрастает содержание SiO_2 и K_2O ; количество других компонентов уменьшается (Larssen, 1937).

Как установил И. И. Гущенко, «обычная» эоловая дифференциация характерна главным образом для вулканического и вулканико- Stromboli-анского типов извержений. В случаях же, например, сильных извержений вулкано-плинианского типа соотношение химических компонентов пепла заметно изменяется, возникает иной тип дифференциации, когда в пеплах по мере удаления от вулкана понижается содержание SiO_2 и возрастает содержание ряда металлов — Mg, Al, Ti и других. Этот тип дифференциации, установленный на Камчатке по материалам кульминационного взрыва вулкана Безымянного (30 марта 1956 г.) и древним пеплам вулкана Шивелуч, сопоставим с известными данными анализов образцов пепла параксизмального взрыва вулкана Гекла 29 марта 1947 г., собранных в 10, 40, 83, 280, 830 и 3800 км от вулкана (Thorarinsson, 1954). Приняв за исходную породу анализ лапилль, выпавших в 10 км от вулкана, И. И. Гущенко пересчитал анализы Тораринсона этой породы, условно приняв каждый компонент за 100%, и составил график изменения содержания основных компонентов по мере удаления от вулкана (рис. 6). Оказалось, что содержание K_2O , MgO и H_2O^+ в 3800 км от вулкана увеличилось в 3—4 раза; несколько возросло (на 40—46%) содержание CaO, P_2O_5 , TiO_2 и Al_2O_3 ; заметно уменьшилось количество SiO_2 и Na_2O . Содержание валового железа пеплов в зоне до 280 км превышало содержание его в исходной породе, а затем начало уменьшаться и к 3800 км снизилось на 40%.

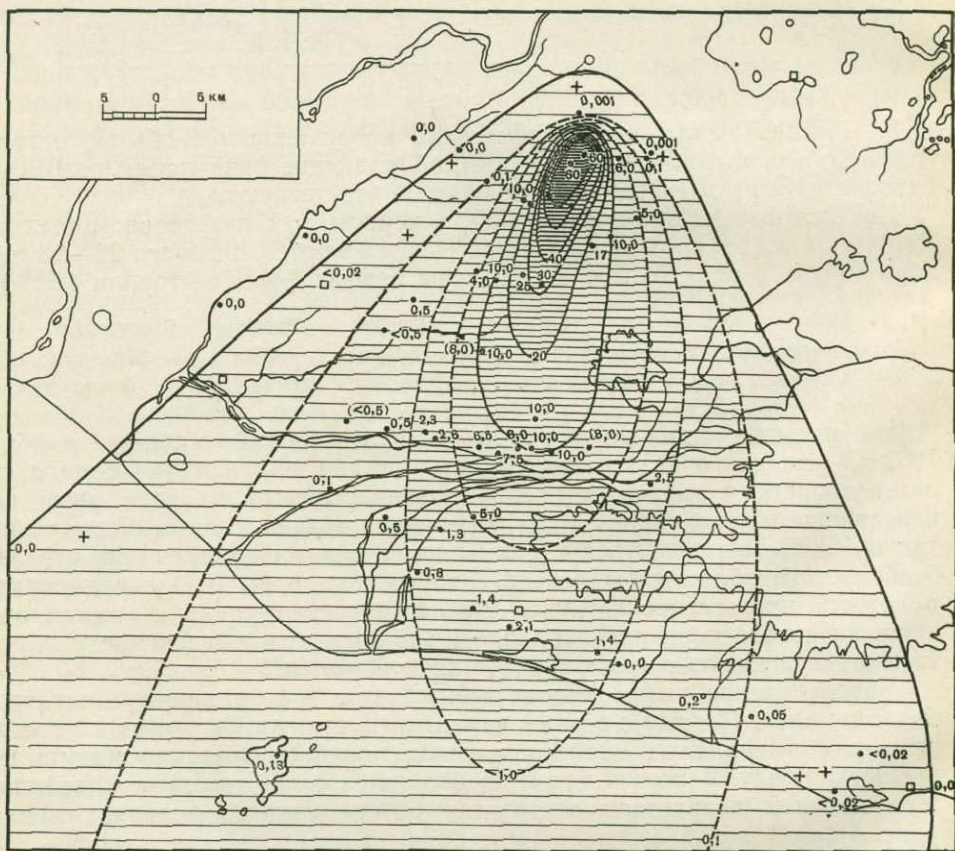
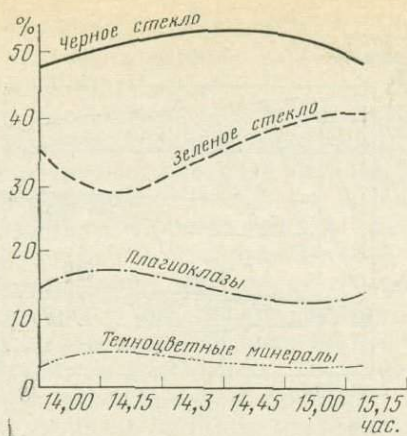


Рис. 4. Распределение и мощности пеплопада при извержении Геклы 29 марта 1947 г. (по Thorarinsson, 1954)

Цифрами обозначена толщина слоя пепла (в см) (5; 20 и т. д.)

Рис. 5. Распределение отдельных минеральных частиц пепла в разрезе отложений пеплового облака (по Гущенко, 1965)



На материале извержений камчатских вулканов удалось установить, что содержание металлов в пепле изменяется в зависимости от гранулометрического состава последнего.

Анализ мономинеральных фракций плагиоклаза и стекла пеплового материала вулкана Безымянного, отложившегося в пос. Ключи (42 км от вулкана) за период с 19 ноября по 2 декабря 1955 г. и являющегося продуктом дробления роговообманково-пироксеновых андезитов постройки вулкана, показал, что в обломках андезита и стекла размерностью 0,03—0,10 мм содержание Fe, Ti и Mn в 5 раз больше, чем в тех же обломках размерностью 0,28—0,14 мм. В пеплах Карымского вулкана извержения 1957—1960 гг., представляющих собой продукт дробления андезитовой постройки, отложившихся в 2,5 км от вулкана, плагиоклазы фракции 0,03—0,01 мм содержат Fe и Ti в 4—5 раз, а Mn, Pb и Sn — в 25 раз больше, чем плагиоклазы более грубозернистых фракций (Гущенко, 1965).

Причина изменения состава пепла, как выяснил И. И. Гущенко, заключается в сорбции тончайшими пепловыми частицами летучих компонентов взрывной тучи.

Физико-химическую сторону этого процесса можно понять исходя из свойств поверхности искусственных силикатов (стекол). Известно, что, несмотря на теоретически высокую растворимость кремнекислых соединений, процесс растворения силикатов стекол весьма неравномерен во времени: интенсивный в первые секунды, он затем резко замедляется и позднее практически прекращается. Это объясняется возникновением на поверхности стекла защитного слоя коллоидной кремнекислоты, препятствующего дальнейшему растворению. Интерпретируя опыты по растворению поверхности стекла, И. В. Гребенчиков (1933) пришел к следующим выводам: 1) все силикатные стекла весьма энергично и быстро (доли минуты) реагируют с водой, образуя на поверхности коллоидную пленку кремневой кислоты, защищающую стекло от дальнейшего разрушения; 2) толщина защитной пленки весьма мала и колеблется для различного состава стекол от 11 до 60 Å; 3) коллоидная пленка способна к реакциям адсорбции (стр. 113).

Обменная адсорбция между кремнекислой коллоидной пленкой и другими коллоидными частицами, проверенная на ряде солей, протекает достаточно интенсивно и обычно ведет к увеличению толщины защитной пленки. При действии хлорного железа, например, она колеблется для различных стекол от 27 до 320 Å. Установлена энергичная реакция пленки с соединениями меди, никеля и хлористыми солями цинка, олова, титана. Гидраты окисей этих металлов, образующиеся в ходе реакций гидролиза, в виде коллоидов входят в состав пленок и затем формируют сложные кремнекислые соединения. Высушенная в эксикаторе,

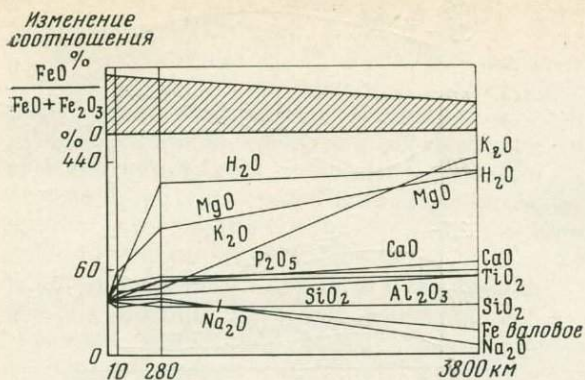


Рис. 6. Ход дифференциации компонентов пеплового облака при взрыве вулкана Гекла 29 марта 1947 г. в зоне от 0 до 3800 км от вулкана

Начальная точка соответствует 100% (по Гущенко, 1965)

такая пленка толщиной порядка $0,5 \times 10^{-7}$ см под микроскопом обнаруживает обилие трещин и морщин, возникающих, по-видимому, вследствие старения коллоидной кремневой кислоты при потере ею воды. Аналогичные изменения наблюдались и на поверхности природных силикатов — кварца, топаза, плавяного базальта (Гребенщиков, 1937).

Нечто подобное, очевидно, происходит и в эруптивной туче в момент образования резургентного пепла.

По И. И. Гущенко (1965), поверхностная пленка на пепловых частицах визуально заметна слабо и видна лишь на светлых обломках кристаллов плагиоклаза, причем в этой пленке часто заметны глобулитовые скопления рудных минералов. При обработке поверхности зерен мономинеральных фракций плагиоклазов 15% растворами различных кислот (HCl, H₂SO₄, HNO₃) И. И. Гущенко удалось разрушить и перевести в раствор защитную пленку толщиной 0,0004—0,0095 мм, практически не растворяя самих зерен.

Анализ полученного таким образом раствора показал, что пленка содержит весьма существенные концентрации различных элементов: Fe — 23—26%, Mg — 0,2—1,6, Ti — 0,1—2,6 и Mn до 0,035% (Гущенко, 1965, стр. 108). Особенно контрастно накопление этих компонентов в коллоидной пленке по отношению к общему их содержанию в плагиоклазах. Оказалось, что в сравнительно тонкой пленке заключено 74—92% всего железа плагиоклазов, 21—52% всего магния, 29—92% всего титана, 12—46% всего ванадия и 28—70% всего марганца (другие элементы не определялись). Оказалось также, что коллоидная пленка свойственна исключительно резургентным, т. е. обломочным, пеплам и практически отсутствует на ювенильных пеплах.

Состав сорбционной пленки отчетливо зависит от силы, типа и стадии извержения. Это можно проиллюстрировать сравнением содержания Fe, Mg, Ti и P в мономинеральной фракции плагиоклазов пеплов, последовательно выпавших в пос. Ключи при извержении вулкана Безымянного в 1955—1961 гг. Плагиоклазы пеплов начального периода извержения характеризуются минимальным содержанием упомянутых компонентов, вполне соизмеримым с их содержанием в плагиоклазах агломератового потока. Максимум содержания Fe, Mg и Ti совпадает с периодами наиболее сильных эксплозий докульминационной (вулканско-плинианской) деятельности вулкана, а кульминационный вулканский период характеризуется резким снижением содержания этих элементов. На завершающем этапе определяющим компонентом является фосфор (рис. 7). Кроме того, в пеплах заключительного этапа в виде примесей отмечено незначительное количество свинца (до 0,03%) и олова (до 0,005%).

Не менее интенсивно сорбируются пеплами и кислотные элементы солей — хлор, фтор, бром, SO₄, SO₃, HCO₃ и др. В водных вытяжках

свежевыпавших пеплов того же извержения, по данным Л. А. Башариной (1958), среднее содержание Cl оказалось равным $2,02 \cdot 10^{-1}\%$, S — $4,98 \cdot 10^{-1}$, $Bг$ — $1,44 \cdot 10^{-3}$, F — $4,08 \cdot 10^{-3}$, B (H_3BO_3) — $2,6 \cdot 10^{-3}$. Эти количества, как известно, значительно превышают обычные содержания данных элементов в изверженных породах. Достаточно сказать, что хлора в экстракциях из свежих пеплов оказалось в 603 раза больше, чем в дробленых породах древней постройки вулкана, а серы — в 50 раз. По данным Стефансона, Кристина и Сигуринсона, поверхностные дождевые воды на вулкане Гекла во время и после его извержения 1947 г. содержали до 9,5 мг/л фтора; при промывании же пепловых осадков содержание фтора, который выщелачивается из свежих пеплов, колебалось от 60 мг/л в водах, фильтрующихся через грубозернистый пепел, до 350 мг/л в водах, промывающих тончайший пепел. Размельчение грубозернистого пепла до размерности тончайшего не повысило содержание фтора в вытяжке, что также привело авторов исследования к мнению об адсорбции растворимых фторидов на поверхности пепловых частиц (Stefansson, Kristinn, Sigurjonsson, 1957).

Для удобства сравнения результатов анализов водных экстрактов свежих пеплов на разных этапах извержения вулкана Безымянного И. И. Гущенко пересчитал содержание отдельных компонентов на 1 дм^2 сорбирующей поверхности пепловых частиц. Оказалось, что и в этом случае отчетливо выявилась прямая зависимость общего содержания анионов и катионов водных вытяжек от интенсивности извержения.

Анализ этих соотношений позволяет предполагать, что коллоидная пленка на поверхности частиц резургентного свежераздробленного пепла в какой то степени отражает количество и состав летучих компонентов эруптивной тучи на разных этапах деятельности вулкана. Активная сорбция поверхностью пепловых частиц различных компонентов, выброшенных силой взрыва в атмосферу, представляет собой, по-видимому, основной механизм, посредством которого летучие компоненты улавливаются пеплом и возвращаются на поверхности земли, «заражая» обширные площади.

И. И. Товарова (1958) попыталась установить количество воднорастворимых веществ, содержащихся в пирокластическом материале вулкана Безымянного извержения 1955—1956 гг.

Как известно, при извержении вулкана Безымянного было выброшено огромное количество пирокластического материала.

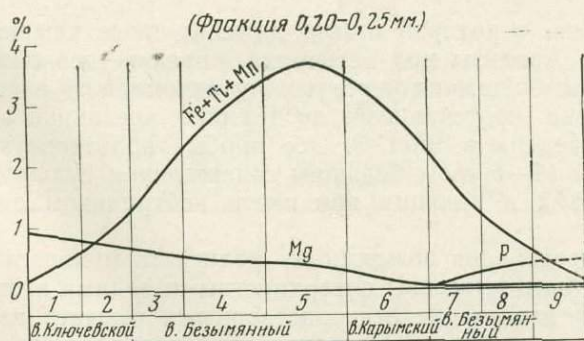


Рис. 7. Содержание Fe, Ti, Mg, Mn, P в плагиоклазах пеплов (фракция 0,20—0,25 мм) вулканов Ключевского, Безымянного, Карымского в зависимости от типов извержений

1—2 — Ключевской: 1 — Стромболианско-вулканское 30.XI, 31.XII, 1962, 2 — Стромболианское 29.XII, 1962; 3—5 — Безымянный: 3 — Катмайско-безымянский взрыв 30.II.1956, 4 — вулканско-плинианское извержение, XI.1955, 5 — плиннианское извержение. Карымский: 6 — вулканская начальная стадия, IX—X.1960; 7—8 — Безымянный: 7 — вулканское извержение, конечная стадия, 1958—1961, 8 — пелейское, 1958—1961; 9 — фреатические взрывы (?)

Резкое изменение рельефа на значительной площади привело к существенному нарушению прежней гидрографической сети, восстановление которой протекало в последующее время довольно интенсивно. «Весной и летом 1956 г. многочисленные водные потоки, протекая через толщу агломератов, прорезали глубокие русла в рыхлом материале; в некоторых местах вода текла прямо по поверхности агломератового потока и, постепенно просачиваясь через его толщу, выходила в виде горячих источников на границе рыхлого агломератового потока с подстилающей его мореной. Образовавшиеся ручьи и речки подмывали рыхлые стенки прорытых ими «каньонов», что приводило к обрушению горячего пирокластического материала в воду. Явление это вызывало паровые взрывы — своеобразные извержения, при которых на высоту в 200—300 м выбрасывались пепловые облака. Вода рек иногда так переполнялась рыхлым материалом, что превращалась в густую, но очень

Таблица 3

Химический анализ вод агломератового потока вулкана Безымянного (Товарова, 1958)

Компоненты	Проба 785		Проба 787	
	мг/л	мг · экв	мг/л	мг · экв
NH_4^+	178	9,88	50,46	2,80
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	1025	43,55	403,00	17,52
Mg^{2+}	269	22,11	375	30,82
Ca^{2+}	428	21,35	686	34,23
Fe^{3+}	9,7	0,52	2,88	0,15
Al^{3+}	11,87	1,32	0,46	0,05
Σ	1921,57	98,73	1517,8	85,57
Cl^-	782	21,95	782	21,95
SO_4^{2-}	1070	22,27	1470	30,60
HCO_2^-	3446	56,51	2013	33,01
Σ	5298	98,73	4265	85,56
H_2SiO_3	169	—	73	—
Общая минерализация	5496	—	4775	—
CO_2 общая	1265	—	1111	—
Сухой остаток	5850	—	4905	—
pH	6,6	—	6,7	—

подвижную грязь, в которой плыли даже крупные камни» (Товарова, 1958, стр. 686). Анализы вод источника, питающегося поверхностными водами, просачивающимися через толщу агломерата, а также поверхностного водотока, протекающего по долинке, врезанной в агломератовый поток, приведены в табл. 3. Обе пробы характеризуются высокой минерализацией (4—5 г/л), большим содержанием сульфат-иона, хлор-иона, уголекислоты и кальция при почти нейтральном значении pH (табл. 4).

С целью определения возможных количеств минеральных веществ, которые могут быть вынесены поверхностными водами в океан, И. И. Товарова провела извлечение легкорастворимых веществ из свежего пирокластического материала. Экстракция производилась из рыхлой фракции менее 1 мм. Для анализа были взяты водные вытяжки, полученные путем четырехкратной последовательной экстракции образцов равными объемами воды при комнатной температуре в течение 48 часов (100 г материала + 4 раза по 100 мл воды). Подобные условия экстракции, по мнению И. И. Товаровой, напоминают в миниатюре процесс промывания продуктов извержения поверхностными водами и могут дать

Химический анализ водных вытяжек из пеплов и рыхлого материала агломератового потока (Товарова, 1958)

Компоненты	Водная вытяжка					
	из пепла начального периода извержения		из пепла главного взрыва		из материала агломератового потока	
	мг/100 г	мг-экв	мг/100 г	мг-экв	мг/100 г	мг-экв
NH_4^+	10,80	0,49	7,20	0,33	10,80	0,49
Na^+	8,10	0,35	5,15	0,23	6,63	0,29
K^+	3,11	0,08	1,68	0,04	1,70	0,04
Mg^{2+}	21,50	1,77	10,20	0,84	3,11	0,26
Ca^{2+}	157,00	7,83	81,20	4,05	54,00	2,69
Fe^{2+}	2,22	0,08	2,22	0,08	1,56	0,06
Fe^{3+}	3,00	0,16	2,18	0,12	1,18	0,06
Al^{3+}	3,02	0,34	2,93	0,33	1,98	0,22
Σ	208,75	11,10	112,76	6,02	80,96	4,11
Cl^-	95,88	2,70	55,04	1,55	22,70	0,64
SO_4^{2-}	400,40	8,33	198,40	4,12	165,00	3,41
HCO_3^-	29,30	0,48	24,40	0,40	20,49	0,33
Σ	525,58	11,51	277,84	6,07	208,19	4,38
H_2S	0	—	0	—	0	—
H_2SiO_3	4,99	—	4,59	—	3,58	—
Общая минерализация	724,67	—	390,60	—	278,90	—
CO_2 общая	176,0	—	211,20	—	240,50	—
Сухой остаток	807,7	—	411,80	—	254,13	—
pH	5,80	—	5,00	—	5,30	—

ориентировочные представления о количестве выносимых водой веществ. Результаты экстракции приведены в табл. 5.

«Водные вытяжки, полученные нами искусственно, — заключает И. И. Товарова, анализируя результаты экстракции, — оказались менее минерализованными, чем естественные поверхностные воды. Вероятно, в природных условиях вымывание растворимых веществ проходит более интенсивно. Несмотря на это, мы намеренно проводили «неполную» экстракцию, считая, что подобная оценка количеств вымываемых ве-

Таблица 5

Общее количество воднорастворимых веществ (в мг) в продуктах извержения вулкана Безымянного (по данным четырехкратной экстракции) (Товарова, 1958)

Компоненты	Пепел начального периода извержения	Пепел главного взрыва	Материал агломератового потока	Σ
NH_4^+	$9,7 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^4$	$28,6 \cdot 10^4$	$44,8 \cdot 10^4$
Na^+	$7,3 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^4$	$17,3 \cdot 10^4$	$29,2 \cdot 10^4$
K^+	$2,8 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^4$	$8,8 \cdot 10^4$
Mg^{2+}	$1,9 \cdot 10^5$	$0,9 \cdot 10^5$	$0,8 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^5$
Ca^{2+}	$1,4 \cdot 10^6$	$0,7 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^6$
Fe^{2+} Fe^{3+}	$4,6 \cdot 10^4$	$4,0 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$	$15,9 \cdot 10^4$
Al^{3+}	$2,7 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^4$	$10,5 \cdot 10^4$
Cl^-	$8,6 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^5$	$19,6 \cdot 10^5$
SO_4^{2-}	$3,6 \cdot 10^6$	$1,8 \cdot 10^6$	$4,4 \cdot 10^6$	$9,8 \cdot 10^6$
HCO_3^-	$2,6 \cdot 10^5$	$2,2 \cdot 10^5$	$5,4 \cdot 10^5$	$10,2 \cdot 10^5$
H_2SiO_3	$4,5 \cdot 10^4$	$4,2 \cdot 10^4$	$0,5 \cdot 10^4$	$18,2 \cdot 10^4$
Σ	$6,6 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^6$	$7,7 \cdot 10^6$	$17,8 \cdot 10^6$

ществ является более объективной. Однако даже и при таких условиях экстракции общие количества растворимых веществ, выносимых в океан поверхностными водами, представляются значительными. По самой скромной оценке в результате извержения вулкана Безымянного в бассейн р. Камчатки было вынесено около 20 млн. т легкорастворимых веществ» (Товарова, 1958, стр. 688).

Интенсивное перераспределение элементов атмосферными водами, промывающими свежие пирокластические отложения, нам удалось наблюдать на вулкане Мерапи (Центральная Ява) непосредственно после его недавнего извержения.

Вулкан Мерапи (высота 9211 м) с глубокой древности известен как один из самых активных вулканов мира. За четыреста лет зафиксировано более 50 его извержений, причем последние годы на каждое десятилетие приходится 2—3 крупных извержения (Neumann van Padang, 1951).

Для вулканической деятельности Мерапи характерно обильное выделение вязкой лавы авгито-гиперстенового (роговообманкового) андезита с формированием экструзивных куполов и лавовых потоков как внутри кратера, так и на внешней стороне конуса. Появление большого объема лавы на крутых склонах вулкана в ходе извержения часто приводит к образованию низвергающихся раскаленных лавин, в которых массы свежей лавы объемом в тысячи кубических метров в стремительном движении по склону дробятся на раскаленные обломки и смешиваются с песком и пеплом. Обычными спутниками таких лавин являются отделяющиеся «палящие тучи» горячих вулканических газов, освобождающихся в результате дробления блоков раскаленной лавы, мелкого песка и пепла. Так формируются типичные «ладу» — агломератовые потоки, скатывающиеся по склону и заполняющие депрессии в нижней части склона и у подножия вулкана.

Иногда в составе ладу принимают участие и обломки более древних лав вулкана, вовлеченные в движение раскаленной лавой. В ходе извержения 18—19 декабря 1930 г., например, древний западный купол вершины Мерапи оказался «подрыт» свежим лавовым потоком и вулканическими взрывами на склоне в 250 м ниже вершины. При обрушении вершины образовалась серия огромных лавин длиной до 13,5 км, которые сопровождалась раскаленными тучами (рис. 8). Общий объем этих лавин составил около 7,5 млн. м³, причем свежезлившаяся лава составляла всего около 1/10 этого объема (Беммелен, 1957).

Нечто похожее произошло в мае 1961 г., когда раскаленный агломератовый поток устремился вниз по западному склону почти по тому же пути, что палящие тучи декабря 1930 г. В результате образовалось ладу, перекрывшее агломерат 1930 г. новым слоем пирокластического материала мощностью до 30 м и протяжением 12—13 км. Палящая туча разрушила деревню и сожгла рощу кокосовых пальм. Внешне новое ладу чрезвычайно близко напомнило агломератовый поток вулкана Безымянного на Камчатке, отличаясь от него разве что только более скромными размерами.

Перераспределение элементов атмосферными водами, промывающими тело агломератового потока, было изучено М. Хартманом в ладу извержения 1930—1931 гг. Исследуя состав «вторичных термальных источников», он выделил три типа вод, просачивающихся через остывающий пирокластический материал:

1) источники белой воды с температурой около 30°, нейтральной реакцией и белой суспензией гипса;

2) источники черной воды с температурой 60—80°, рН около 8,7 и сильным запахом H₂S, образующие на речной гальке черный налет, который на 72,32% состоит из сернистого железа с небольшим количеством сернистого марганца, а 19,37% составляет кремнезем;

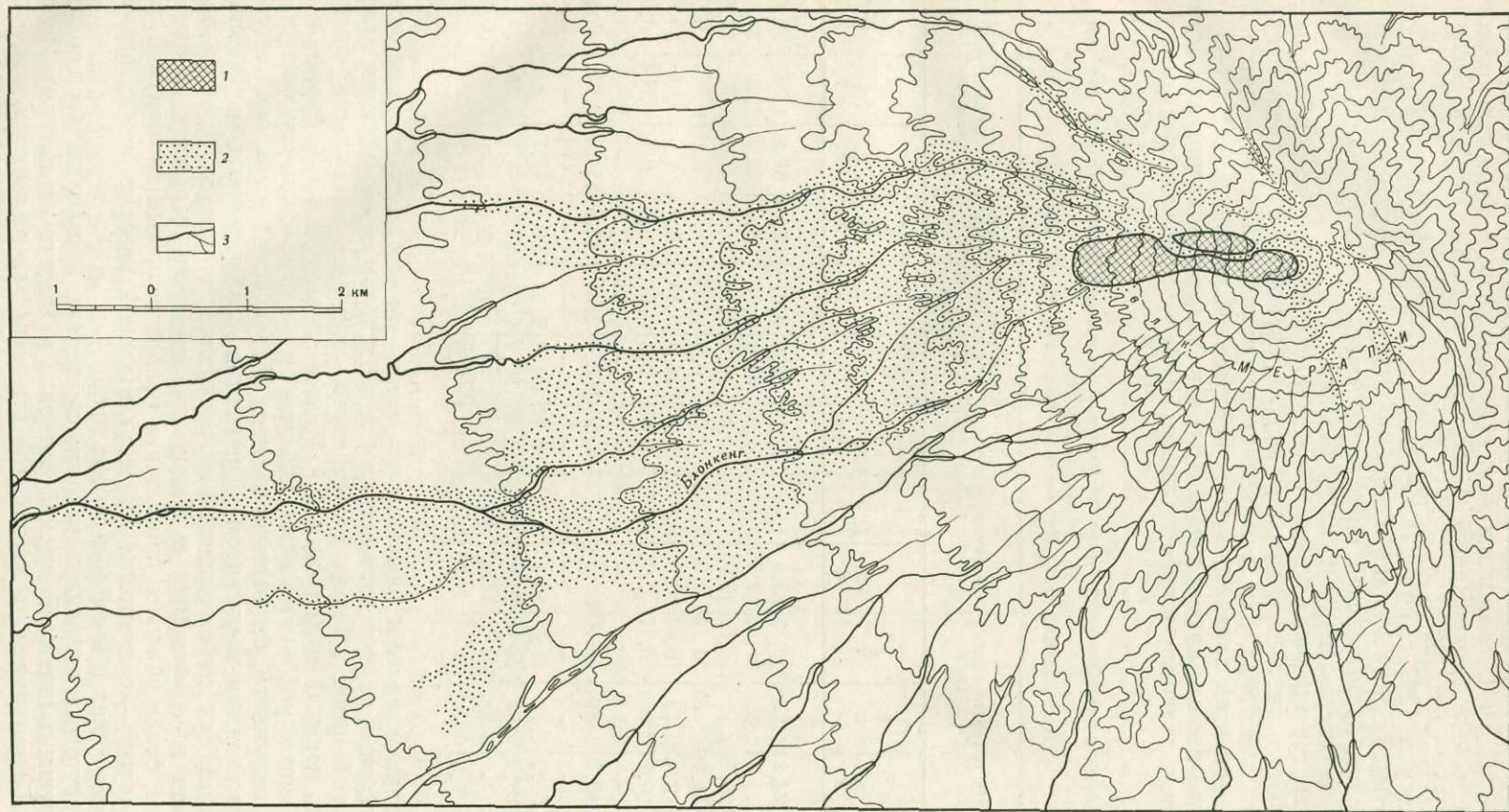


Рис. 8. Лавовые потоки и отложения осадков раскаленных туч вулкана Мерапи
(с 1930 г.; по Neumann van Padang, 1954)

1 — лавовые потоки; 2 — районы, пораженные раскаленными тучами; 3 — реки

3) источники буро-желтой или красно-бурой воды с температурой 60—70°, pH 8,6 и слабым запахом H₂S, образующие буро-красный или желтый осадок, содержащий 11,7% SiO₂ и 67,8% Fe₂O₃ в смеси с Al₂O₃ (Hartmann, 1933).

В августе 1962 г. нам удалось исследовать воды и осадки потоков, дренирующих ладу Мерапи извержения 1961 г., а также воды и взвеси р. Трисинг, промывающей пирокластические отложения палящей тучи 1939 г. на северо-западном склоне Мерапи.

Воды, дренирующие пирокластические отложения недавних извержений Мерапи, оказались довольно однообразными. Как в сравнительно крупных водотоках, так и в мелких источниках, высачивающихся из пеплов, эти воды характеризуются нейтральной реакцией (pH 7,3—7,6), примерно равным содержанием Mg, Ca и Na, составляющих подавляющую часть катионов, и преобладанием HCO₃ в составе анионов (табл. 6).

Таблица 6

Состав вод, промывающих пирокластические отложения агломератовых потоков вулкана Мерапи (Центральная Ява, Индонезия) (Аналитик М. А. Канакина)

Элемент	Р. Блонкенг (ладу Мерапи, 1961)			Источник в пеплах долины р. Блонкенг			Источник среди пирокластического материала долины р. Трисинг			Р. Трисинг (ладу Мерапи, 1939)		
	мг/л	мг·экв/л	мг·экв%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв%	мг/л	мг·экв/л	мг·экв%
Ca ²⁺	24,1	1,21	33,33	22,5	1,13	32,34	60,2	3,01	32,04	31,6	1,58	29,50
Mg ²⁺	13,8	1,15	31,68	14,8	1,23	35,20	34,0	2,83	32,01	23,0	1,92	35,85
Na ⁺	25,5	1,11	30,58	25,0	1,10	31,48	49,0	2,13	24,09	41,5	1,80	33,61
K ⁺	1,0	0,026	0,72	0,65	0,002	0,06	0,9	0,002	0,02	0,65	0,002	0,04
Fe ²⁺	2,4	0,13	3,58	0,5	0,03	0,86	16,0	0,86	9,73	1,0	0,05	0,93
Mn ²⁺	0,1	0,004	0,11	0,05	0,002	0,06	0,2	0,01	0,11	0,1	0,004	0,07
Σ	—	3,630	100,0	—	3,494	100,00	—	8,842	100,00	—	5,356	100,00
HCO ₃ ⁻	112,2	1,84	52,00	83,6	1,37	43,91	228,4	3,74	45,89	154,3	2,53	48,65
CO ₃ ²⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	53,2	1,11	31,35	58,1	1,21	38,78	101,6	2,13	26,13	67,7	1,41	27,12
Cl ⁻	20,9	0,59	16,65	19,0	0,54	17,31	80,9	2,28	27,98	44,7	1,26	24,23
Σ	—	3,54	100,00	—	3,12	100,00	—	8,15	100,00	—	5,20	100,00
pH	7,3	—	—	7,3	—	—	7,6	—	—	7,3	—	—

Обращает на себя внимание тот факт, что эти воды по соотношению основных компонентов весьма близки к водам, промывающим агломератовый поток вулкана Безымянного, отличаясь по существу лишь заметно меньшей минерализацией. Иными словами, и на Камчатке, и в Индонезии атмосферные воды, просачиваясь сквозь толщу пирокластических отложений, без всякого влияния последующих эксгаляций обогащаются сходным комплексом компонентов, сорбированных мельчайшими обломками пирокластического материала в момент извержения. Меньшая минерализация в Индонезии, очевидно, отражает, с одной стороны, более обильное промывание пеплов осадками тропической зоны, с другой — сравнительно более длительный перерыв между временем извержения и временем отбора проб.

Присутствие коллоидов гидроксида железа в нейтральных водах, дренирующих пирокластический материал недавнего извержения Мерапи, особенно заметно в местах, где эти воды задерживаются для орошения рисовых полей. В этом случае все пространство рисового поля

оказывается покрытым тонким бурым желеобразным налетом толщиной до 2—3 см. Состав такого налета (в %): $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 30; Al_2O_3 — 17; SiO_2 — 30; FeO_2 — 0,79, некоторое количество Mg, Mn, P (табл. 7, проба 204). В долине р. Трисинг яркая желтая хлопьевидная взвесь присутствует в воде мелких холодных нейтральных источников, которые сочатся из тела ладу извержения 1939 г. Взвесь эта оседает в местах выхода ручьев на склонах долины, тонким слоем покрывает камни русла реки, а в застойных ее участках образует рыхлые желвакоподобные коллоидные скопления толщиной 5—10 см. Состав их примерно тот же, что и на рисовых полях западного склона (в %): $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 40; Al_2O_3 — 7; SiO_2 — 30; TiO_2 — 0,58; P_2O_5 — 2, Mg, Mn (табл. 7, проба 203).

Таблица 7

Состав железисто-кремневого геля, осаждающегося из вод, промывающих отложения агломератовых потоков вулкана Мерапи (Аналитик М. А. Канакина)

Элементы	Проба					
	203	204	207	209	212	213
SiO_2	29,55	30,75	16,61	10,72	16,79	20,65
TiO_2	0,58	0,79	0,14	0,14	0,14	0,26
Al_2O_3	7,14	17,03	0,01	0,28	14,70	4,07
Fe_2O_3	37,07	28,68	43,63	62,82	31,74	41,41
FeO	2,76	2,19	0,48	0,37	1,54	1,68
P_2O_5	2,10	0,11	3,99	2,45	0,34	4,51
MnO	0,25	0,15	0,04	0,14	—	0,19
CaO	5,32	1,26	7,66	1,14	0,41	2,15
MgO	2,07	2,50	0,63	0,78	1,60	0,65
Na_2O	1,46	0,20	0,20	0,12	0,04	0,41
K_2O	0,74	0,14	0,12	0,08	0,07	0,31
H_2O^+	4,44	10,23	5,28	6,21	12,25	6,71
H_2O^-	5,19	4,89	14,82	13,53	15,62	13,98
CO_2	0,42	0,12	6,38	0,74	0,06	1,68
C	0,66	0,75	0,24	0,34	1,47	0,91
S	0,09	0,04	0,02	—	0,17	0,03
Cl	0,13	0,01	—	—	—	0,01
SO_3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,31	Не опр.
Σ	99,99	99,83	100,35	99,86	100,25	99,56

Существенное перераспределение железа холодными и теплыми источниками с близкой к нейтральной концентрацией водородных ионов наблюдается и в более древних пирокластических отложениях. На северо-западном склоне вулкана Уннгаран, деятельность которого в настоящее время выражается в существовании небольших фумарольных полей, выделяющих главным образом SO_2 , H_2S и CO_2 (Neumann van Padang, 1951), из мощной толщи пеплов, туфов и лав просачивается много крупных и мелких источников, из вод которых выделяется большое количество взвеси гидроокислов железа. Это особенно заметно в глухих оврагах, прорезающих мощные пепловые толщи. Со склонов таких оврагов в русла сплывают желтые желеобразные массы железистого осадка.

Состав выделяющейся взвеси сравнительно однообразен. Это главным образом Fe_2O_3 (30—60%), SiO_2 (10—20%), TiO_2 (0,14—0,26%), P_2O_5 (до 4,5%), кальций, магний, марганец (табл. 7, пробы 207, 209, 212 и 213).

Различия в характере вод, высаживающих в разных местах однородную железистую взвесь, несколько более существенны; pH для разных источников колеблется от 5,8 до 8,5, соотношения катионов довольно изменчивы, хотя преобладание Mg над другими основаниями сравнительно устойчиво. Среди анионов на фоне преобладающего HCO_3^- в отдель-

ных пробах выявляются повышенные содержания SO_4 или Cl (табл. 8). И все же в общем плане и здесь мы имеем дело с атмосферными водами, дренирующими толщу пирокластического материала.

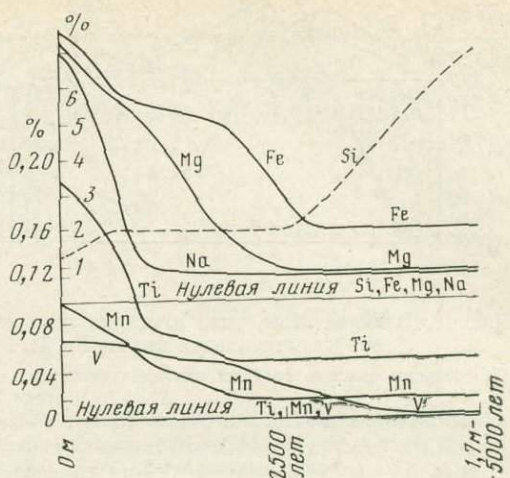
Обращает на себя внимание однообразие состава железистых осадков вод, промывающих пирокластический материал. Основной массе железа здесь постоянно сопутствует кремнезем, титан, марганец, фосфор; в воде и осадке повышено содержание магния. Весьма существенно, что в этих осадках, высаживающихся в условиях почти нейтральной среды, устойчиво сохраняется комплекс элементов, выделение которых из истинных растворов обычно требует разной концентрации водородных ионов. Так, по химическим свойствам титан должен был бы прекращать миграцию при pH 1—2, окисное железо — при pH 5,5, марганец —

Таблица 8
Состав вод холодных источников района Унгаран, высаживающих железистокремневый гель

Компоненты	Проба 207			Проба 209			Проба 212			Проба 213		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
Ca^{2+}	10,5	0,53	3,26	32,8	1,64	20,71	28,6	1,42	31,84	11,4	0,57	5,41
Mg^{2+}	99,5	8,29	51,02	27,8	2,31	29,16	23,2	1,93	43,27	53,4	4,45	26,63
Na^+	155,0	6,73	41,42	14,0	0,60	7,58	20,0	0,87	19,51	170,0	7,39	44,23
K^+	26,5	0,68	4,18	4,2	0,10	1,26	4,8	0,12	2,69	17,5	0,45	2,69
Fe^{2+}	0,3	0,02	0,12	60,0	3,21	40,53	1,8	0,09	2,02	72,0	3,85	23,04
Mn^{2+}	0,0	—	—	1,6	0,06	0,76	0,9	0,03	0,67	0,0	—	—
Σ	—	16,25	100,00	—	7,92	100,00	—	4,46	100,00	—	16,71	100,00
HCO_3^-	823,5	13,50	83,38	338,6	5,55	91,13	12,2	0,20	4,76	702,0	11,50	65,85
CO_3^{2-}	30,0	1,00	6,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO_4^{2-}	19,2	0,40	2,47	14,4	0,30	4,93	182,4	3,80	90,48	9,2	0,20	1,14
Cl^-	46,1	1,29	7,97	8,4	0,24	3,94	7,2	0,20	4,76	204,9	5,77	33,01
Σ	—	16,19	100,00	—	6,09	100,00	—	4,20	100,00	—	17,47	100,00
pH	8,5	—	—	7,1	—	—	5,8	—	—	7,6	—	—

при pH 8 и т. п. Однако в рассматриваемом случае из вод с pH 7,3 одинаково интенсивно высаживаются и титан (которого уже не должно быть в растворе), и марганец (который должен еще находиться в растворенном состоянии). Разгадка этого парадокса заключается, по-видимому, в следующем. Как мы уже знаем, именно перечисленные элементы — кремнезем, железо, титан, марганец, магний и фосфор — наиболее активно сорбируются поверхностью силикатных частиц пепла. По данным П. В. Гребенщикова (1937), сорбированные вещества находятся на поверхности силикатов в коллоидной форме. Таким образом, в толще пирокластического материала уже при ее формировании оказались сформированными коллоиды гидроокисей железа, титана, фосфора, марганца. Смытые дренирующими водами, они совместно вступили в миграцию в коллоидной форме, не переходя в истинный раствор, и совместно коагулировали там, где коагулировала основная масса коллоидов железа и кремнезема. Вероятность такого процесса подтверждается тем, что при наличии определенных стабилизаторов (например, органических комплексов) могут существовать весьма концентрированные коллоидные растворы гидроокисей двух- и трехвалентного железа, марганца, алюминия, хрома, кобальта, меди и др. Так, Шишниншвили, Баданадзе и Одилавадзе (1964) указывают на возможность получения ус-

Рис. 9. Содержание Fe, Ti, Mn, P, Si, Mg, V (спектральные анализы) на поверхности плагиоклазов в захороненных пеплах, относящихся к вулканско-плинианскому типу извержения вулкана Шивелуч (по Гуценко, 1965)



тойчивых золей гидроокисей железа в широких пределах концентраций — от сильно разбавленных до весьма концентрированных (до 119 г/л) в условиях среды с рН 7—9 (а для трехвалентного железа — в кислой среде). При этом стабилизированные коллоидные частицы сохраняются в состоянии золя даже в сухих порошках, что обеспечивает полную обратимость свойств коллоидных растворов и возможность их самопроизвольной пептизации в водной среде.

Особенно существенно то, что перемещение и последующая концентрация рудных компонентов, рассеянных в эруптивной туче и сорбированных пеплом, осуществляется под воздействием обычных метеорных вод без какого бы то ни было последующего влияния вулканической деятельности.

На больших площадях это выражено в заметном повышении содержания железа в поверхностных водах. Так, в реках Камчатки и Магаданской области, по данным гидрологических ежегодников за ряд лет, содержание железа достигает в отдельных случаях 8 мг/л, а в среднем пересчете на годовой сток превышает 1 мг/л, что примерно в 10 раз выше средней величины содержания железа в водах других рек СССР.

И. И. Гуценко (1965) предпринял попытку определить длительность существования сорбционной коллоидной пленки на поверхности силикатных частиц пепла. Для этой цели были сделаны солянокислые вытяжки мономинеральных захороненных пеплом вулканско-плинианского этапа деятельности вулкана Шивелуч с определением в них Si, Fe, Mg, Na, Ti, V и Mn (рис. 9). Верхние точки графика отвечают возрасту 90 лет, нижние — 5000 лет. Оказалось, что максимум содержания металлов отмечен повсюду исключительно в верхних горизонтах и что время почти полного разрушения ожелезненной поверхности пленки (по определению изотопа C_{14} в остатках обгоревшей растительности) составляет 2500 лет. Для легко растворимых компонентов этот срок существенно сокращается — в р. Сухая Хапица, например, общая минерализация растворенных компонентов через 3 года после извержения уменьшилась с 4 до 1 г/л.

Следует иметь в виду, что со временем на процесс разрушения сорбционной коллоидной пленки может накладываться диагенетический процесс вторичного минералообразования в пепле, особенно интенсивный при выветривании тонких фракций вулканического стекла. Этот процесс, ведущий главным образом к образованию глинистых

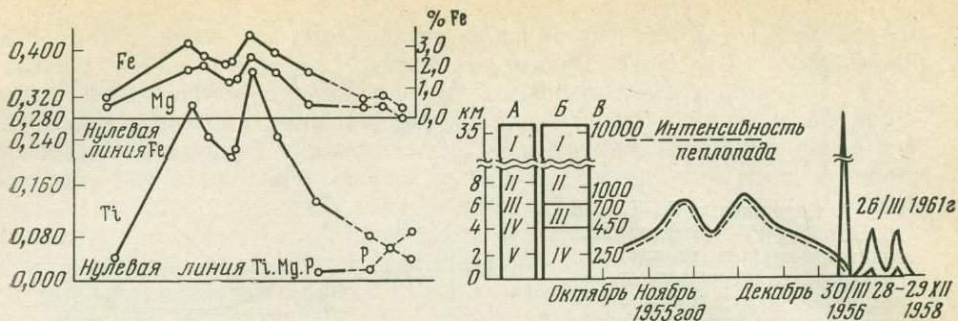


Рис. 10. Влияние силы, типа и стадии извержения вулкана Безымянного на содержание в плагиоклазах пеплов Fe, Ti, Mg, P (фракция 0,25—0,20 мм)

По ординате нижнего графика отложена относительная высота выбросов пепла в км (по Гуценко, 1965)

А — общая интенсивность пеплопадов (т/час): I — $5,0 \cdot 10^7$, II — $6,0 \cdot 10^6$, III — $4,2 \cdot 10^5$, IV — $2,6 \cdot 10^4$, V — $1 \cdot 10^3$; Б — тип извержения: I — катмайско-безымянский взрыв, II — плинианский, III — вулканско-плинианский, IV — вулканский; В — радиус пеплопадов

минералов (галлуазита, каолинита), находится в прямой зависимости от времени выветривания. Так, если в пепле 100-летнего возраста глинистые минералы только фиксируются, то в пеплах, имеющих возраст свыше 3000 лет, количество глинистых минералов иногда превышает 80% всех минералов фракции менее 0,01 мм. В ходе этого процесса в пеплах также образуются способные к миграции коллоиды гидроокиси железа.

Таким образом, извержение и рассеяние на обширной поверхности пирокластического пеплового материала влечет за собой интереснейший геохимический процесс концентрации и последующей миграции ряда первоначально высокотемпературных летучих веществ (соединения железа, марганца, титана, фосфора и т. д.), стремящихся, казалось бы, к бесконечному рассеянию. Перестройка этих соединений в ходе движения эруптивной тучи в коллоидную форму, сорбция образовавшихся коллоидов резургентным пеплом и последующий смыв их проникающими через пепел атмосферными водами в значительной степени обеспечивают сохранение и концентрацию изверженных высоколетучих соединений металлов. В этом процессе особенно важно подчеркнуть, что все последующее перемещение происходит исключительно под влиянием атмосферных вод без какого-либо воздействия факторов вулканизма и одновременно осуществляется на обширной площади распространения пирокластического материала. Масштабы этого процесса, естественно, обусловлены масштабами вулканизма.

Перемещение пленки преимущественно в коллоидном растворе обуславливает и своеобразные геохимические условия, при которых в одновременно коагулировавшей взвеси совместно фиксируются элементы с различными для истинных растворов условиями осаждения — Fe, Si, Ti, Mn, P и т. д. Тип этой пленки, меняющейся от преимущественно железистой до существенно фосфористой, характеризует в первую очередь тип извержения (рис. 10). Последующие перемещения в зависимости от преобладающего типа извержения могут привести к формированию либо специфических железистых, либо фосфористых рудных скоплений.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД
В ХОДЕ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Кратковременный период активной деятельности в ходе вулканического процесса неминуемо сменяется несравнимо более длительной и устойчивой поствулканической деятельностью. Она продолжается десятилетиями, сотни лет и даже тысячелетия. На поверхность земли продолжают поступать разнообразные летучие соединения, которые выделяются из излившейся лавы или отделяются от остывающего на глубине магматического очага. Внешне это выражается в существовании большего или меньшего количества газовых струй, выделяющихся как в кратере, так и на склонах конуса, а также в образовании горячих источников, разнообразных по составу, дебиту и температуре. Остановимся на характеристике самих эксгаляций и термальных источников, имея в виду выяснение механизма дальнейшего перераспределения элементов в массе изверженного материала.

Существование в кратерах и на склонах вулканических аппаратов объективно весьма разных по своему характеру газовых выходов послужило причиной создания многих их классификаций, за основу которых обычно принимаются состав выделений и их температура. Сен-Клер-Девиль выделил 6 групп фумарол: 1) сухие фумаролы с хлоридами Na, K, Fe, Ca, Mn; 2) эксгаляции солей аммония; 3) фумаролы из HCl, SO₂ с парами воды; 4) фумаролы из водяного пара с SO₂ и S; 5) чистые водяные пары; 6) мофеты.

Заппер различал: 1) сухие нейтральные фумаролы, выделяющиеся из раскаленной лавы, — хлориды Na, K, Fe, Mg; 2) кислые фумаролы с температурой 360—500° — соляно- и сернокислые газы, реже — сероводородные и углекислые, хлориды железа и нашатырь; 3) щелочные фумаролы с температурой выше 100° — водяные пары, аммиак, карбонаты аммония, сероводород и углекислый газ; 4) холодные фумаролы и мофеты с температурой ниже 100° — углекислый газ, водяные пары, сероводород, углекислый газ. Последующие классификации Фуке, Сильвестри, Лакруа и Вольфа, также построенные на различиях температуры и вещественного состава, весьма близки к упомянутым и различаются лишь в деталях (Wolf, 1914). Существенным недостатком всех этих классификаций является их статичность, не учитывающая развитие вулканического процесса в целом.

Классификация, в которой многообразие фумарол рассматривается в зависимости от условий их образования, впервые была предложена С. И. Набоко (1959). Рассматривая отдельно «эксгаляции из магмы на поверхности» и «эксгаляции из магмы на глубине», С. И. Набоко в каждой из этих групп различает последовательную смену состава выделяющихся газов в общем развитии поствулканического процесса. Таким образом, устанавливаются фумаролы галоидной, сернистой, углекислой и пароводяной стадий (см. табл. 2). Как мы уже знаем, эти стадии отражают качественные изменения поствулканического

процесса на разных его этапах. Обратный порядок изменения состава фумарольных газов свидетельствует обычно о возрастании вулканической активности и может служить предвестником приближающегося извержения. Так, извержению Эбеко в марте 1963 г. предшествовало существенное повышение содержания хлористого водорода (от 0,19 до 0,9% в 1957 и 1960 гг. до 2,61—5,06% в 1961—1962 гг.) в фумаролах Северо-Восточного поля и Восточного цирка, ближайших к месту взрыва 1963 г. (Сурнина, Воронова, 1964).

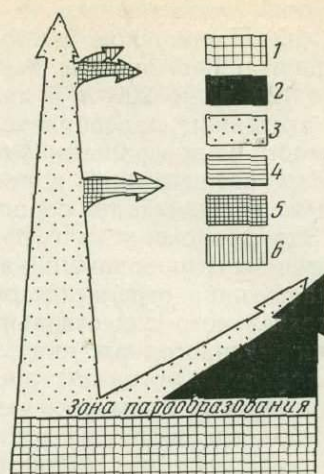
Если эксгаляции различных газов в основе своей — результат непосредственного выделения в атмосферу летучих компонентов из магматического очага, то формирование термальных источников обусловлено более сложным процессом дифференцированного растворения выделяющихся из магмы летучих компонентов (в том числе водяного пара) приповерхностными и глубинными вадозными водами.

Ведущая роль атмосферных вод (не менее 90—95%) в составе выделяющихся на поверхность Земли термальных источников вулканических зон достаточно убедительно показана исследованиями Крейга, Бото и Уайта (White, 1957). Как показали эти исследования, изотопный состав поверхностных вод Новой Зеландии, парка Лассен, Йеллоустонского парка, Стимбота и Исландии различен, однако воды горячих источников каждого из этих районов весьма сходны с поверхностными водами того же района. Последнее можно объяснить только тем, что при формировании термальных вод конденсирующиеся в них пары вулканических эманаций рассеяны более чем 20-кратным разбавлением этих эманаций вадозными водами. Это положение находит свое подтверждение и в анализе физико-химических особенностей процесса отделения воды из остывающего магматического расплава. Многолетние экспериментальные работы Н. И. Хитарова и других исследователей (по растворимости воды в расплавах) позволяют судить об условиях формирования гидротермальных растворов при остывании разных по составу магм как в обстановке эффузивного, так и интрузивного процессов и оценить возможное количество выделяющихся при этом вод. Они позволяют прийти к выводу, что в термальных источниках вулканических областей воды метеорного происхождения заметно преобладают над водами, непосредственно отделяющимися от магматического расплава (Хитаров, 1961). Короче говоря, одной из важных особенностей развивающегося постмагматического процесса является интенсивное поглощение вулканических эманаций и магматического тепла метеорными водами, проникающими в литосферу на значительную глубину.

Существует довольно большое количество самых разнообразных подсчетов, характеризующих как суммарную теплоотдачу вулканических зон Земли, так и выделение тепла в результате конкретных вулканических проявлений (Люстих, 1959). Все эти подсчеты демонстрируют значительную долю энергии вулканических процессов в общем балансе выделения тепла планетой. Недавно Б. Г. Поляку на примере вулканов Восточной Камчатки удалось показать, что удельная интенсивность расхода и трансформации глубинного тепла в области активного вулканизма не менее чем в 4 раза выше средней для земного шара величины кондуктивных теплопотерь и что более 50% внутриземного тепла расходуется в этой области в результате собственно вулканических процессов; при этом главную роль играет расход энергии вулканами в межпароксизмальную стадию. Так, энергетический эффект геотермических процессов в Восточной вулканической зоне Камчатки (при средней для Земли величине кондуктивных теплопотерь порядка $0,96 \cdot 10^9$ кал/сек) измеряется количеством в $3,9 \cdot 10^9$ кал/сек, где кондуктивный теплопоток составляет $1,6 \cdot 10^9$, разгрузка гидротерм — $0,3 \cdot 10^9$, а расход тепла в собственно вулканических процессах —

Рис. 11. Схема химической дифференциации высокотемпературных гидротерм Паужетского района (по Аверьеву, 1961)

1 — хлоридно-натриевые воды со слабокислой реакцией, содержание CO_2 и H_2S ; 2 — хлоридно-натриевые воды со слабощелочной реакцией; 3 — паровые струи, содержание CO_2 , H_2S , NH_3 и другие газы; 4 — гидрокарбонатные углекислые воды, образующиеся в результате конденсации пара в глубинных условиях; 5 — гидрокарбонатно-аммонийные воды, образующиеся при конденсации пара в поверхностных условиях; 6 — сульфатные воды грязевых грифонов



$2 \cdot 10^9$ кал/сек. При этом в ходе подъема массы лавы расходуется $0,2 \cdot 10^9$ кал/сек, тепло остывания составляет $0,5 \cdot 10^9$ кал/сек, во время катастрофических взрывов выделяется $0,1 \cdot 10^9$ кал/сек, а весь остальной тепловой поток — $1,2 \cdot 10^9$ кал/сек — приходится на межпароксимальную деятельность (Поляк, 1964). Основными переносчиками этого тепла являются пар и вода (White, 1957). Мощные тепловые потоки, идущие от магматических очагов и выделяемых ими струй газов, создают локальные участки с резко аномальными геотермическими условиями, активизирующими геохимические процессы и обеспечивающими нагрев подземных вод до весьма высоких температур ($200-300^\circ$ и более). Подобные участки в настоящее время рассматриваются как природные месторождения перегретых вод и пара и в целом ряде стран (Новая Зеландия, Италия, Япония, США, Исландия, Советский Союз) интенсивно разведываются бурением с целью их промышленного использования.

На месторождении Вайракей (Новая Зеландия) бурением установлено, что воды атмосферного происхождения циркулируют в толще пород до неопределенных глубин, во всяком случае значительно превышающих 1000 м (глубина буровых скважин). По Уайту (1957), атмосферные воды и эманационный вулканический пар смешиваются на глубине в соотношениях, необходимых для существования единой жидкой фазы при температуре около 270° . В виде жидкой фазы смесь поднимается до глубины 500—700 м, где в результате снизившегося гидростатического давления происходит выделение пара. В Стимботе (штат Невада, США) атмосферные воды и вулканический пар смешиваются при температуре немного выше 175° , и приповерхностная паровая фаза ограничена верхними 120 метрами. В соффине Лардерелло (Италия) перегретый пар с температурой 330° вскрыт до глубины 180 м. В районе Паужетки (Камчатка) нижняя граница зоны парообразования располагается в среднем на глубине 120 м.

Как отмечает В. В. Аверьев (1961), глубина парообразования находится в функциональной зависимости от многих параметров, из которых главными являются температура гидротерм, фильтрационные свойства пород и особенности путей движения пароводяной смеси (рис. 11). С повышением температуры растет упругость насыщенного пара, что дает воде возможность вскипать на большей глубине, например, на месторождении Вайракей, где температура гидротерм достигает 270° , зона парообразования простирается в среднем до глубины 500 м. Парообразование зависит также от гидравлических сопро-

тивлений, возникающих на пути движения пароводяной смеси; например, на Паужетском месторождении вскипание гидротерм в хорошо разработанных каналах и крупных трещинах происходит значительно ниже 120 м, до 200 м и даже глубже, тогда как по порам и мелким трещинам парообразование отмечается лишь в непосредственной близости от поверхности Земли.

Пар, возникающий в результате подземного кипения, в некоторых случаях сопровождает породившую его воду до самой поверхности Земли. Это происходит в буровых скважинах и в источниках с трубчатыми цементированными каналами. Обычно же в природных условиях часть пара отделяется от раствора и приобретает возможность самостоятельного существования и движения. В крупных источниках Паужетки теплосодержание пароводяной смеси составляет 140—150 ккал/кг, т. е. на 20 ккал меньше, чем в буровых скважинах. Это означает, что примерно четвертая часть пара, образовавшегося под землей, выделяется на пути движения раствора. Такими дериватами, отделившимися от Паужетских гидротерм, являются паровые струи Грязевого озера и Старого сольфатарного поля. Низкая вязкость и малый удельный вес пара по сравнению с водой определяют его высокую миграционную способность и позволяют проникать в участки, недоступные для термальной воды. Движение паровой фазы гидротерм подчиняется законам газовой динамики и в этом смысле коренным образом отличается от движения воды, так как напорный градиент здесь создается благодаря разности величин упругости пара на пути его движения. Температурный фактор в этом случае становится определяющим.

Таким образом, в областях проникновения магматического тепла и вулканических эманаций в приповерхностную зону развития грунтовых вод сосуществуют две динамические системы — водонапорная и паровая. Эти системы находятся в тесной гидравлической связи, и какие-либо изменения в одной системе неизбежно сказываются на другой. Например, закупорка паровыводящих каналов вызывает уменьшение глубины парообразования, что создает перераспределение давления в вертикальном разрезе и влечет за собой изменение движения в глубоких зонах. Паровые струи, однако, далеко не всегда происходят только лишь от восходящих высокотемпературных вод. В условиях достаточно высоких температур вода может существовать на значительных глубинах только в газовой фазе (Лардерелло — перегретый пар с температурой 330° на глубине 1800 м). В подобных условиях, которые, по-видимому, характерны для недр молодых вулканов, пар существует самостоятельно и общая водонапорная система оказывается «прорванной» столбами мигрирующего пара. В таких случаях гидравлическая связь между водонапорной и паровой динамическими системами определяется соотношениями между гидростатическим давлением и упругостью пара. В зависимости от того, какое давление на данном гипсометрическом уровне больше, происходит либо внедрение глубинных, в том числе возрожденных и ювенильных, паров в систему вод поверхностного происхождения, либо, наоборот, питание вулканических фумарол со стороны водонапорной системы (Аверьев, 1961). Взаимодействие высокотемпературных эманаций земных глубин с грунтовыми водами и вызванный этим взаимодействием переход грунтовых вод в парообразное состояние в ряде случаев реализуется на поверхности Земли в виде своеобразных гидротермальных «фреатических» извержений. В. В. Иванов (1964) делит все естественные гидротермальные извержения вулканических областей на две крупные группы — гидротермальные — вулканические, образующиеся при соприкосновении вод с расплавленной лавой или другими продуктами вулканической деятельности, и гидротермальные — трещинные, возни-

кающие при прорыве перегретых подземных вод к поверхности по тектоническим трещинам и непосредственно с магматическими процессами не связанные. В первой группе извержений В. В. Иванов выделяет четыре разновидности, отличающиеся условиями возникновения: а) образующиеся при прорыве раскаленной лавы или вулканических газов в озерные водоемы (гигантское извержение 1886 г. в оз. Ротомахана у вулкана Таровера в Новой Зеландии); б) вызванные прорывом подземных вод к кратерам, содержащим расплавленную магму (известный взрыв в кратере Халемаумау вулкана Килауэа на Гавайских островах); в) возникающие при поступлении поверхностных вод к неостывшим лавовым и агломератовым потокам (в русле р. Сухая Хапица после взрыва вулкана Безымянного в марте 1956 г.); г) образующиеся при перекрытии горячим вулканическим материалом водобильных торфяных и аллювиальных отложений («псевдовулканические конусы» в районе г. Рейкьявика в Исландии). Во второй группе извержений в зависимости от геологических условий прорыва и количества поступающих перегретых напорных подземных вод выделяются следующие три разновидности: а) при больших количествах сильно перегретых вод в рыхлых или гидротермальноизмененных породах могут образовываться мощные, но кратковременные пароводяные извержения (взрывы), создающие крупные воронки, впоследствии превращающиеся в озера (район Вайотапу в Новой Зеландии); б) при образовании небольших трещин в плотных устойчивых породах и значительном притоке вод возникают непрерывно фонтанирующие (кипящие) источники, известные во многих вулканических районах; в) при небольших притоках перегретых вод в тех же условиях могут возникать периодически извергающиеся источники-гейзеры (Исландия, Камчатка и др.). Особую разновидность извержений второй группы составляют гидротермальные взрывы, возникающие иногда при неосторожном вскрытии подземных вод буровыми скважинами (Иванов, 1964).

Высоконагретые воды, перемещающиеся в толще пород вместе с паром и другими летучими дериватами магмы и затем появляющиеся на поверхности в виде разнообразных естественных или искусственных источников, содержат различные растворенные компоненты, причем их качественный и количественный составы колеблются в весьма широких пределах. Д. Уайт (1957) различает конденсаты фумарольных газов в кратерных озерах, хлоридно-натриевые воды, кислые сульфатно-хлоридные, гидрокарбонатно-натриевые, кислые сульфатные, гидрокарбонатно-кальциевые воды.

Считая, что почти все типы термальных вод прямо или косвенно происходят из плотных вулканических паров, содержащих растворенные галоиды щелочей, и что при прямой конденсации такого пара образуются хлоридно-натриевые воды, а большая часть других вод происходит из этих последних, Д. Уайт классифицирует термальные воды в зависимости от температуры и давления перегретого пара.

Новейшую и наиболее полно генетически обоснованную классификацию термальных вод вулканических областей дал в своей обобщающей работе по гидротермам обширной Курило-Камчатской вулканической зоны В. В. Иванов (1965); она приведена в табл. 9.

В. В. Иванов выделил четыре крупных семейства термальных вод вулканических областей (сероводородно-углекислые, азотно-углекислые, углекислые и азотные), каждое из которых характеризуется определенным газовым и ионно-солевым составом, общей минерализацией, уровнем рН и генетической обстановкой формирования.

Генетическая схема В. В. Иванова весьма определенно показывает обилие разнообразных компонентов, принимающих участие в составе термальных вод и, стало быть, выносимых этими водами. Дифференциация и накопление некоторых из этих компонентов особенно четко

Генетические типы термальных вод Курило-Камчатской вулканической зоны
(Иванов, 1965)

Основные типы терм	Характерные компоненты состава		Общая минерализация, г/л	Обычная величина, pH	Характерная обстановка формирования
	газового	ионно-солевого			
1. Сероводородно-углекислые (фумарольные) со сложным составом катионов, сильнокислые					
а) сульфатные	H ₂ S, CO ₂	SO ₄ , H, Fe, Al, Na, Ca, H ₂ SiO ₃ , H ₂ SO ₄	До 7,5	<5,5	Верхняя, окислительная, в вулканических породах, при непосредственном участии вулканических газов (фумарольных газов)
б) сульфатно-хлоридные		Cl, SO ₄ , H, Fe, Al, Na, Ca, HCl, H ₂ SO ₄ , H ₂ SiO ₃ , HBO ₂	» 25,0	<3,5, иногда <1,0	
2. Азотно-углекислые, натриевые («перегретые»), при выходе на поверхность — щелочные, на глубине — слабнокислые	CO ₂ , N ₂ следы H ₂	Cl, Na, H ₂ SiO ₃ , HBO ₂	» 5,0	На глубине <7,0, на выходе <8,0	Глубинная, восстановительная, в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, в районах интенсивно теплового воздействия активных магматических очагов
3. Углекислые, различного анионного состава, натриевые и кальциево-натриевые, слабнокислые	CO ₂	HCO ₃ , SO ₄ , Cl, Na, Ca, H ₂ SiO ₃ , HBO ₂	» 10,0	5,5—6,5	Глубинная, восстановительная, в закрытых и полужакрытых структурах, в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, в сфере воздействия термометаморфических процессов
4. Азотные, обычно хлоридно-сульфатные, натриевые щелочные	N ₂	SO ₄ , Cl, Na, иногда Ca, H ₂ SiO ₃	« 1,5	7,5—9,5	Глубинная, восстановительная, в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, вне непосредственного воздействия магматических и термометаморфических процессов

проявляются при выходе термальных вод на поверхность, когда резкая смена физико-химических условий приводит к выпадению определенных компонентов в осадок. При этом различным по генезису термам свойственны и различные по составу осадки: для сероводородно-углекислых терм в основном характерны коллоидальная сера и железисто-сульфатные осадки, для углекислых терм — железисто-мышьяковистые и карбонатные (травертины), для азотно-углекислых терм — кремнистые (гейзериты), для азотных — сульфаты кальция и опал (табл. 10). Совершенно очевидно, что способность термальных вод вулканических областей насыщаться различными компонентами или, наоборот, интенсивно освобождаться от них в зависимости от физико-химической обстановки позволяет рассматривать эти воды как весьма существенный фактор перераспределения и дифференциации продуктов, поступающих на поверхность Земли в ходе вулканических процессов.

Главнейшие типы солевых отложений термальных вод Курило-Камчатской вулканической зоны (Иванов, 1965)

Типы терм	Основные типы и разновидности солевых отложений		Основные компоненты
Сероводородно-углекислые (фумарольные)	Серные осадки	Коллоидальная и натечная сера	S
		«Шариковая», «чечевичная», «жгутиковая» и другая сера	S с примесью Fe
	Железистые отложения	Железистые, сульфатные	Fe ₂ O ₃ , иногда Al ₂ O ₃ , SO ₃ , SiO ₂
Углекислые		Железистые, мышьяковистые	Fe ₂ O ₃ , As ₂ O ₅ , SiO ₂
		Карбонатные отложения	Травертины
	Кремнистые травертины		CaCO ₃ , SiO ₂
Азотно-углекислые	Кремнистые отложения	Гейзериты	SiO ₂ с незначительной примесью Al, Fe, Ca
Азотные	Сульфатные соли	Гипсы, опал	CaSO ₄ , SiO ₂

При этом следует внимательно рассмотреть, за счет каких источников формируется ионно-солевой состав термальных вод. Как известно, теоретически допустимы два основных механизма: либо растворенные соли, главным образом катионы, попадают в воду в результате взаимодействия ее с вмещающими изверженными породами, либо термальные воды насыщаются элементами вулканических эксгаляций, поставляющих из земных глубин не только кислые газы, но и различные соединения металлов, главным образом в виде галондов.

Перенос хлоридов металлов перегретым магматическим паром теоретически доказан Краускопфом, установившим, что хлориды многих рудообразующих металлов являются ведущими летучими компонентами магматического газа при 600° (Краускопф, 1960). Д. Уайт на примере термальных вод и пород района Стимбот (Невада) убедительно доказал ювенильную природу лития: несмотря на то, что термальные воды Стимбота со средним содержанием лития 8 мг на 1 л и суммарным расходом около 700 галлонов в минуту ежегодно выносят около 11 т лития, взаимодействующие с водами породы не теряют, а, наоборот, обогащаются этим элементом (Уайт, 1957). А. Эллис и С. Уилсон (Ellis, Wilson, 1960), изучая геохимию ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей (Новая Зеландия), установили поступление в эти воды ювенильных калия и натрия, а также лития, рубидия и цезия, которые привносятся в глубоко циркулирующие подземные воды магматическим паром. Реальность существования глубинных концентрированных растворов щелочных металлов, образующихся в результате магматической деятельности, подтвержде-

на недавно глубокой скважиной в Южной Калифорнии. Эта скважина глубиной 5232 фута, пробуренная в районе распространения высокотемпературных вод в долине Империял близ оз. Солтон-Си, вскрыла необычайно горячий ($270\text{--}370^\circ$) рассол хлоридно-калиево-кальцево-натриевого типа, представленный, вероятно, водонасыщенным остаточным флюидом кристаллизующейся магмы и содержащий в 1 л воды Na — 54 г, K — 23,8, Ca — 40, Li — 54 г., Li — 0,32 г, а также Fe — 3 г/л, Mn — 1, Zn — 0,5, Pb — 0,1 г/л и другие элементы (White, Anderson, Grubbs, 1963). Проведенные наблюдения показывают, что в процессе гидротермальной деятельности из глубинных магматических очагов в земную кору поставляются не только эманации пара и кислых газов, но и растворимые соединения металлов, главным образом щелочных и щелочноземельных. Эти соединения, а также кремнезем, миграционная способность которого в условиях высоких температур и давлений широко известна, составляют основу минеральных компонентов термальных вулканических вод.

Другим существенным источником солей термальных вод являются вмещающие породы, среди которых циркулируют формирующиеся или уже сформировавшиеся гидротермы. Взаимодействие высоконагретых газонасыщенных вод с вмещающими породами удобнее всего рассматривать на примере изменения состава пластовых подземных вод в зонах подземной газификации угля (ПГУ), т. е. в условиях, когда поступление ювенильных продуктов, естественно, полностью исключено. По данным В. И. Кононова, подробно изучившего этот процесс, в результате сжигания пластов угля под землей возникают высокие температуры (до 1300°) и продуцируется газ, содержащий кроме пара (в %): H_2S — до 1,2, CO_2 — до 18, CO — до 8, H_2 — до 17, N_2 — до 60, $\text{C}(m)\text{H}(n)$ — до 0,2. Температура газа на выходе достигает 600° . Небольшая часть газа просачивается в толщу пород, вызывая их метаморфизм и заметное изменение состава циркулирующих в этих породах грунтовых вод. Как показал В. И. Кононов (1964), в подземных водах, подвергшихся влиянию подземной газификации, резко возрастает общая минерализация, в частности количество растворенных щелочных и щелочноземельных металлов, железа и кремнезема. Совершенно очевидно, что все эти компоненты заимствуются из вмещающих пород в ходе их метаморфизма под влиянием летучих газифицирующихся углей.

В вулканических областях этот процесс проявляется не менее отчетливо. Широкий спектр вулканических газов, сопутствующих гидротермам, естественно, резко увеличивает возможность обменных реакций между термальными водами и породой, что способствует интенсивному переходу ряда компонентов пород в термальные воды. В некоторых случаях, как это будет показано ниже, высокая концентрация диссоциированных кислых газов в воде может привести к существенному разложению вмещающих воды пород и переводу в раствор значительной массы слагающих их компонентов.

Таким образом, следует полагать, что минеральный состав термальных вод слагается из вещества двух основных источников — магматического очага и вмещающих пород, причем количественные соотношения между этими двумя составляющими весьма непостоянные и зависят главным образом от условий формирования гидротерм.

Важной особенностью разгружающихся термальных вод является дифференциация их химического состава по мере движения из глубинных бассейнов перегретых вод к поверхности. Эта дифференциация тесно связана с условиями движения вод, особенностями перехода глубоко залегающих перегретых вод в парообразное состояние и последующей конденсацией пара близ поверхности. Газообразные соединения, находящиеся в перегретой воде, при ее «вскипании» также пере-

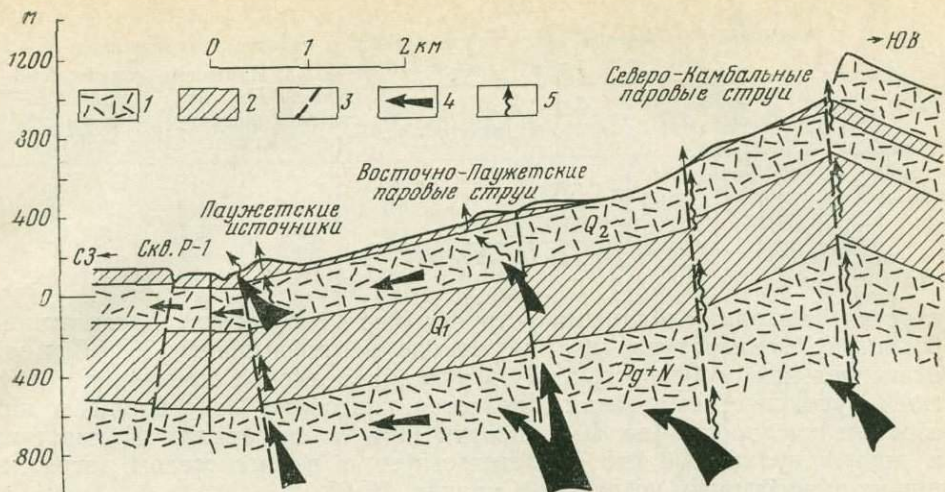


Рис. 12. Схема разгрузки Паужетских гидротерм (по Аверьеву, 1961)

1 — обводненные породы; 2 — относительные водоупоры; 3 — разломы; 4 — вода; 5 — пар

ходят в летучую фазу, а при конденсации пара вблизи поверхности земли газы вторично растворяются в конденсате. В результате возникают газовые типы вод, химический состав которых коренным образом отличается от первоначального исходного состава глубинных гидротерм. Этот процесс детально изучен В. В. Аверьевым (1961), который на примере Паужетского месторождения показал, что глубинные хлоридно-натриевые воды со слабокислой реакцией, содержащие CO_2 и H_2S , после «вскипания» теряют газы и переходят в хлоридно-натриевые воды со слабощелочной реакцией, а паровые струи, содержащие отделившиеся CO_2 , H_2S и другие газы, конденсируются и в глубинных условиях образуют гидрокарбонатные воды, а в поверхностных — гидрокарбонатно-аммонийные и сульфатные (рис. 12).

В процессе дифференциации, отчетливо различимой на термальных полях со сравнительно глубоко залегающим магматическим очагом, растворы существенно трансформируются в зоне активного вулканизма, когда поднимающаяся магма прокладывает себе дорогу к поверхности. В этих условиях в составе вулканических эманаций заметную роль начинают играть кислые галоидные и сернистые газы, образующие в водных растворах сильно диссоциирующие кислоты.

Количество сернистых и галоидных компонентов — хлористых, фтористых; иодистых и бромистых — в составе фумарольных газов теснейшим образом зависит от температуры газа. Японские исследователи Сигиура, Мизутани и Оана (Sugiura, Mizutani, Oana, 1963), изучив газы фумарол ряда вулканов Японии, убедительно показали, что максимум содержания галоидов в газах приходится на температуру $500\text{--}750^\circ$ (табл. 11, рис. 13). При более низких температурах, особенно при температурах существования воды как растворителя, картина резко меняется — кислые сернистые и галоидные газы исчезают в газовой фазе и переходят в водный раствор.

Интересные данные об изменении состава газов в зависимости от температуры собраны Л. В. Сурниной при изучении фумарольных полей вулкана Эбеко (о. Парамушир).

Фумаролы вулкана Эбеко расположены во всех трех кратерах центрального конуса, а также на его восточном и особенно северо-восточном склоне (рис. 14). Все эти фумаролы выделяют большие количества элементарной серы, которая отлагается в местах выхода газов и образует довольно быстро растущие серные холмы. Газ из от-

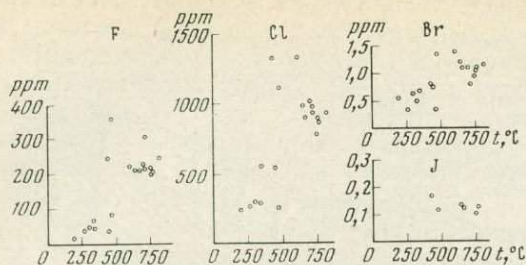


Рис. 13. Изменение содержания галогенов в газах в зависимости от температуры (по Sugiura, Mizutani. Oana, 1963 Z)

верстей выходит мощными струями со скоростью, достигающей 60 м/сек.; температура газа на выходе не превышает 120°. Важной отличительной особенностью газов вулкана Эбеко по сравнению с другими вулканическими газами является ничтожное содержание в них азота и кислорода (до 10% против 90% в фумаролах Камчатских и других вулканов), что свидетельствует о весьма малом загрязнении их атмосферным воздухом (Сурнина, 1959).

Анализы проб газов, выполненные Л. В. Сурниной по собственным сборам 1957 и 1960 гг., сведены в табл. 12. Из этих данных видно, что в составе газов преобладают пары воды (до 93%) и углекислота (до 25%), наряду с которыми определено значительное количество H_2S (до 0,24%), SO_2 (до 2,2%) и HCl (до 7% в одной из проб).

Сравнение фумарольной деятельности Эбеко в 1957 г. и 1960 г., проведенное Л. В. Сурниной (1961), показало, что характер этой деятельности со временем изменяется. Так, в 1960 г. по сравнению с 1957 г.

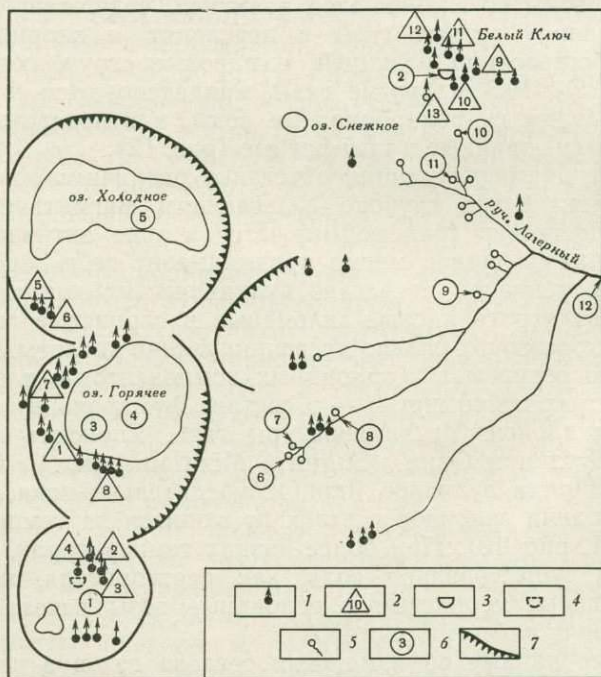


Рис. 14. Схема современной гидротермальной деятельности в прикратерной части вулкана Эбеко (химический состав вод и газов см. в табл. 2, 3, 4, 6, 7)

1 — Сольфатары; 2 — места отбора проб сольфатарных газов (по Л. В. Сурниной); 3 — воронка Белый Ключ; 4 — бессточная ванна с природным конденсатом вулканических газов, существовавшая до 1959 г. в верхнем кратере; 5 — термальные источники; 6 — места отбора проб воды; 7 — крутые стены кратеров и эксплозивных цирков

Таблица 11

Содержание галогенов в вулканических газах вулкана Шовашинзан
(Sugiura и др., 1963)

Фумаролы	Год	Температура, °C	F ррт	Cl ррт	Br ррт	I ррт	F/Cl ррт	Br/Cl·10 ³	I/Cl·10 ⁴
A-1	1954	813	243	918	1,16	—	0,27	1,3	—
»	1957	766	205	868	1,10	—	0,24	1,3	—
»	1958	759	200	856	1,06	0,12	0,23	1,2	1,3
»	1959	750	214	763	0,94	0,10	0,28	1,2	1,3
»	1960	722	213	926	0,80	—	0,23	0,9	—
A-4b	1959	714	302	960	—	—	0,34	—	—
A-6	1959	700	226	1000	1,10	—	0,23	1,1	—
C-2	1958	661	209	885	1,10	0,12	0,24	1,2	1,4
»	1959	645	210	970	1,20	0,13	0,22	1,2	1,3
»	1960	605	220	1310	1,40	—	0,17	1,1	—
A-4a	1958	470	358	1100	1,35	0,11	0,33	1,2	1,0
B-4a	1959	464	80	250	0,33	—	0,32	1,3	—
B-5	1960	446	38	534	0,75	—	0,07	1,3	—
C-4	1959	430	243	1310	0,81	0,16	0,19	1,4	1,2
B-6	1960	347	41	547	0,68	—	0,08	1,3	—
B-1a	1959	328	65	285	0,51	—	0,23	1,8	—
B-4b	1959	300	48	290	0,63	—	0,17	2,2	—
B-1b	1960	260	37	264	0,35	—	0,14	1,3	—
C-3	1960	187	13	242	0,54	—	0,05	2,0	—

Таблица 12

Химический состав газов вулкана Эбеко
(в объемных процентах) (Л. В. Сурнина, 1959, 1961)

№ соль-фатар	Год взятия проб	Температура соль-фатар, °C	H ₂ S	SO ₂	HCl	CO ₂	Непоглощенный остаток	H ₂ O
<i>Верхний кратер</i>								
2	1957	96	0,037	0,003	0,026	2,44	0,057	97,39
3	1960	95	0,14	0,08	0,012	12,90	0,060	86,70
3	1960	95	0,10	0,08	0,007	11,80	0,11	87,90
3	1957	114	0,08	0,02	0,035	19,10	0,59	80,00
4	1960	95	0,24	0,05	0,005	5,80	0,07	93,80
4	1960	95	0,23	0,04	0,003	6,70	0,10	93,00
4	1957	109	0,09	0,02	0,303	20,50	0,48	78,60
<i>Центральный кратер</i>								
1	1957	95	0,001	0,002	0,007	4,45	0,52	95,00
7	1957	101	0,058	0,021	0,076	25,01	1,266	73,43
8	1960	97	0,17	0,39	0,016	6,50	0,26	92,60
8	1960	97	0,22	0,74	0,035	10,30	0,41	88,50
8	1957	102	0,06	0,03	7,586	19,20	0,95	71,90
<i>Нижний кратер</i>								
5	1960	92	0,04	0,02	0,006	10,20	0,13	89,50
5	1960	92	0,05	0,01	0,003	7,60	0,14	92,00
5	1957	110	0,12	0,09	0,044	20,40	0,33	79,10
6	1957	94	0,026	0,004	0,103	10,34	0,00	89,59
<i>Северо-восточное поле («Белый Ключ»)</i>								
9	1960	99	0,03	0,79	0,03	5,90	0,04	93,40
9	1960	99	0,02	0,71	0,03	8,60	0,08	90,60
9	1957	101	Следы	0,44	0,025	13,40	0,49	85,60
10	1960	110	0,04	2,21	0,040	12,60	0,13	84,90
10	1957	112	Следы	0,56	0,07	13,80	0,42	85,60
11	1960	105	0,06	2,06	0,15	9,20	0,32	88,60
11	1960	105	0,05	1,14	0,08	13,50	0,29	85,50
12	1960	102	0,05	1,17	0,01	8,30	0,18	90,30
12	1960	102	0,10	1,46	0,01	8,30	0,14	90,10
13	1960	110	0,08	1,82	0,04	10,80	0,13	87,10
13	1960	110	0,05	1,76	0,03	12,70	0,15	85,50

температура газов на выходе fumarol несколько снизилась; во всех трех кратерах вулкана деятельность некоторых fumarol заметно ослабла, в то время как на северо-восточном склоне, наоборот, усилилась. Усиление деятельности во всех случаях сопровождалось значительным увеличением содержания SO_2 , а снижение температуры — уменьшением содержания HCl .

Содержание HCl в fumarольных газах Эбеко четко коррелируется с их температурой на выходе. В fumarолах с температурой $92-95^\circ$ содержится всего $0,003-0,012\%$ HCl , в то время как в fumarолах с температурой $105-110^\circ$ количество HCl возрастает до $0,03-0,30\%$. Это объясняется тем, что хлористый водород, вследствие своей высокой растворимости при охлаждении и конденсации водяного пара переходит в воду. Так, в искусственном конденсате fumarольных газов с температурой, превышающей на выходе 100° , за счет растворения HCl резко понижается pH и содержание растворенного хлора достигает $6,5 \text{ г/л}$ (табл. 13).

Таблица 13

Химический состав конденсатов
сульфатных газов (в мг/л)
(Л. В. Сурнина, 1961)

№ соль-фатар	Температура сольфатар, $^\circ C$	pH	SO_4^{2-}	Cl^-	VO_3^-
3	95	4,5	20	109,50	1,77
4	95	4,5	20	54,70	0,29
8	97	0,0	200	3102,50	4,71
5	92	5,0	20	73,50	0,29
9	99	0,0	1880	2920,00	5,89
10	110	0,5	800	6570,00	4,71
11	105	0,0	4480	3567,20	9,32
12	102	3,5	560	73,00	0,88
13	110	1,0	2160	1633,00	2,94

Как известно, при температуре 20° и атмосферном давлении под влиянием главным образом диссоциации кислот в одном объеме воды может раствориться 442 объема HCl , 2,585 объема H_2S , 39,97 объема SO_4 и только 0,878 объема слабо диссоциирующего CO_2 . Это различие в растворимости, весьма незначительно меняющееся с изменением давления и температуры, приводит в конце концов к «фльтрации» магматических газов подземными водами, смысл которой заключается в активном накоплении наиболее диссоциирующих кислот (главным образом HCl) в нижних горизонтах грунтовых вод. Явление «фльтрации» кислых вулканических газов в процессе изменения активности вулканических очагов и постепенного охлаждения газывыводящих каналов обуславливает четкое различие характера дифференциации терм в зависимости от этапа вулканической активности и гидрогеологической характеристики района.

В. В. Иванов (1958) вскрыл механизм формирования термальных вод островов Курильской гряды и Камчатки и показал тесную генетическую связь между газопаровыми выделениями и составом терм районов действующих вулканов. Им выделены четыре стадии газогидротермальной деятельности.

Стадия I. Характеризуется наибольшей интенсивностью. Основные каналы и трещины в горных породах, выводящие вулканические газы и пары, на всем протяжении до поверхности Земли сильно нагреты (до сотен градусов), что исключает конденсацию паров и поглощение газопаровых выделений подземными водами. Температура поступающих на поверхность газов много выше 100° . Состав их сложный. Характерными их компонентами, присутствующими обычно в наибольших

количествах, являются HCl, HF, CO, CO₂, H₂S, SO₂, часто В и некоторые другие. При вхождении некоторой части этих газов в горизонты подземных вод образуются сильнокислые хлоридные или сульфатно-хлоридные термальные растворы.

Стадия II. Верхние части газывыводящих каналов значительно охлаждены. Поднимающиеся из глубин газопаровые струи конденсируются и насыщают встречающиеся подземные воды, в результате чего такие компоненты, как HCl, HF, В, SO₂ и некоторые другие, полностью исчезают в составе газов. Через горизонты нагретых вод поднимаются к поверхности в основном только CO₂, H₂S, а также N₂ (+ редкие газы), иногда CH₄, образуя характерные сероводородно-углекислые газовые струи. В этом случае в вулканических массивах формируется два типа вод: в нижнем горизонте — сульфатно-хлоридные, аналогичные термам I стадии, а в приповерхностных горизонтах — чисто сульфатные.

Стадия III. Характеризуется значительным ослаблением гидротермальной деятельности и охлаждением горных пород, слагающих вулканические массивы. Состав выделяющихся на поверхности газов, как и во II стадии, — сероводородно-углекислый, температура близка к 100°. На участке их выхода образуются только кислые сульфатные термы.

Стадия IV. Характеризуется полным (или почти полным) прекращением выделения вулканических газов. На поверхность выходят только паровые струи, образующиеся за счет сильно нагретых подземных вод. Присутствующие в этих парах в ничтожных количествах газы — CO₂, N₂ (+ редкие газы), следы H₂S, иногда CH₄ — отражают косвенно газовый состав исходных термальных вод. В некоторых случаях выходы указанных паровых струй совмещены на поверхности с выходами термальных вод (Иванов, 1958, стр. 476—477).

Как можно видеть, заключительные стадии газогидротермальной деятельности зон активного вулканизма в принципе аналогичны деятельности гидротермальных полей с глубоко залегающими магматическими очагами.

Присутствие заметных количеств галоидных и сернистых газов в составе эманаций основных стадий деятельности вулкана существенно меняет характер термальных вод. Дифференциация активных магматических газов в грунтовых водах, насыщающих вулканический аппарат, приводит к образованию «фумарольных терм» — разнообразных по составу кислых термальных вод, среди которых можно различать природные конденсаты кислых вулканических газов, воды кислых кратерных озер, ультракислые сульфатно-хлоридные термы глубоких водоносных горизонтов и приповерхностные кислые сульфатные гидротермы. Все эти воды в силу своей агрессивности наиболее интенсивно участвуют в сложных химических реакциях минерального преобразования изверженных вулканических продуктов, что заслуживает подробного описания.

Природные конденсаты вулканических газов выступают обычно в виде чрезвычайно малодобитных высокотемпературных источников, непосредственно у выходов особенно интенсивных фумарол. Наиболее интересным примером такого конденсата на вулкане Эбеко является существовавшая до 1959 г. Бессточная ванна размером 3,0 × 2,0 м, располагавшаяся в верхнем кратере у подножия Серного холма с выходами мощных фумарол. Ванна была заполнена горячей (97°) кислой водой, постоянно бурлящей от фильтрующихся газов. По химическому составу вода оказалась двунонормальным раствором соляной кислоты почти без примесей (табл. 14). В 1959 г. в связи с резким ослаблением деятельности фумарол «Серного холма» вода из воронки исчезла.

Другим примером природного конденсата на этом же вулкане яв-

Состав природных конденсатов вулканических газов
(Аналитик М. А. Канакина)

Компо- ненты	Воронка верхнего кратера вулкана Эбеко (о. Парамушир)			Вулкан Эбеко, фумарольное поле Белый Ключ			Термальный источник юго- восточного фумарольного поля в кратере вулкана Кава Иджен (Индонезия)		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
H ⁺	1279,40	1279,40	99,01	531,00	531,00	56,64	53,77	53,77	20,69
Al ³⁺	39,52	4,39	0,34	2950,70	328,10	35,00	1258,46	139,82	53,79
Ti ⁴⁺	5,52	0,45	0,04	Следы	—	—	4,88	0,42	0,16
Fe ³⁺	23,68	1,27	0,10	42,10	2,26	0,24	303,82	16,27	6,26
Fe ²⁺	26,59	0,95	0,07	517,10	18,52	1,98	Нет	—	—
Ca ²⁺	25,01	1,24	0,09	235,80	11,77	1,26	539,59	26,97	10,38
Mg ²⁺	15,29	1,25	1,10	72,08	5,92	0,63	122,85	10,10	3,89
Na ⁺	64,91	2,85	0,22	645,20	28,05	2,99	147,81	6,43	2,47
K ⁺	8,46	0,22	0,02	423,30	10,83	1,16	239,02	6,13	2,36
Li ⁺	1,26	0,18	0,01	7,57	1,09	0,10	He опр.	—	—
Σ	—	1292,10	100,00	—	937,54	100,00	—	259,91	100,00
Cl ⁻	45156,00	1274,00	99,34	27019,00	761,54	79,97	445,32	12,55	4,86
SO ₄ ²⁻	79,68	1,66	0,53	4439,04	92,48	9,71	10464,00	218,38	84,52
HSO ₄ ⁻	658,63	6,79	0,13	9535,10	98,30	10,32	2662,65	27,45	10,62
Σ	—	1282,45	100,00	—	952,73	100,00	—	258,38	100,00
SiO ₂	221,00	—	—	160,00	—	—	171,00	—	—
Сухой остаток	1528,00	—	—	28326,00	—	—	18924,00	—	—
pH	0,08	—	—	0,435	—	—	1,67	—	—

ляется лужица кислой «кипящей» от проходящих газов воды среди мощных парогазовых струй фумарольного поля Белый Ключ. Цвет воды беловато-серый, обусловленный тончайшей примесью коллоидальной серы, pH 0,435, температура 94°. Химический состав воды (см. табл. 14) отражает состав поступающих вулканических газов и реакции образующихся кислых растворов с окружающими пирокластическими породами.

Сравнение катионного состава природных конденсатов фумарольных газов в ванне Серного Холма Верхнего кратера и на фумарольном поле Белый Ключ вскрывает весьма существенную роль химического состава пород, в которых накапливаются конденсаты. В Верхнем кратере фумарольные газы проходят по зоне интенсивно разложенных пород, уже лишенных щелочных и щелочноземельных металлов, железа и алюминия, так что конденсат, несмотря на свою высокую потенциальную агрессивность (pH 0,08), почти совершенно не содержит растворенных металлов. В районе же Белого Ключа конденсат формируется на самом краю зоны гидротермально измененных пород, среди поля развития свежего пирокластического материала и поэтому содержит большое количество растворенных щелочей и особенно алюминия (до 3 г/л). Под воздействием сероводорода значительная часть железа пород связывается образующимся пиритом. Это подтверждается также анализом рыхлых образований, скапливающихся на участках формирования природных конденсатов (табл. 15). В ванне Верхнего кратера — это смесь аморфной кремнекислоты и элементарной серы, в осадках Белого Ключа — черная глиноподобная масса, состоящая главным образом из опала, пирита и элементарной серы.

Еще одним примером природного конденсата вулканических газов является небольшой источник среди мощных фумарол юго-восточного

Химический состав осадков в местах образования конденсатов
вулканических газов в (% на сухую навеску)
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Центральная воронка Верхнего кратера			Белый Ключ	
	2058-а	2050-б	2050-з	2051	2052
SiO	25,33	37,90	21,48	44,35	64,60
TiO ₂	0,30	0,37	0,38	0,83	0,82
Al ₂₃ O ₃	0,98	1,49	0,59	2,86	5,23
Fe ₂ O ₃	0,78	2,13	0,96	15,47	6,33
FeO	0,11	0,28	0,20	0,25	1,01
CaO	0,22	0,26	0,40	0,10	0,93
MgO	0,19	0,19	0,38	0,29	1,24
MnO	0,03	0,01	—	0,01	0,05
Na ₂ O	0,08	0,49	0,07	0,27	0,49
K ₂ O	0,22	0,26	0,17	0,55	0,91
P ₂ O ₅	—	—	—	0,12	0,12
S	70,57	52,15	74,68	21,99	10,17
S _{пир.}	—	0,90	—	11,86	4,72
SO ₃	0,69	2,08	—	2,24	1,02
H ₂ O ⁺	1,41	2,12	1,08	4,03	3,70
Cl	0,02	0,12	—	1,31	0,87
C	—	—	—	0,09	0,02
CO ₂	—	—	—	0,09	0,02
Σ ₁	100,93	100,75	100,41	106,63	102,81
O=S	—	0,45	—	5,93	2,36
O=Cl ₂	—	0,03	—	0,30	0,21
Σ ₂	—	100,27	—	100,40	100,24
H ₂ O ⁻	28,26	26,87	20,50	40,97	—

фумарольного поля вулкана Кава Иджен (Восточная Ява). Об интенсивности фумарольной деятельности этого поля свидетельствует присутствие в составе эксгаляций газообразной серы, кристаллизующейся в виде тонких иголок в воздухе над фумаролами. Незначительная часть вулканического пара конденсируется в объеме пород фумарольного поля и образует кислый источник, устойчиво сохраняющийся в условиях тропиков, несмотря на продолжительный пятимесячный «сухой сезон».

Несомненными природными конденсатами вулканических газов являются также малодобитные ультракислые термальные источники на фумарольных полях вулкана Белый Остров (Новая Зеландия). Приведенные в табл. 16 анализы (Hamilton, Baumgart, 1959) принадлежат

Таблица 16

Анализы вод Горячих источников (в мг/л),
(Гамильтон. Бомгарт, 1959)

Компоненты	Желтые кипящие воды из лужи, расположенной вдоль жерла Big Donald (A)	Ручей на фумарольном поле (Б)	Компоненты	Желтые кипящие воды из лужи, расположенной вдоль жерла Big Donald (A)	Ручей на фумарольном поле (Б)
Al ³⁺	17,140	373	Cl ⁻	108,350	84,760
Ti ⁴⁺	33	23	H ₂ CO ₃	34	—
Fe ²⁺	10,460	800	H ₂ S	—	2,3
Mg ²⁺	1,519	232	SO ₂	5,8	—
Ca ²⁺	814	1,253	H ₂ SO ₄ (свободной)	—	—
Na ⁺	4,928	158	HCl (свободной)	35,910	85,000
K ⁺	2,576	75			

водам небольшой кипящей лужицы у входа мощной фумаролы Big Donald (А) и маленькому ручейку на фумарольном поле Zobr Wife (Б).

Изложенный материал показывает, что в целом природные конденсаты вулканических газов в отличие от других термальных вод характеризуются весьма незначительным дебитом, зависимым от степени конденсации вулканического пара, существенной ролью ионов диссоциированной соляной кислоты в общем балансе анионов и предельно высоким (десятки мг/л) содержанием растворенного титана.

Образование соляной кислоты в условиях диссоциации ювенильного хлористого водорода в конденсирующемся водяном паре не вызывает никаких сомнений. В последнее время удалось установить, что и титан, присутствующий в природных конденсатах, также представляет собой продукт прямого возгона магматического четыреххлористого титана (Зеленов, 1965).

Естественные природные конденсаты фумарольных газов — довольно редкое явление; гораздо шире распространены термальные воды, образовавшиеся в результате растворения фумарольных газов в поверхностных водах атмосферного происхождения. Эти воды резко отличаются друг от друга в зависимости от физико-химических условий растворения, состава растворяющихся газов и растворяющих вод, количественных соотношений между поверхностными водами и эксгаляциями и т. п.

Непосредственно в кратерах формируются термальные кратерные озера. Это своеобразные водоемы, возникающие в результате накопления атмосферных вод в пониженных частях кратеров. На дне таких водоемов обычно имеются выходы фумарольных газов, которые «фильтруются» сквозь толщу воды, растворяются в ней и заметно изменяют ее состав.

Известно большое количество кислых озер, заполняющих кальдеры и кратеры действующих вулканов, особенно в широтах умеренного климата. В Японии, например, насчитывается около 15 кратерных озер с кислой водой. На Курильских островах нами изучены воды горячего озера (вулкана Головнина, о. Кунашир), кратерное оз. Глазок (вулкан Палласа, о. Кетой) и озера в кратерах вулкана Эбеко на о. Парамушир (табл. 17). Расположенные обычно довольно высоко над уровнем моря, кратерные озера либо вообще лишены стока, либо имеют сравнительно небольшой поверхностный сток. Размеры кратерных озер варьируют от нескольких сот до сотен тысяч квадратных метров, глубина — от единиц до сотен метров, а объемы заключенной в них воды достигают десятков миллионов кубометров.

Характерной особенностью кислых кратерных озер является наличие в них больших или малых количеств коллоидальной серы, выделяющейся в виде опалесцирующей серной мути, либо собирающейся пленками на поверхности озера, либо образующей своеобразные сферические агрегаты. Дело в том, что вулканические газы, в том числе сернистые, попадающие непосредственно в озерную воду, почти полностью в ней растворяются; временами спонтанно выделяется углекислота с незначительным количеством азота, метана и водорода. В газах горячего озера вулкана Головнина аналитик К. П. Флоренский определил (в %): CO_2 — 98,42; H_2 — 0,70; CH_4 — 0,95; N_2 — 4,33; $\frac{\text{H}_2 + \text{N}_2}{\text{N}_2 + 1}$ — 0,01223; $\frac{\text{Ar}}{\text{N}_2 + 1}$ — 1,802.

По С. И. Набоко (1958), образование серы в водах озер может происходить по крайней мере тремя путями: 1) непосредственным окислением сероводорода растворенным в воде кислородом ($2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$) 2) вследствие реакции сероводорода с сернистой кислотой, образующейся в результате растворения сернистого газа в воде ($\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{SO}_3 + 2\text{H}_2 = 3\text{H}_2\text{O} + 3\text{S}$); 3) приносом серы в виде

Химический состав вод кратерных озер (Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Эбеко, средний кратер, горячее серное озеро (поверхность; T=°C)			Эбеко, нижний кратер, холодное озеро (T=13°C)			О. Катой, вулкан Палласа, вода из озера Глазок			О. Кунашир, вулкан Головина, протока из кипящего озера			Вулкан Кава Илжен (Индонезия), кратерное озеро		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
H ⁺	60,40	60,40	67,78	15,22	15,22	59,87	8,47	8,47	28,35	2,52	2,52	16,76	1044,00	1044,00	56,70
Al ³⁺	132,90	14,78	16,58	16,77	1,86	7,32	75,72	8,41	28,10	5,44	0,60	3,99	4913,12	545,91	29,65
Ti ⁴⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23,42	2,01	0,11
Fe ³⁺	28,75	1,54	1,73	37,43	2,005	7,89	39,02	2,09	6,96	—	—	—	361,42	19,41	1,05
Fe ²⁺	58,50	2,09	2,35	—	—	—	—	—	—	11,17	0,40	2,66	1496,54	53,45	2,90
FeOH ²⁺	2,55	0,035	0,04	61,94	1,697	6,68	12,04	0,33	1,10	—	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	105,40	5,26	5,90	55,38	2,76	10,86	157,90	7,89	26,34	63,16	3,16	21,01	888,14	44,40	2,41
Mg ²⁺	22,94	1,89	2,12	10,37	0,85	3,34	22,90	1,88	6,27	29,91	2,46	16,36	698,87	57,47	3,12
Na ⁺	62,95	2,74	3,08	19,67	0,85	3,34	17,90	0,78	2,60	126,00	5,48	36,42	1100,00	47,83	2,60
K ⁺	4,23	0,11	0,12	7,05	0,18	0,70	3,70	0,09	0,30	16,60	0,42	2,80	1051,25	26,95	1,46
Li ⁺	1,89	0,27	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	—	89,115	100,00	—	25,422	100,00	—	29,94	—	—	15,04	—	—	1841,43	100,00
Cl ⁻	2086,80	58,85	65,97	491,80	13,87	52,92	28,37	0,80	2,89	385,94	10,88	72,87	20561,41	579,80	31,60
SO ₄ ²⁻	796,80	16,60	18,60	453,12	9,44	36,02	1125,60	23,45	84,60	183,84	3,83	25,65	60223,02	1254,60	68,40
HSO ₄	1334,70	13,76	15,43	281,30	2,90	11,06	335,59	3,47	12,51	213,40	0,22	1,47	—	—	—
Σ	—	89,21	100,00	—	26,21	100,00	—	27,72	100,00	—	14,93	100,00	—	1834,40	100,00
ΔΣ	—	0,10	—	—	0,79	—	—	2,22	—	—	0,11	—	—	—	—
SiO ₂	184,00	—	—	54,00	—	—	25,20	—	—	95,00	—	—	72,00	—	—
F	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Br	—	—	—	0,25	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
p ⁵⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	9,80	—	—	5,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	1,07	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
pH	1,30	—	—	1,87	—	—	2,13	—	—	2,63	—	—	0,02	—	?
Сухой остаток	3356,00	—	—	1180,00	—	—	2064,00	—	—	1040,00	—	—	106336,00	—	—
Кислотность	61,10	—	—	10,40	—	—	8,47	—	—	2,52	—	—	—	—	—

аэрозоля непосредственно газовыми струями. Сферические серные образования подробно описаны С. И. Набоко (1958) в кратерном озере вулкана Головинна.

Все эти образования, без сомнения, возникли в результате непосредственного выделения серы в воде, растворяющей вулканические газы.

Интересно, что сфероидальная озерная сера отличается от химически чистой сублимационной весьма широким спектром элементов-примесей — Ca, Mg, Na, Si, Al, Fe, Ti, а также Pb, Cu, V, Cd, Zn, Ga, Sr, Ba,

Таблица 18

Данные спектрального анализа образцов вулканической серы

Элементы	Озерная сера. Полные горошинки черной серы	Озерная сера. Черный ил со дна. Головинское озеро	Озерная черная сера с прибрежной полосы кипящего Головинского озера	Элементы	Озерная сера. Полные горошинки черной серы	Озерная сера. Черный ил со дна. Головинское озеро	Озерная черная сера с прибрежной полосы кипящего Головинского озера
As	0, n	0, n	0, n	Sr	—	0, 0n	0, 0n
Te	—	—	—	Si	0, n	n	0, n
Pb	0, 00n	0, 0n	—	Ti	0, 0n	0, n	0, n
Cu	0, 000n	0, 000n	0, 000n	Al	0, n	n	n
Zn	—	0, n	—	Fe	0, n	n	n
Gd	0, 00n	—	—	Mn	0, 00n	0, 00n	0, 00n
Zr	—	—	—	Ga	0, n	0, n	0, 0n
Ga	—	0, 00n	—	Mg	0, 00n	0, n	0, 0n
V	0, 000n	0, 00n	0, 00n	Na	—	0, n	n
Ba	—	0, n	0, 00n	K	—	—	—

As (табл. 18). Наиболее вероятно, что эти примеси в какой-то степени отражают общий состав вулканических эманаций.

Растворение вулканических газов в поверхностных водах сопровождается рядом химических реакций, которые наиболее удобно рассмотреть на примере двух кратерных озер вулкана Эбеко — теплого в среднем кратере и холодного — в нижнем.

Округлое теплое озеро диаметром около 180 м занимает все основание среднего кратера (см. рис. 14). В рельефе дна его отчетливо выделяются четыре воронки, самая большая из которых, юго-западная, имеет глубину 17 м. Вода в озере белесовато-мутная, вероятнее всего, за счет выделяющейся коллоидальной серы. На отдельных участках озера поднимающиеся со дна фумарольные газы создают иллюзию «кипения» воды. Температура воды в озере в 1957 г. составляла 34°, в 1959—24, в 1964—18°. Осадки озера — темные, почти черные тонкие илы, состоящие из аморфного кремнезема в смеси с каолинитом, сульфидами железа и серой. По большой протоке воды озера временами стекает в нижний кратер.

Холодное озеро (150 × 30 м) занимает северную часть нижнего кратера и не имеет стока. Дно его сравнительно плоское, глубина не превышает 7 м. Вода прозрачная, несколько опалесцирующая. Газовых выделений со дна нет. Температура воды соответствует температуре воздуха. Дно и берега сложены несортированными обломками пород, подвергающихся изменению под действием озерных вод.

Химический состав вод кратерных озер изменчив (см. табл. 17): в теплом озере он определяется растворением поступающих вулканических газов и реакциями возникающего кислого раствора с осыпающимися со стенок кратера обломками пород, которые в основном протекают в восстановительных условиях дна озера; в холодном озере продолжается изменение состава воды, поступающей из теплого озера, вследствие ее разбавления атмосферными водами и реакцией с породами дна и берегов в условиях окислительного режима. Все эти черты отлично выяв-

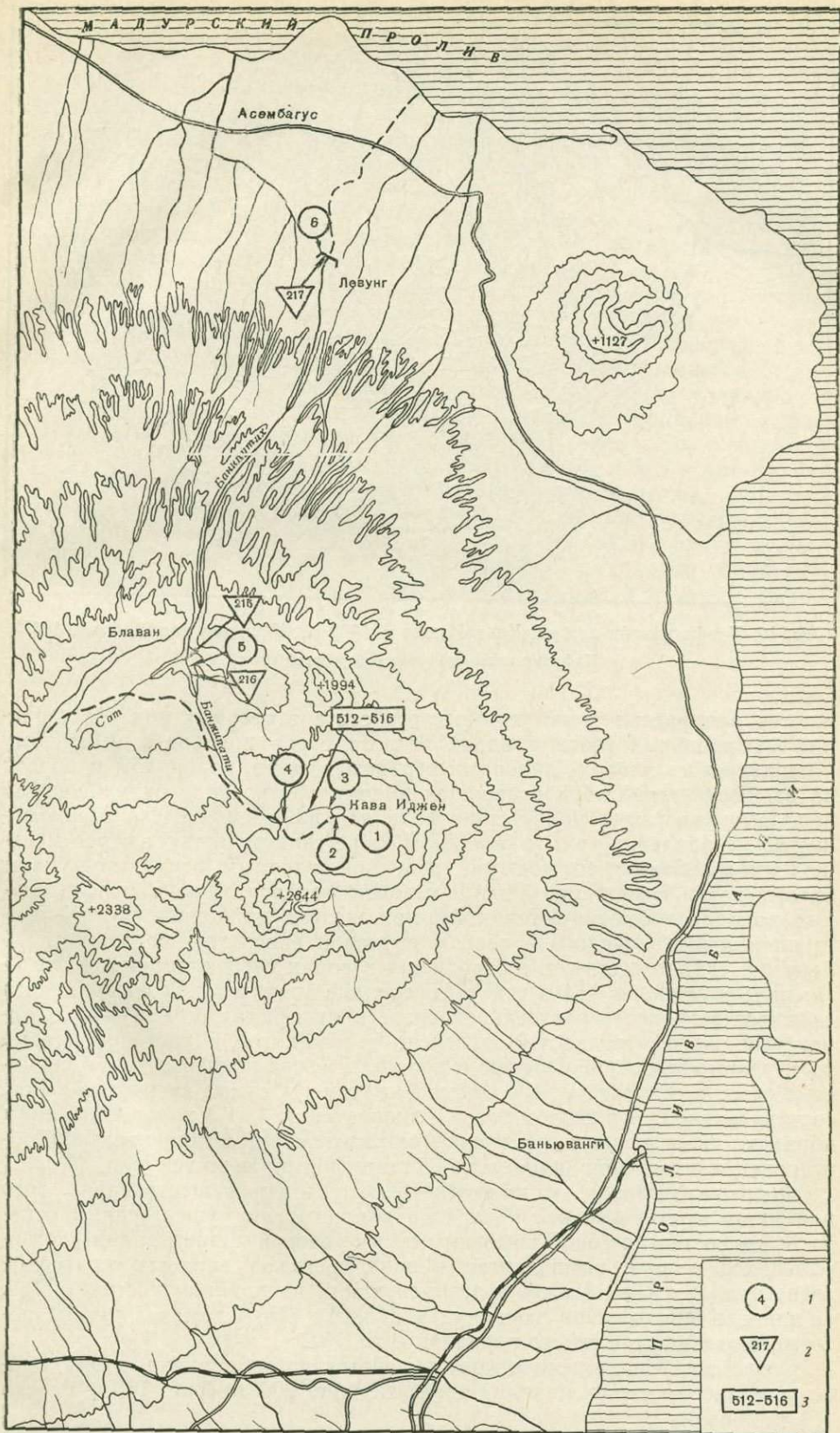


Рис. 15. Схема отбора проб в районе вулкана Кава Иджен (Восточная Ява)
 1 — пробы воды; 2 — пробы взвеси; 3 — пробы кристаллогидратов алюминия

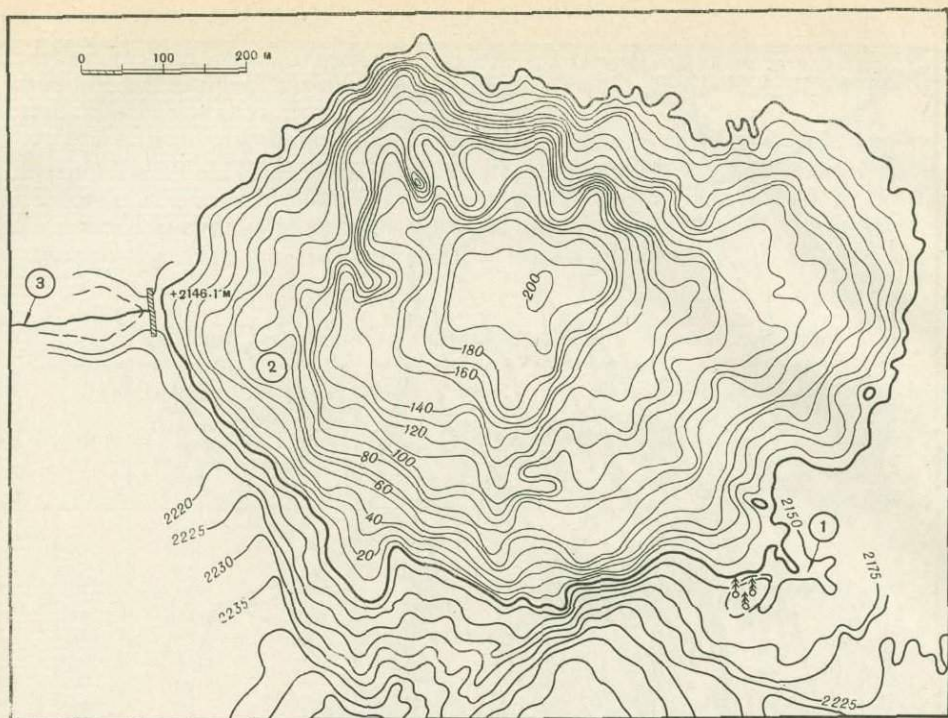


Рис. 16. Конфигурация дна оз. Кова Иджен в 1938 г. (Неумапп van Padang, 1951)

Цифрами показаны точки отбора проб воды

ляются при рассмотрении химического состава озерных вод. Растворение фумарольных газов в водах теплого озера привело к обильному насыщению их хлором, анионами сернистых газов, водородом и бором; на взаимодействие образовавшихся кислых растворов с окружающими породами указывает присутствие катионов щелочей, железа и алюминия. О разбавлении воды в холодном озере свидетельствует втрое меньшая минерализация его воды по сравнению с теплым, откуда поступают кислые воды. Восстановительные условия теплого озера и окислительные холодного фиксируются в формах железа придонной воды — преимущественно закисного в первом случае и окисного — во втором. Об этом же свидетельствуют соотношения в водах озер алюминия и железа: приблизительно 4:1 в теплом озере, где значительная часть железа связывается в восстановительной среде в сульфидах, и 1:2 — в холодном, где железо полностью окислено и находится в растворе. Кроме того, значительному окислению в холодном озере подвергаются и сернистые газы, в результате чего отношение хлора к сумме сернистых газов, составляющее 2:1 в теплом озере, изменяется до 1:1 в холодном. Таким образом, даже простое изменение окислительно-восстановительной обстановки существенно влияет на состав формирующихся вод.

Физико-химические и климатические условия существования того или иного кратерного озера нередко накладываю существенный отпечаток на состав их вод. Примером особых условий концентрации растворяющихся в воде компонентов в зоне тропиков является кратерное озеро вулкана Кава Иджен, расположенного на крайнем востоке о. Ява, на широте 8° к югу от экватора, в области резко изменяющегося режима дождливого и сухого периодов (рис. 15).

Озеро это, заполняющее кратер действующего вулкана, имеет площадь более $0,5 \text{ км}^2$ и максимальную глубину 200 м (рис. 16). Отметка

поверхности озера — 2146 м над уровнем океана, общий объем воды — около 40 млн. м³ (Bemmelen, 1949; Neumen van Padang, 1951).

Уровень воды в озере изменяется в зависимости от количества атмосферных осадков. Во время дождливого сезона (декабрь—май) оно поднимается более чем на 3 м, так что избыток вод приходится сбрасывать через плотину (обычно в апреле каждого года). Во время сухого сезона (июнь—ноябрь) в результате интенсивного испарения в условиях тропиков уровень озера резко понижается. Эти изменения, так же как и кратковременное понижение температуры воды озера во время дождей, наглядно иллюстрирует график, составленный по ежегодным наблюдениям вулканической службы Индонезии (рис. 17).

Извержения вулкана Кава Иджен фиксируются с 1796 г. В результате извержения 1817 г. озеро выплеснулось из кратера и гигантский лахар вулканического песка и ила, смешанный с кислой агрессивной водой, буквально опустошил земледельческие районы Баньюванги и Асембагуса. В 1917 г. катастрофа повторилась, а в 1921 г. в пониженном месте кратера была воздвигнута плотина с целью регулировки уровня воды озера. Шлюзование привело к некоторому уменьшению видимой активности, однако сильные выбросы газа, воды и ила на высоту нескольких десятков метров неоднократно повторялись и позже, например в 1923, 1934, 1936 гг., и совсем недавно, по данным вулканологической службы Индонезии, — в 1952 и 1956 гг. В настоящее время вулканическая деятельность проявляется в интенсивном выделении сернистых газов на фумарольном поле у юго-восточной кромки и в самом озере. Отмечаются многократные газовые «вскипания», выбросы воды и газов, выделения пленок коллоидальной серы на поверхности озера и периодические повышения температуры воды до 40—50°.

Растворяющиеся в воде озера вулканические газы образуют смесь разбавленных серной и соляной кислот с отношением примерно 2 : 1, такой раствор энергично разрушает породы стенок кратера и переводит в раствор щелочные и щелочноземельные элементы, железо, алюминий и титан. В отличие от вод кратерных озер умеренных широт минерализация вод в условиях резкой смены сезонов тропических ливней и засухи на Восточной Яве заметно интенсифицируется. В периоды дождей озеро пополняется атмосферными осадками, причем попадающая в озеро дождевая вода, в ходе вулканического процесса быстро насыщается относительно выдержанным для всего озера комплексом кислот и солей. Во время сухого сезона, продолжающегося 5 месяцев, количество испаряющейся воды составляет почти 2 млн. м³, т. е. около 5% общего объема воды озера. В результате многократного испарения при непрекращающемся активном поступлении вулканических газов концентрация растворенных кислот и солей в воде озера значительно повышается. Формируются ультракислые сульфатно-хлоридные воды с рН 0,02, содержащие в 1 л около 5000 мг Al, до 1800 мг Fe и до 23 мг Ti (см. табл. 17).

Период существования кратерных озер практически весьма непродолжителен — десятки, в отдельных случаях (Кава Иджен) до сотни лет. Периодические извержения разрушают озера, однако при благоприятных условиях они снова возникают, продолжая накопление растворенного вулканического вещества. Так, возникшее в 1909 г. и исчезнувшее в 1913 г. кратерное озеро вулкана Белый Остров (Новая Зеландия) к 1912 г. имело в составе своей воды 3,33 г Al на 1 л, что, при предполагаемом объеме около 3 млн. м³ составило около 10 000 т растворенного Al (Hamilton, Baumgart, 1959). В водах крупных кратерных озер вулкана Тааль (Филиппинские острова), существовавших до 1911 г., отмечалось до 7,6 г растворенного Al на 1 л воды, а возникшее после фреатического взрыва вулкана в 1911 г. новое крупное кислое озеро объемом около 14 млн. м³ уже на первом году своего существования

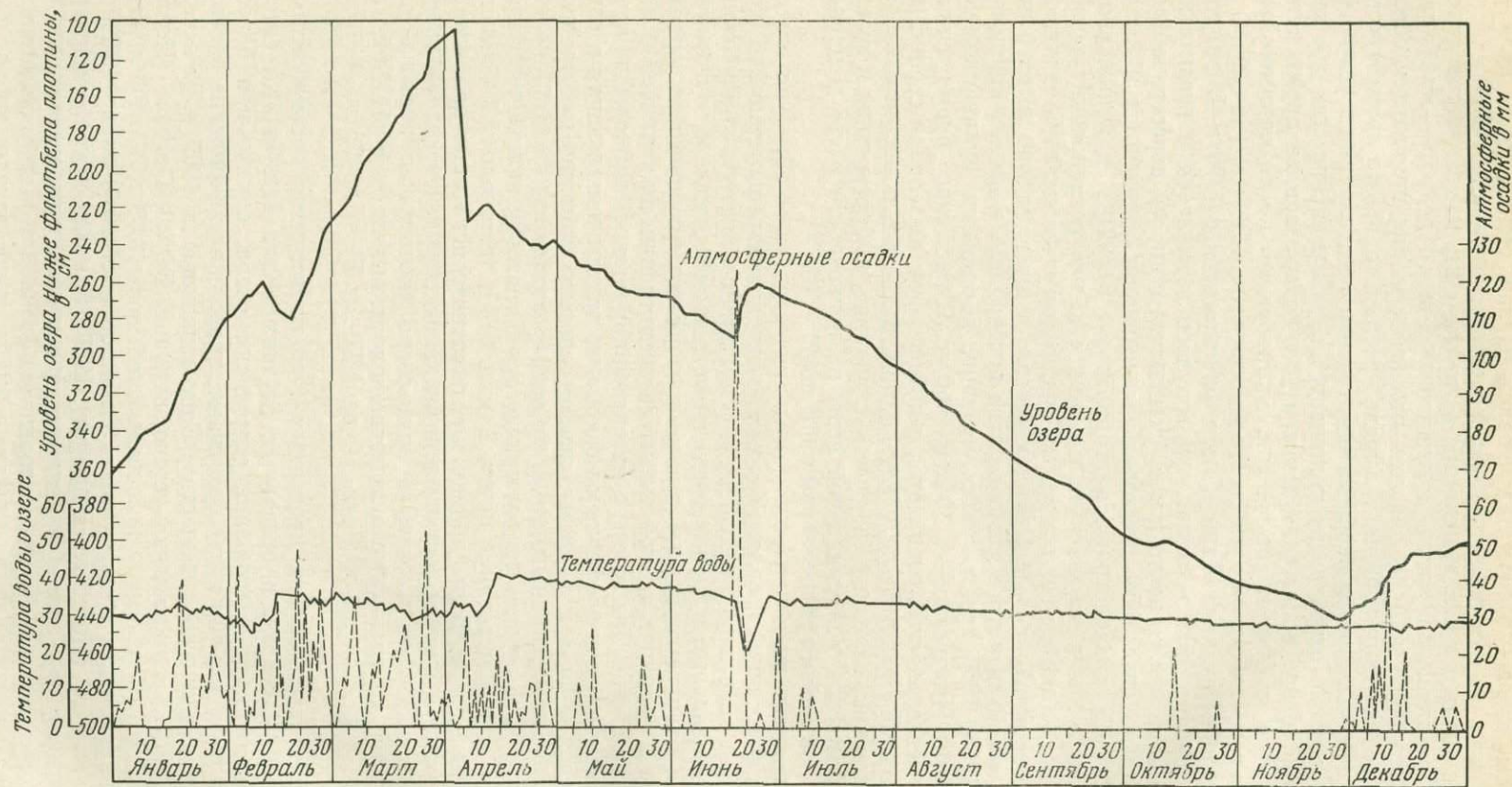


Рис. 17. Зависимость температуры воды и уровня оз. Кава Иджен от атмосферных осадков (по данным вулканологической службы Индонезии за 1941 г.)

заклучало около 4 тыс. т растворенного Mn, 1,8 тыс. т Fe и 1,2 тыс. т Al или соответственно, 310, 135 и 86 мг/л (Neumein van Padang, 1953). Это озеро вновь было уничтожено катастрофическим извержением в сентябре 1965 г. Упоминавшееся уже кратерное озеро Кава Иджен, продолжающее существовать почти 50 лет, хранит в своей чаше объемом около 40 млн. м³ 200 тыс. т растворенного Al и более 1000 т растворенного Ti.

Характерной особенностью кратерных озер является практически неподвижное состояние находящейся в них воды. Они представляют собой как бы определенную емкость, накапливающую продукты реакций, протекающих в результате постоянного поступления вулканических газов. При этом часть продуктов, выделяющихся в ходе этих реакций в твердую фазу, главным образом сера, сульфиды железа, иногда окислы марганца, осаждаются в виде озерно-кратерных отложений, иногда образуя, как это хорошо известно, например в отношении серы, своеобразный тип промышленных месторождений (Власов, 1949, 1958).

В тех случаях, когда вулканические газы растворяются не в статическом резервуаре кратерного озера, а в динамически подвижной среде подземных водоносных горизонтов, формируются глубинные термальные воды.

На особенности этих терм, образующихся путем растворения подземными грунтовыми водами кислых вулканических газов, главным образом галоидных, впервые обратил внимание В. В. Иванов, который и предложил для них особое название. «Фумарольные термы «глубинного» формирования образуются в результате насыщения вод вулканическими высокотемпературными (сотни градусов) газами сложного хлористо-сернисто-углекислого состава, характерными компонентами которых (не считая паров воды) обычно являются HCl, HF, CO, CO₂, H₂S, SO₂, часто B и некоторые другие. Газы эти, попадая по сильно нагретым каналам и трещинам вулканических массивов в подземные воды, образуют сульфатно-хлоридные, иногда хлоридные термы с резко кислой реакцией (рН ниже 3, иногда менее 1), содержащие свободную серную, а иногда и соляную кислоты. В таких водах наблюдаются также часто повышенные концентрации бора. При выходе на поверхность эти воды обладают обычно очень высокой температурой и большим устойчивым дебитом» (Иванов, 1960, стр. 237).

Состав фумарольных терм глубинного формирования, обычно однообразный в пределах отдельных вулканических районов, в разных физико-химических условиях может заметно изменяться в зависимости от состава вод, растворяющих газы, состава растворяющихся газов и количественных соотношений между газами и растворяющими их водами. Рассмотрим три наиболее ярких примера термальных вод глубинного формирования — на вулканах Эбеко (о. Парамушир), Менделеева (о. Кунашир) и Танктубанпрау (о. Ява).

На вулкане Эбеко термальные воды глубинного формирования вскрыты на северо-восточном склоне долины р. Юрьева и представляют собой наиболее крупный очаг разгрузки термальных вод вулкана (Зеленов, Ткаченко, Канакина, 1965). Это несколько групп источников, выходящих на поверхность вдоль русла реки (табл. 19). Восточная группа источников расположена в нижней части узких оврагов в левом борту долины р. Юрьева. Вода с температурой 92° и общим дебитом 10—12 л/сек вытекает из многочисленных трещин в добеда измененных плотных породах. У мест выходов, подчеркивая трещины, отлагается ярко-желтая коллоидная сера. Вторая к западу группа расположена также на левом берегу, недалеко от первой. Воды выходят из делювиальной осыпи в 2 м выше русла реки. Температура воды 44°, расход — 30—35 л/сек. Источники третьей группы выходят на поверхность у конца узкого потока лавы, круто спускающегося к руслу р. Юрьева, температура воды источников 90°, дебит 10—20 л/сек; они отлагают

Химический состав вод ультракислых источников долины р. Юрьева, вулкан Эбеко
(Аналитик М. А. Канакина)

Проба	38 (1957)			3060 (1959)			37 (1957)		
	Источник на северном склоне долины в верхнем течении р. Юрьева			Источник на северном склоне долины в верхнем течении р. Юрьева			Основная группа источников в верхнем течении р. Юрьева		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
H ⁺	90,21	90,21	30,87	149,53	149,53	44,69	35,90	35,90	23,98
Al ³⁺	1023,21	113,62	38,87	996,41	110,71	33,13	583,26	64,81	43,26
Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Fe ³⁺	12,03	0,64	0,22	"	—	—	101,00	5,41	3,62
FeOH ²⁺	Нет	—	—	"	—	—	7,30	0,20	0,13
Fe ²⁺	595,25	21,29	7,29	598,60	21,38	6,39	180,92	6,46	4,32
Ca ²⁺	478,50	23,92	8,20	251,00	12,55	3,78	229,25	11,46	7,65
Mg ²⁺	230,50	18,95	6,49	204,00	16,78	5,02	167,50	13,77	9,18
K ⁺	190,00	4,87	1,68	260,00	6,66	1,99	124,75	3,19	2,33
Na ⁺	395,00	17,17	5,89	385,00	16,73	5,00	182,50	7,93	5,30
Li ⁺	10,00	1,43	0,49	Не опр.	—	—	2,50	0,35	0,23
Σ	—	292,17	100,00	—	334,34	100,00	—	149,48	100,00
Cl	4346,32	122,43	37,48	4379,98	123,49	37,97	1839,66	51,80	33,98
SO ₄ ²⁻	7248,00	151,00	46,22	6566,60	136,70	42,00	3903,36	81,32	53,32
HSO ₄ ⁻	5159,43	53,19	16,30	6333,13	65,29	20,03	1877,92	19,36	12,70
Σ	—	326,62	100,00	—	325,48	100,00	—	152,43	100,00
Δ Σ	—	34,45	—	—	8,85	—	—	3,00	—
SiO ₂	256,00	—	—	326,00	—	—	169,00	—	—
Сухой остаток	18296,00	—	—	18192,00	—	—	9448,00	—	—
pH	1,32	—	—	1,15	—	—	1,65	—	—
Кислотность	90,63	—	—	149,53	—	—	35,90	—	—

(Окончание)

Компоненты	3059 (1959)			41 (1957)			3057 (1959)			43 (1957)		
	Основная группа источников в верхнем течении р. Юрьева			Источник у окончания молодого лавового потока в среднем течении р. Юрьева			Источник у окончания молодого лавового потока в среднем течении р. Юрьева			Источник на гравом берегу р. Юрьева в 200 м ниже молодого лавового потока		
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%
H ⁺	61,83	61,83	35,43	141,37	141,37	38,50	123,66	123,66	39,30	29,26	29,26	15,20
Al ³⁺	680,50	75,61	43,32	1200,42	133,38	36,33	1079,36	119,93	38,13	855,47	95,05	49,30
Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Fe ³⁺	171,95	9,21	5,28	13,60	0,73	0,20	33,34	1,78	0,57	2,43	0,13	0,07
FeOH ²⁺	7,30	0,20	0,11	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Fe ²⁺	104,98	3,75	2,14	660,02	23,57	6,412	558,40	19,94	6,34	383,06	13,68	7,13
Ca ²⁺	122,50	6,12	3,52	543,00	27,15	7,39	253,00	12,65	4,02	318,0 ⁵	15,90	8,29
Mg ²⁺	95,00	7,81	4,48	241,30	19,85	5,41	187,60	15,44	4,92	132,12	10,86	5,66
K ⁺	128,75	3,30	1,90	220,00	5,65	1,564	295,00	7,56	2,44	126,00	3,23	1,68
Na ⁺	152,50	6,63	3,82	328,00	14,26	3,87	310,00	13,47	4,28	538,16	23,39	12,38
Li ⁺	Не опр.	—	Не опр.	8,50	1,21	0,33	Не опр.	—	—	4,00	0,57	0,30
Σ	—	174,46	100,00	—	367,17	100,00	—	314,43	100,00	—	192,07	100,00
Cl	1880,24	53,02	31,65	4673,88	131,65	38,80	4329,50	122,09	37,53	1242,85	63,18	30,92
SO ₄ ²⁻	4224,96	88,02	52,63	6549,12	136,44	40,05	6625,92	138,04	42,45	5965,44	124,28	60,64
HSO ₄ ⁻	2552,07	26,31	15,72	6943,26	71,58	21,15	632,92	65,25	20,02	1674,22	17,26	8,44
Σ	—	167,35	100,00	—	389,67	100,00	—	325,28	100,00	—	204,72	100,00
ΔΣ	—	7,11	—	—	27,50	—	—	10,95	—	—	11,60	—
SiO ₂	186,00	—	—	274,00	—	—	314,00	—	—	206,00	—	—
Сухой остаток	10196,00	—	—	20784,00	—	—	17160,0	—	—	12040,00	—	—
pH	1,46	—	—	1,12	—	—	1,19	—	—	1,80	—	—
Кислотность	61,83	—	—	141,37	—	—	123,66	—	—	29,26	—	—

тонкий белый осадок коллоидной серы. Четвертая группа малодобитных источников с температурой 57° располагается у зеркала воды р. Юрьева на правом ее берегу.

Воды всех отмеченных источников ультракислые, с рН от 1,12 до 1,8. Состав их весьма однообразен: среди анионов преобладают сульфат-ионы (их обычно почти в два раза больше, чем хлора), а катионы представлены основными породообразующими элементами — алюминием, железом, щелочами и щелочными землями.

Несомненно, источником отмеченных катионов термальных вод являются изверженные породы вулкана, которые в зонах обработки их термальными водами полностью обесцвечены и представляют собой опаловый или опалово-алунитовый скелет, оставшийся после выноса из породы перечисленных породообразующих элементов.

Об эффективном выносе металлов из пород термальными водами можно судить по относительному изменению состава пласта лавы, подвергнувшегося термальной обработке ультракислыми растворами в долине р. Юрьева. Андезиты, содержавшие (в %) SiO_2 — 52,50, TiO_2 — 1,15, Al_2O_3 — 21,22, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 7,94, CaO — 7,20, MgO — 3,40, Na_2O — 2,70, K_2O — 1,90, превратились в результате воздействия ультракислых растворов в опалиты, содержащие (в %) SiO_2 — 96,60, TiO_2 — 1,11, Al_2O_3 — 1,43, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 0,23, CaO — 0,40, MgO — 0,05, Na_2O — 0,03, K_2O — 0,05 (Зеленов, 1960). Изменение состава пород под воздействием ультракислых термальных вод передает график, отражающий соотношения катионного состава термальных вод долины р. Юрьева и соответствующих компонентов в неизменных породах вулкана Эбеко (рис. 18).

Соотношения даны здесь в сравнимой форме: из суммы катионов вод исключен водород, остальные катионы пересчитаны на 100 мг экв%; содержание тех же элементов в породах пересчитано в миллиграмм-эквивалентах, приведенных к 100%.

Сравнение соотношений катионного состава вод разных групп источников долины р. Юрьева указывает на их полную идентичность. Это говорит о том, что долина р. Юрьева вскрывает единый горизонт пластово-трещинных вод. На графике отчетливо видно также, что соотношения содержаний катионов в этих водах почти точно отвечают соотношениям соответствующих элементов в измененных породах, что свидетельствует о выносе катионов из вмещающих пород, которые в итоге превращаются в монокремнистые образования.

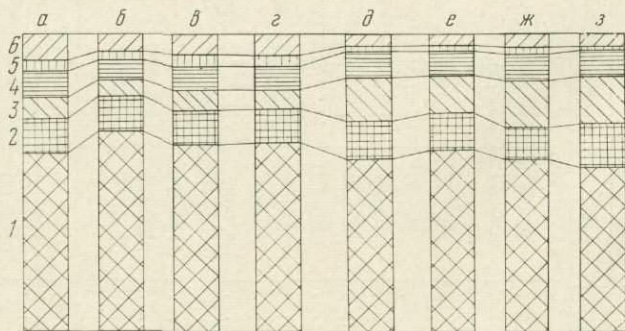


Рис. 18. Соотношение содержаний основных породообразующих компонентов в термальных водах источников и неизменных породах вулкана Эбеко

1 — алюминий; 2 — железо; 3 — кальций; 4 — магний; 5 — калий; 6 — натрий

a — источник на северном склоне долины р. Юрьева; *б* — основная группа источников в верхнем течении р. Юрьева; *в* — источник у молодого лавового потока; *г* — среднее содержание по водам источников *a*, *б*, *в*; *д* — среднее содержание по породам *e*, *ж*, *з*; *e* — андезит с водораздела рек Юрьева и Горшкава; *ж* — андезит из долины р. Юрьева; *з* — андезито-базальт из лав центрального конуса

Несколько иной характер приобретают кислые термальные воды глубинного формирования в тех случаях, когда хлористый водород и сернистые газы растворяются не в грунтовых водах атмосферного происхождения, как это имеет место на вулкане Эбеко, а в уже сформированных высоконагретых азотноуглекислых парогидротермальных водах. Именно такой случай отмечается на северо-восточном склоне вулкана Менделеева (о. Кунашир), где кислые термальные воды глубинного формирования вскрываются в зоне, непосредственно примыкающей к области распространения азотноуглекислых терм пароводяного месторождения Горячей Пляж (к востоку от вулкана Менделеева). Это месторождение расположено вдоль берега Тихого океана близ поселка того же названия: оно представляет собой сравнительно небольшое поле выделения паровых струй и горячих вод. Как и во всех известных пароводяных месторождениях, воды эти характеризуются слабощелочной реакцией, хлоридно-натриевым составом, небольшой примесью анионов HCO_3' и CO_3'' и повышенным количеством растворенного кремнезема (табл. 20). Существенно иными по составу являются воды источников на северо-западном участке термального поля или, иначе говоря, на северо-восточном склоне вулкана Менделеева.

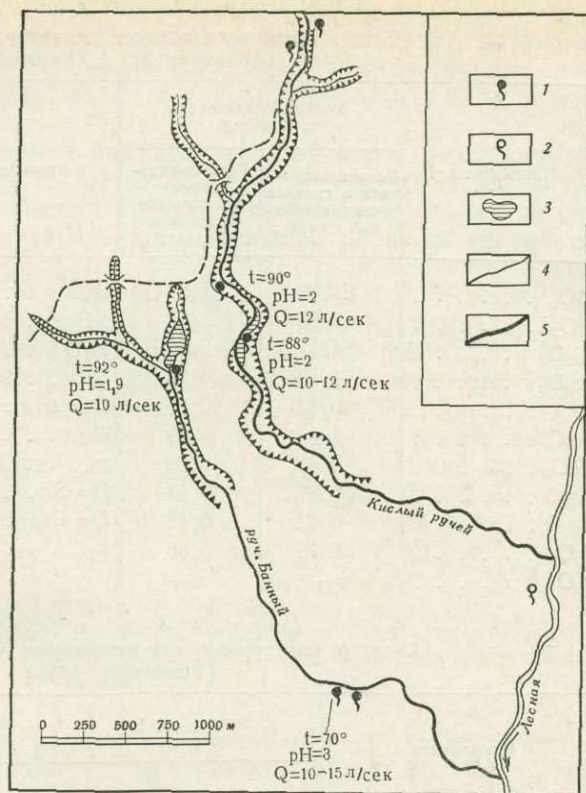
Два крупных источника этой группы (Нижнеменделеевские источники) с дебитом порядка 25 л/сек вскрыты в среднем течении р. Кислый Ручей (один — на правом, другие — на левом ее берегу), расстояние между ними не превышает 200 м. Это мощные струи горячей воды, вытекающие из толщи измененных эффузивов на высоте 1—2 м над урезом воды р. Кислый Ручей. Третий источник, впервые обнаруженный автором в 1958 г. (совместно с Д. С. Бабушкиным и М. С. Голицыным), находится в верховьях небольшого безымянного ручья, текущего параллельно р. Кислый Ручей, примерно в 0,5 км к югу от нее и в 600 м юго-восточнее Нижнеменделеевских источников (рис. 19). Этот источник, названный нами Провальным Колодец, расположен на небольшом (30 × 50 м) депрессионном плато сильно измененных эффузивных пород, на дне естественной шахты глубиной 4 м, диаметром 3—3,5 м вверху и около 2 м внизу. Вода заполняет глубокую нишу у дна колодца, образуя довольно внушительный парящий водоем. В понижениях плато располагается серия более мелких источников, сопровождающихся выходами паровых струй.

Воды Нижнеменделеевских источников и Провального Колодца (табл. 21) весьма сходны по химическому составу, что свидетельствует о разгрузке единого водоносного горизонта. Это кислые воды (рН 1,5—1,7) с высоким содержанием растворенных железа, алюминия и особенно натрия; среди анионов резко преобладает хлор (до 62%). На выходе источников высаживается аморфный кремнезем и сернокислые соли железа (ярозиты).

Анализ химического состава вод этих источников позволяет достаточно уверенно судить об условиях формирования термальных вод. Нет никакого сомнения, что на участке проникновения глубинных щелочных хлоридно-натриевых терм и кислых галоидно-сернистых фумарольных газов в каком-то горизонте происходит их смешение. Глубинные термальные воды, растворившие вулканические газы, сохранили обычный для них избыток кремнезема и существенное преобладание натрия и хлора, но резко изменили рН и обогатились извлеченными из пород железом и алюминием. В этих термах, по механизму образования аналогичных термальным водам глубинного формирования вулкана Эбеко, наряду с несомненно извлеченными из пород железом и алюминием отчетливо выступают элементы ювенильного происхождения — натрий и кремний. Характерно, что свежесаженный гель кремнезема в этих водах содержит существенное количество соосажденного титана — до 3% TiO_2 (табл. 21). Как мы уже отмечали, четыреххлористый титан часто явля-

Рис. 19. Схема расположения термальных источников по р. Кислый ручей и ручью Банной

1 — кислые источники; 2 — щелочной источник; 3 — котловина источника Провальный Колодец; 4 — пресные ручьи; 5 — кислые ручьи



ется спутником кислых галоидных вулканических газов (Зеленов, 1965). Другой характерной особенностью этих вод является интенсивное осаждение на выходе источника железистого сульфата — ярозита.

Совершенно очевидно, что выпадение осадка (ярозита и опала) произошло в данном случае, в результате резкого изменения физико-химических условий среды, выразившегося в окислении и охлаждении воды. К такому же выводу пришла и С. И. Набоко (1959), которая отмечает, что «калинатровый ярозит осаждался из кислой воды (pH 1,63), содержащей сульфаты и хлориды закиси железа, аммония, кальция, магния, натрия, калия, при ее охлаждении с 92 до 70° и одновременном окислении. Сульфат железа, натрия и калия мог пойти в нерастворимый продукт реакции в случае образования основной соли. Сульфат закисного железа, содержащийся в воде, при ее выходе на поверхность окислился. При этом для образования нормального сульфата окисного железа оказалось недостаточно аниона SO_4^{2-} , в результате чего и образовалась основная соль» (стр. 213).

Третьим примером своеобразных термальных вод глубинного формирования является группа источников Чиатер (Центральная Ява), вскрывающихся на северо-восточном склоне вулкана Танктубанпрау (Vettern, 1949). По общей характеристике воды источников Чиатер (табл. 22) довольно близки термам глубинного формирования долины р. Юрьева, хотя и обладают более высоким pH (до 2,8). Заметным отличием, однако, является большее разнообразие состава анионов. Так, в водах источников Чиатер кроме обычных Cl и SO_4 обнаружены также F (до 13 мг/л) и HPO_3 (до 3 мг/л). Можно предположить, что здесь мы имеем дело либо с вулканическими газами более сложного состава, либо с достаточно высоким отношением объемов растворяющихся газов к объему подземных вод, в результате чего неуловимые в других

Таблица 21

Состав кремневых осадков термальных вод (в %):
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Вулкан Менделеева, о. Кунашир		Компоненты	Вулкан Менделеева, о. Кунашир	
	Осадок источ- ника в среднем течении р. Кис- лый Ручей	Гель кремне- зема в источнике Провальный Колодец		Осадок источ- ника в среднем течении р. Кис- лый Ручей	Гель кремне- зема в источ- нике Проваль- ный Колодец
SiO ₂	87,02	91,06	S	1,29	0,54
TiO ₂	2,95	1,93	SO ₃	0,41	0,63
Al ₂ O ₃	4,12	2,53	H ₂ O ⁺	2,10	1,16
Fe ₂ O ₃	0,59	0,73	Cl ₂	0,15	0,52
Feo	0,22	0,17	CO ₂	0,27	Нет
MnO	Нет	0,01	C	0,27	0,13
CaO	0,47	0,39	Σ ₁	100,68	100,78
MgO	0,27	0,43	O=S	0,64	0,27
Na ₂ O	0,42	0,13	O=Cl ₂	0,03	0,03
K ₂ O	0,13	0,48	Σ ₂	100,01	100,38
P ₂ O ₅	Нет	Нет			

Таблица 22

Анализы вод термальных источников Чиатер (в мг/л)
(Веппелен, 1949)

Компоненты	Чипанас I		Чипанас II	Челегок-геонг	Чипангасахан
Cl	567,36	543,72	401,88	263,98	302,46
F	13,00	12,20	8,40	3,20	5,40
J	—	—	—	—	—
NH ₃	11,10	11,10	7,90	5,00	6,65
SO ₄	407,45	404,56	305,13	263,98	255,75
HPO ₃	0,28	0,25	3,00	2,67	1,34
P	—	—	0,97	0,86	0,43
Al	65,59	51,27	28,39	29,49	22,20
SiO ₂	156,52	157,27	142,92	145,32	132,52
Fe (общ.)	20,00	20,00	16,65	4,00	12,50
Fe (неорганич.)	18,16	18,16	15,15	4,00	12,50
Mn	2,40	2,20	2,00	1,40	1,40
Ca	111,23	105,51	108,37	71,23	65,51
Mg	24,23	30,38	17,43	19,36	23,03
K	29,81	28,53	25,64	19,99	19,23
Na	68,12	76,95	55,51	37,61	52,45
Окислительное число (вес N/100 KMnO ₄ = =1,575 мг органичес- кого вещества)	6,07	5,56	14,16	9,61	10,62
Жесткость (немецкие градусы)	34,40	35,00	36,40	25,90	24,50
pH	2,25	2,32	2,32	2,64	2,81
Кислотность	0,93	0,90	5,80	3,50	4,10
Остаток от выпарива- ния	1256,00	1260,00	1018,00	852,00	850,00
Остаток от прокалива- ния	910,00	880,00	722,00	604,00	594,00
Потеря при прокалива- нии	346,00	38,00	280,00	220,00	202,00

случаях количества ионов F и HPO_3 в термах Чиатер оказались доступными для определения. Так или иначе, эти воды сложного состава, как мы уже отмечали, выходя на поверхность на северо-восточном склоне вулкана Танктубанпрау и образуют поток с общим суммарным дебитом около 500 л/сек.

Длительное существование вод этой группы привело к значительным накоплениям осадков, отлагающихся непосредственно из текущих вод. Проведенная геологическая разведка древних отложений источников Чиатер выявила на сравнительно небольшой площади их развития около 75 тыс. т железо-фосфатов, более 800 тыс. т ярозитов и около 500 тыс. т кондиционных окисных железных руд (Ветмелен, 1949).

В августе 1962 г. автору удалось посетить источники Чиатер и изучить серию образцов наиболее молодых отложений (табл. 23). Оказалось, что железо-фосфаты (обр. 508) отлагаются в непосредственной близости от выхода источника, ярозиты (обр. 506 и 509) накапливаются на обширной площади в незначительном удалении от их выходов, а окисные железистые руды — по периферии этой площади (обр. 510) и далее по руслу термального потока (обр. 507, 501 и 502 в порядке их удаленности от выхода вод).

Таблица 23

Осадки источников Чиатер (в %)
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Железо-фосфат	Ярозит			Лимонит-гематит		
	Образцы						
	508	506	509	510	507	501	502
SiO_2	4,19	0,60	0,89	1,06	10,47	1,85	3,13
TiO_2	0,41	0,32	0,48	0,32	0,74	0,52	0,81
Al_2O_3	1,28	0,70	0,95	1,00	2,54	1,19	2,22
Fe_2O_3	40,28	46,85	47,99	85,58	76,01	84,98	79,37
FeO	0,41	0,22	0,10	1,01	0,53	0,14	0,36
CaO	0,12	0,23	0,20	0,14	0,20	0,17	0,17
MgO	Нет	0,06	0,29	Нет	0,03	0,08	0,05
MnO	Нет	Нет	Нет	0,18	0,13	Следы	0,02
P_2O_5	29,02	10,07	0,92	1,04	1,00	1,02	2,19
Na_2O	0,18	0,18	0,18	0,18	0,22	0,22	0,18
K_2O	0,44	5,63	7,73	0,14	0,16	0,12	0,20
H_2O^+	17,94	12,37	9,74	5,28	5,79	7,26	7,84
H_2O^-	2,25	1,08	0,28	2,70	2,16	2,28	2,80
CO_2	0,12	0,06	0,10	0,30	0,22	0,06	0,04
C	0,14	0,27	0,04	0,57	0,30	0,11	0,54
S	0,19	1,35	0,19	0,12	0,14	0,18	0,17
SO_3	2,70	20,77	29,53	0,80	0,12	0,68	0,61
Cl	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Σ	99,67	100,76	99,61	100,55	100,76	100,86	100,70
$\text{O}=\text{S}$	0,09	0,67	0,09	0,06	0,07	0,09	0,08
Σ	99,58	100,09	99,52	100,49	100,69	100,77	100,62

Как можно видеть, отложения источников Чиатер в общем плане сходны с отложениями Нижнеменделеевских источников и так же, как последние, связаны с резким изменением окислительно-восстановительных условий и температуры на выходе источников. Большее разнообразие состава осадков объясняется, с одной стороны, более сложным анионным составом вод (формирование железо-фосфатов), с другой — интенсивной садкой гидроокислов железа, изменяющих в растворе после выхода вод на поверхность закисную форму на окисную, переходящих в осадок в условиях $\text{pH} > 2$. Образование осадков из источников Чиатер представляется результатом двух различных процессов: на пер-

вом этапе происходит образование фосфорнокислых и сульфатных солей железа непосредственно из истинного раствора, а в последующем — переход избытка растворенного железа под влиянием повышенного рН в коллоидный раствор гидроокиси с последующей коагуляцией и садкой этих коллоидов.

Изучение в осадках вод источников Чиатер редких и рассеянных элементов (V, Cu, As, Ge, Ga, Be, Sc; табл. 24), несомненно, поступивших в воду с вулканическими эманациями, позволило вскрыть еще одну весьма интересную закономерность. Оказалось, что редкие и рассеян-

Таблица 24

Спектральные полуколичественные определения элементов в осадках источников Чиатер

Компоненты	Железо-фосфат	Ярозит		Лимонит-гематит			
		Образцы					
	508	506	510	507	501	501	502
V	0,006	0,01	0,006	0,03	0,01	0,03	0,10
Cu	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}
Pb	0,1	1	—	—	—	—	—
As	0,1	0,1	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}
Ga	0,003	0,003	—	—	—	—	—
Be	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	—	—
Sc	0,01	0,001	—	—	—	—	—

ные элементы в большинстве своем ведут себя различно при образовании осадка путем кристаллизации из раствора или путем коагуляции коллоидов. Так, свинец, мышьяк, скандий, галлий и бериллий оказались целиком приуроченными к железо-фосфатам и ярозиту, т. е. перешли в осадок в виде солей, в то время как германий и ванадий были сорбированы при коагуляции геля гидроокиси железа. Преимущественно сорбированным оказался также и титан, содержание которого в химически осажденных породах непосредственно у выхода источника составляет 0,3—0,4%, а в коллоидном осадке гидроокиси железа, накапливаемомся по руслу термального потока на значительном удалении от выхода источника, — 0,5—0,8% (см. табл. 24), несмотря на сравнительно высокий рН вод (2,6).

Как можно видеть, составы термальных вод глубинного формирования, равно как и конденсаты вулканических газов и воды кислых кратерных озер, в общем достаточно четко отражают состав вулканических эманаций, которые они активно поглощают. При этом кислые вулканические газы — главным образом галоиды — полностью прекращают свое существование как эманации, преобразуясь в ионы растворов. При этом возникает водная среда исключительно высокой концентрации водородных ионов, предопределяющая переход в истинный раствор и других компонентов эманаций — хлоридов металлов (железо, титан, свинец, ванадий, германий и т. п.), различных соединений фосфора, мышьяка и серы. Все известные элементы эманаций в той или иной степени переходят в состав термальных вод и частично осаждаются на выходе источников.

В то же время на состав термальных вод глубинного формирования существенно влияет еще один процесс — активные обменные реакции между возникшими агрессивными ультракислыми водами и вмещающи-

ми их породами. Этому способствуют высокая подвижность вод и их тесный контакт с породами, по трещинам и порам которых они циркулируют. В результате на обширных площадях такого взаимодействия вмещающие породы отдают агрессивным кислым водам подавляющее большинство своих катионов — щелочные и щелочноземельные элементы, железо и алюминий. В определенных условиях этот процесс в количественном значении существенно преобладает над поступлением катионов в виде эманаций и становится определяющим для катионного состава ультракислых глубинных терм. Это особенно хорошо видно на примере термальных вод глубинного формирования в верховьях р. Юрьева (вулкан Эбеко), катионный состав которых почти полностью передает соотношение соответствующих компонентов вмещающих пород. Устойчивый высокий дебит терм глубинного формирования (десятки литров в секунду) и продолжительность их деятельности, практически не связанная с изменениями вулканической активности, позволяют рассматривать эти воды как один из основных факторов перераспределения рудообразующих компонентов изверженных пород.

Термы глубинного формирования, однако, поглощают отнюдь не все эманации: часть газов в силу своей незначительной растворимости «фильтруется» сквозь толщу подземных грунтовых вод. Эти газы — в первую очередь H_2S , CO_2 , иногда CH_4 и N_2 — могут достигать более высоких приповерхностных водоносных горизонтов и растворяться ими, образуя новый тип горячих сульфатных вод, которые В. В. Иванов (1960) назвал «термами поверхностного формирования». Состав этих вод всегда сульфатный, дебит обычно небольшой, режим их весьма неустойчивый.

Подобного типа «термы поверхностного формирования» отмечаются на многих вулканах Курильской гряды, находящихся в стадии фумарольной деятельности. Они обычно находятся либо непосредственно на фумарольных полях, в тех участках, где вулканические газы смешиваются с приповерхностными атмосферными водами, либо вблизи таких полей.

В табл. 25 приведены характерные анализы таким терм, изучавшихся нами на восточном склоне вулкана Эбеко (о. Парамушир), на фумарольных полях вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир), на побережье Охотского моря у подножия вулкана Головнина. Анионный состав этих вод характеризуется существенным преобладанием сульфат-иона (до 97 мг·экв%), катионный — обычными породообразующими компонентами, перешедшими в раствор из разрушающихся на фумарольных полях изверженных пород, примерно в тех же соотношениях, что и в окружающих породах, хотя с некоторым избытком щелочных и щелочноземельных металлов. Обычное в изверженных породах преобладание алюминия над железом устойчиво отражается и в катионном составе этих вод.

Следует, однако, иметь в виду, что непосредственное растворение «отфильтрованных» сернистых газов — не единственный источник сульфат-иона поверхностных вод. Существует еще один, более сложный способ формирования приповерхностных сульфатных терм, суть которого состоит в следующем. Известно, что сероводород фумарольных газов при выходе на поверхность в окислительной обстановке разлагается с образованием элементарной серы и сульфат-иона, а в восстановительных условиях активно связывается с железом в сульфиды. В результате этого процесса в зоне измененных пород, связанных с гидросульфатарной деятельностью, возникают участки, существенно обогащенные рассеянным пиритом. Подробнее данный процесс будет рассмотрен в следующей главе; здесь отметим лишь то, что последующее прохождение как термальных, так и обычных грунтовых вод через толщу пород, обогащенных пиритом, приводит к интенсивному разложению последнего и,

Химический состав термальных вод поверхностного формирования (Курильские острова)
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	О. Парамушир. вулкан Эбеко														
	Источник, отлагающий гидроокислы железа (Т-75°C)			Источник, отлагающий гидроокислы железа (Т-18°C)			Бурлящий котел (Т-20°C)			Бурлящий котел на склоне (Т-63°C)			Источник, отлагающий коллоидную серу (Т-46°C)		
	мг/л	мг · экв/л	%	мг/л	мг · экв/л	%	мг/л	г · экв · 2м	%	мг/л	мг · экв/л	%	мг/л	г · экв · 2м	%
H ⁺	1,07	1,07	3,32	0,72	0,72	1,00	1,27	1,27	1,68	4,96	4,96	9,91	4,96	4,96	10,79
Al ³⁺	2,75	0,31	0,96	357,09	39,67	54,96	360,65	40,07	53,08	114,14	12,69	25,37	77,64	8,62	18,85
Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Fe ³⁺	6,35	0,34	1,06	10,09	0,54	0,75	3,08	0,17	0,22	0,49	0,03	0,06	9,71	0,52	1,14
FeOH ²⁺	16,42	0,45	1,40	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	5,47	0,15	0,33
Fe ²⁺	69,13	2,48	7,70	1,76	0,06	0,08	11,17	0,40	0,53	71,79	2,57	5,14	22,00	0,80	1,75
Ca ⁺²	260,84	13,02	40,47	525,25	26,26	36,30	503,75	25,19	33,40	412,70	20,59	41,16	142,50	6,97	15,26
Mg ²⁺	83,55	6,87	21,28	24,50	2,01	2,78	32,50	2,67	3,55	54,06	4,45	8,90	135,90	11,17	24,43
K ⁺	39,51	1,01	3,14	4,50	0,11	0,15	2,10	0,05	0,07	14,11	0,36	0,72	25,50	0,57	1,26
Na ⁺	153,40	6,67	20,67	66,10	2,87	3,98	127,00	5,52	7,32	94,42	4,10	8,20	267,50	11,63	25,42
Li ⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	0,80	0,11	0,15	1,89	0,27	0,54	2,05	0,35	0,77
Σ	—	32,22	100,00	—	72,24	100,00	—	75,45	100,00	—	50,02	100,00	—	45,74	100,00
Cl ⁻	9,89	0,28	0,90	28,37	0,80	1,05	56,74	1,59	2,28	57,39	1,61	3,08	633,34	17,84	43,27
SO ₄ ²⁻	1445,28	30,11	97,23	3604,80	75,10	98,34	3337,92	69,54	96,62	2296,32	47,84	90,42	1058,30	22,05	52,55
HSO ₄ ⁻	56,26	0,58	1,87	45,49	0,47	0,61	76,63	0,79	1,10	330,77	3,41	6,50	173,24	1,79	4,18
Σ	—	30,97	100,00	—	76,37	100,00	—	71,92	100,00	—	52,86	100,00	—	41,69	100,00
ΔΣ	—	1,25	—	—	4,13	—	—	3,53	—	—	2,84	—	—	4,06	—
SiO ₂	327,0	—	—	108,00	—	—	107,00	—	—	219,00	—	—	237,00	—	—
Сухой остаток	2536,00	—	—	5788,00	—	—	5376,00	—	—	4008,00	—	—	2810,0	—	—
pH	3,03	—	—	3,33	—	—	3,08	—	—	2,38	—	—	2,37	—	—

Компоненты	О. Кунашир. Вулкан Эбеко														
	Источник, отлагающий коллоидную серу			Среднее течение ручья Лагерного			Вулкан Головинна, охотское побережье			Вулкан Головинна, оз. Горячее, кислый источник, сольфатарного поля			Вулкан, Менделеева, источник № 2 в центре сев.-зап. fumarольного поля		
	мг/л	мг·экв/л	мг·экв	мг/л	мг·экв/л	мг·экв	мг/л	мг·экв/л	мг·экв	мг/л	мг·экв/л	мг·экв	мг/л	мг·экв/л	мг·экв
H ⁺	5,71	5,71	15,34	4,78	4,78	15,10	10,87	10,87	10,87	38,05	38,05	53,98	11,38	11,38	46,75
Al ³⁺	111,20	12,08	32,26	53,00	5,89	18,61	271,82	30,27	30,11	177,45	19,72	27,97	74,66	8,26	34,06
Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	—	—	—	Нет	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	9,52	0,51	1,37	43,69	2,34	7,39	—	—	—	22,46	1,19	1,69	3,45	0,18	0,74
FeOH ²⁺	24,09	0,66	1,77	24,82	0,68	2,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	15,94	0,57	1,53	Нет	—	—	788,46	28,16	28,02	67,00	2,39	3,39	11,17	0,39	1,60
Ca ²⁺	141,20	7,04	18,91	178,60	8,91	28,15	489,50	24,47	24,35	67,90	3,39	4,81	55,37	2,77	11,38
Mg ²⁺	80,82	6,64	17,84	55,70	4,58	14,47	73,75	6,06	6,03	52,25	4,70	6,68	8,46	0,69	2,84
K ⁺	92,95	0,07	0,19	Нет	—	—	1,20	0,03	0,03	Нет	—	—	2,40	0,06	0,25
Na ⁺	90,49	3,93	10,55	90,49	3,93	12,42	14,92	0,65	0,65	20,00	0,87	1,23	13,32	0,58	2,38
Li ⁺	0,62	0,09	0,24	3,79	0,54	1,71	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	—	37,30	100,00	—	31,65	100,00	—	100,51	—	—	70,49	—	—	24,34	—
Cl ⁻	595,70	16,80	42,75	206,80	3,83	20,42	7,09	0,20	0,19	90,78	2,56	3,96	Нет	—	—
SO ₄ ²⁻	1025,76	21,37	52,23	1087,20	22,65	73,21	2509,60	93,95	90,42	2066,0	43,0	66,43	919,20	19,15	82,33
HSO ₄ ⁻	195,94	2,02	5,02	188,18	1,94	6,37	946,72	9,76	9,39	1859,49	19,17	29,61	398,67	4,11	17,67
Σ	—	40,19	100,00	—	30,42	100,00	—	103,91	—	—	64,73	—	—	23,26	—
ΔΣ	—	2,89	—	—	1,23	—	—	—	—	—	5,76	—	—	1,08	—
SiO ₂	332,00	—	—	225,00	—	—	254,0	—	—	—	280,0	—	226,0	—	—
Сухой остаток	2472,00	—	—	2112,00	—	—	8064,0	—	—	—	6524,0	—	2240,0	—	—
pH	2,31	—	—	2,38	—	—	2,07	—	—	—	1,57	—	2,0	—	—

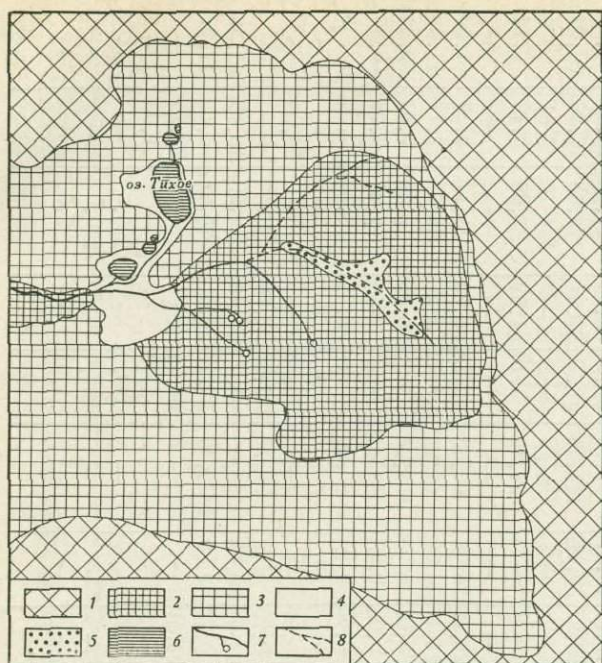


Рис. 20. Схема железорудного месторождения Лимонитовый Каскад (о. Итуруп)

1 — неразложившиеся основные лавы и их туфы; 2 — зона разложившихся (каолинизированных и опализированных) лав и туфов; 3 — слабо разложившиеся лавы и туфы; 4 — современные накопления лимонита; 5 — лимонит, цементирующий обломки пород осветленной зоны; 6 — озера с кислой водой, в которых идет осадка лимонита; 7 — источники и ручьи с кислой водой; 8 — ручьи с пресной водой

как следствие, — к обогащению вод сульфат-ионом и железом. Возникают кислые сульфатные воды с низким рН и значительным преобладанием железа над другими катионами.

Характерным примером являются воды источников вулкана Богдана Хмельницкого (о. Итуруп), сольфатарная деятельность которого в настоящее время проявляется слабо, однако от прошлой его деятельности сохранилась обширная эрозионная кальдера диаметром более 1,5 км и глубиной до 500 м, расположенная среди добеда разложившихся пород между вершинами Чирип и Богдан Хмельницкий. В этой кальдере, в ее северо-западной части, сохранилось несколько крупных и мелких источников, среди которых выделяются как обычные термы поверхностного формирования (табл. 26, анализы 1—2), так и воды, сильно обогащенные железом в результате разложения рассеянного пирита (анализы 3—5). В этой группе источник 3 является выходом холодных грунтовых вод с довольно значительным дебитом (60 л/сек), а источники 4 и 5 представляют временные выходы вод, возникающие в сухих руслах после более или менее продолжительных ливней.

В северо-западной части кальдеры воды источников, обогащенные железом, заполняют цепочку крупных и мелких озер, расположенных на разных гипсометрических уровнях и соединенных между собой протоками. Северное самое крупное из них — Тихое озеро — имеет диаметр около 300 м и глубину до 8 м. Многоступенчатый каскадом протяженностью около 1,5 км железистые воды сбрасываются в р. Северный Чирип, впадающую в Охотское море (рис. 20). На всем пути, начиная от мощных источников на севере цепочки озер и кончая устьем самой южной протоки, впадающей в Северный Чирип, на площади около 0,5 км² происходит интенсивная садка из вод гидроокислов железа. Формируется современное железорудное месторождение, названное Лимонитовым Каскадом (Зеленов, 1960).

Режим выпадения железа передает серия анализов проб воды, отобранных вдоль цепочки озер Лимонитового каскада. Основная группа источников, воды которых наполняют самое верхнее озеро — Тихое и таким образом питают весь каскад, имеют общий дебит около 80 л/сек



Рис. 21. Стволы деревьев, «впаянные» в осадившийся лимонит в прогках Лимонитового Каскада

Химический состав вод, формирующих месторождение «Лимонитовый Каскад»
(Аналитик М. А. Канакина)

Элементы	Верхнее лимонитовое озеро. Кислый источник на северном берегу (1)			Южное фумарольное поле в верховьях ключа Теплового. Источник на склоне (2)			Восточное побережье Тихого озера. Холодный источник (3)			Сухое русло южной обремененной зоны. Ручей, возникший после ливня (4)			Истоки р. Северный Чирип. Отстой воды обычно пресного ручья после сильного ливня (5)		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
H ⁺	4,79	4,79	15,46	3,77	3,77	18,95	5,20	5,20	14,12	10,70	10,70	21,64	6,80	6,80	39,63
Al ³⁺	78,70	8,75	28,24	59,96	6,67	33,52	75,54	8,39	22,78	39,76	4,42	8,94	19,76	2,19	12,76
Ti ⁴⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	16,19	0,87	2,81	22,89	1,23	6,19	1,73	0,09	0,25	530,97	28,44	57,51	75,99	4,07	23,72
FeOH ²⁺	9,47	0,26	0,84	11,29	0,31	1,56	—	—	—	137,24	3,76	7,60	31,39	0,86	5,01
Fe ²⁺	17,87	0,64	2,07	8,93	0,32	1,56	187,62	6,70	18,19	—	—	—	44,58	—	—
Ca ²⁺	217,27	10,84	34,99	89,59	4,47	22,46	219,75	10,98	29,81	2,62	0,13	0,26	8,55	2,23	12,99
Mg ²⁺	41,24	3,39	10,94	27,72	2,28	11,46	26,50	2,18	5,92	19,62	1,61	3,26	6,16	0,70	4,08
Na ⁺	29,00	1,26	4,07	17,00	0,74	7,72	68,70	2,98	8,09	8,00	0,35	0,71	1,44	0,27	1,57
K ⁺	7,00	0,18	0,58	4,30	0,11	0,58	8,70	0,22	0,59	1,44	0,04	0,08	—	0,04	0,23
Σ	—	30,98	100,00	—	19,90	100,00	0,62	0,09	0,25	—	—	—	—	—	—
Cl ⁻	14,18	0,40	1,36	4,25	0,12	0,64	103,54	36,83	100,00	—	49,45	100,00	—	17,16	100,00
HSO ₄ ⁻	215,34	2,22	7,55	125,13	1,29	6,79	264,81	2,91	7,85	—	—	—	199,82	—	—
SO ₄ ²⁻	1286,40	26,80	91,09	843,36	17,57	92,57	1507,20	2,73	7,37	167,81	1,73	3,49	704,16	2,06	12,31
Σ	—	29,42	100,00	—	18,98	100,00	—	31,40	84,78	2298,72	47,89	96,51	—	14,67	87,69
ΔΣ	—	1,56	—	—	0,92	—	—	37,04	100,00	—	49,62	100,00	—	16,73	100,00
Сухой остаток	2312,00	—	—	1376,00	—	—	2596,00	0,21	—	—	0,17	—	1448,00	0,43	—
SiO ₂	87,00	—	—	80,50	—	—	39,00	—	—	3888,00	—	—	21,66	—	—
Кислотность	—	—	—	—	—	—	5,20	—	—	52,50	—	—	6,80	—	—
B ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	1,74	—	—	10,70	—	—	—	—	—
pH	2,38	—	—	2,48	—	—	2,30	—	—	—	—	—	2,22	—	—
pH (по расчету)	—	—	—	—	—	—	2,35	—	—	2,05	—	—	—	—	—

и содержат 190 мг закисного железа на 1 л воды. В протоке, вытекающей из Тихого озера, воды содержат уже 77,5 мг $\text{Fe}^{3+} + \text{FeOH}^{2+}$ на 1 л; в следующем на юг — Верхнем лимонитовом озере в 1 л воды установлено 31,9 мг $\text{Fe}^{3+} + \text{FeOH}^{2+}$, а в протоке, вытекающей из самого южного Нижнего лимонитового озера с тем же дебитом порядка 80 л/сек — лишь 15 мг/л $\text{Fe}^{3+} + \text{FeOH}^{2+} + \text{Fe}^{2+}$. Таким образом, нетрудно подсчитать, что в озерах и протоках Лимонитового Каскада ежегодно отлагается около 1,2 т Fe.

Мощность отложившегося к настоящему времени лимонита достигает в отдельных участках месторождения 10—12 м. Осаждающийся лимонит цементирует предметы недавней деятельности человека — срубленные топором колышки, бутылки и т. п. (рис. 21, см. приложение). Интенсивное осаждение лимонита вызывает миграцию проток, в результате чего площадь распространения лимонитов постепенно расширяется. В ряде мест возникают своеобразные лимонитовые «колодцы» и «бугры», на вершинах которых находятся небольшие озерки, образованные источником. Из воды, переливающейся через край, садится лимонит, в результате чего «колодец» или «бугорок» все поднимается, отчленяясь от протоки и достигая иногда значительной высоты. Основной причиной выпадения железа в поверхностных условиях у выхода источников является переход его подвижных закисных форм в окисные.

Интересно отметить исключительную чистоту образовавшихся таким образом лимонитов (табл. 27). Спектральным анализом в этих образцах обнаружены лишь незначительные (нижекларковые) примеси Mn, V, Ni, Cu.

Лимонитовый Каскад — не единственный пример осаждения железа термами поверхностного формирования. Этот процесс отмечается во многих других местах — в верховьях р. Кузьминки на вулкане Эбеко, в кальдере вулкана Мачеха, на склонах вулкана Берутарубе, на вулкане Менделеева и т. д. — словом, повсюду, где термальные воды с рН 2—3 выносят на поверхность растворенное закисное железо. При этом совершенно очевидно, что как железо, так и другие катионы поверхностных терм непосредственно не связаны с вулканическими эманациями, а целиком представляют продукт гидросульфатарного разложения окружающих пород. Даже в анионном составе этих вод связь с вулканическими эманациями либо ослаблена трансформацией газов через глубинные водоносные горизонты, либо полностью нарушена, и сульфат-ион поступает в воду не непосредственно из эманаций, а благодаря химическому разложению ранее накопленных сульфидов.

Общий обзор механизма формирования термальных вод вулканических областей определенно показывает, что поствулканическое перераспределение изверженных компонентов в водонасыщенных областях районов активного вулканизма является существенным элементом вулканических процессов. В стадии активного вулканизма, как и в последующей фумарольно-гидротермальной деятельности вулканической зоны отчетливо сохраняется тенденция вулканического процесса к перемещению вещества и энергии из глубинных зон Земли к ее поверхности. К своеобразию поствулканического процесса при этом следует относить два обстоятельства: 1) активно перемещающимися компонентами в данном случае являются не лава и пепел эксплозивного цикла, а дериваты магмы, отделяющиеся от силикатного расплава на глубине; 2) «приемником» отделяющихся летучих компонентов является не атмосфера, как это бывает при активных эксплозиях, а подземные и поверхностные воды верхней части литосферы. Осуществляющийся при этом захват подземными и поверхностными водами широкого комплекса вулканических эманаций с различными физико-химическими свойствами в изменяющихся условиях геологических и гидрохимических обстановок приводит к формированию весьма разнообразных по составу и свойствам

Железистые осадки месторождения «Лимонитовый Каскад»
(вулкан Богдан Хмельницкий, о. Итуруп)

Компоненты	Взвесь со дна Тихого озера	Протока из Тихого озера		Верхнее лимонитовое озеро, восточный край. Взвесь лимонита	Лимонитовый склон между верхним и нижним лимонитовыми озерами, Луза взвесь лимонита	Впадение протоки Тихого озера в нижнелимонитовое озеро. Взвесь лимонита	Устье лимонитовой протоки. Взвесь лимонита	Нижнее лимонитовое озеро. Взвесь с нижней площадки	Лимонит (1)	Лимонит (2)	Гематит (1)	Гематит (2)
		железистая взвесь	лимонит из-под мха									
SiO ₂	1,89	1,61	0,36	2,90	4,00	2,61	3,47	1,39	1,22	0,36	2,52	1,93
TiO ₂	0,04	0,06	Нет	0,46	0,37	0,32	0,34	Нет	0,20	0,20	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	Нет	1,29	0,55	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,55	0,44	0,27	2,36
Fe ₂ O ₃	38,26	66,73	72,92	41,93	61,79	67,49	66,67	50,87	63,28	69,32	73,40	73,57
FeO	25,13	10,75	4,06	24,48	1,31	1,81	1,11	19,21	0,28	0,43	0,14	0,28
CaO	0,94	0,27	0,13	0,58	0,47	0,86	0,39	0,64	0,57	0,67	1,25	0,59
MgO	0,32	0,23	0,14	0,32	0,30	0,24	0,32	0,42	0,17	0,17	0,22	0,14
MnO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,19	1,33	0,93	0,84	0,50	1,22	0,52	0,78	0,85	0,52	0,54	0,68
S	2,56	Нет	Нет	1,75	0,43	0,06	Нет	1,07	0,81	1,04	0,44	0,17
SO ₃	2,24	7,78	5,14	6,95	11,48	6,25	12,67	8,99	8,66	7,27	5,30	3,36
Na ₂ O	0,06	1,48	0,09	0,16	0,16	0,13	0,16	0,20	0,08	0,13	0,11	0,12
K ₂ O	0,05	0,23	0,15	0,05	0,15	0,07	0,08	0,05	0,18	1,31	0,60	0,06
H ₂ O ⁻	2,86	71,51	24,82	—	—	—	—	—	10,58	4,72	4,64	5,77
H ₂ O ⁺	13,93	16,89	13,29	14,31	14,57	13,92	13,35	13,95	13,74	12,27	10,81	11,39
Cl	Нет	0,01	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,07	0,67	0,56	Нет
CO ₂	6,60	0,85	0,19	1,24	0,44	0,16	0,03	0,67	Нет	0,10	0,02	Нет
C	6,47	0,06	1,50	2,62	2,32	2,63	1,49	2,01	0,89	0,46	0,09	0,22
Σ	101,26	99,58	99,48	98,59	98,29	97,77	99,37	100,27	100,28	100,08	100,98	100,77
O+N	—	—	—	1,90	1,68	1,90	1,08	—	0,41	0,52	0,22	0,09
Органическое вещество	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,17	0,14	—
Σ	—	—	—	100,49	99,97	99,67	100,45	—	100,85	99,39	100,62	100,62
O+S	1,28	—	—	0,87	0,21	0,03	—	0,53	—	—	—	—
Σ	100,26	—	—	99,62	99,76	99,64	—	99,74	—	—	—	—
Влажность	—	—	—	83,02	71,60	63,58	66,22	84,07	—	—	—	—

гидротерм, в которых ионно-солевой состав и количественные соотношения между компонентами колеблются в весьма широких пределах.

Активное взаимодействие различных летучих компонентов магмы с подземными водами имеет еще одно важное следствие: в результате этого процесса происходит значительная активизация деятельности подземных вод, приобретающих свойства аккумулировать и перемещать в больших масштабах самые различные компоненты как глубинного ювенильного происхождения, поступающие в воду непосредственно с эманациями, так и продукты обменных реакций с породами, вмещающими агрессивные подземные воды. В конечном счете наличие химически активной водной среды в зонах активного вулканизма является причиной существенной перестройки минерального состава ранее образованных изверженных пород, а перемещение высокоминерализованных водных потоков из зон активного вулканизма в ближайшие бассейны стока приводит к обогащению последних значительным количеством многих компонентов, транспортируемых термальными водами.

ИЗМЕНЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД
ПОД ДЕЙСТВИЕМ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Взаимодействие теплового потока и сопутствующих ему летучих компонентов магматических очагов с породами верхней части земной коры приводит к существенной перестройке минерального состава последних, причем в зависимости от характера газо-гидротермальной деятельности общая схема такой перестройки заметно варьирует. Так, можно различать изменения пород полей паро-гидротермальных месторождений, переработку пород на сольфатарных и фумарольных полях действующих вулканов и обработку пород вулканической постройки циркулирующими внутри нее кислыми термальными водами.

Благодаря большому объему бурения на термальных полях с целью использования их тепловой энергии сейчас имеется много детальных петрографических и геохимических описаний гидротермально измененных пород, вскрытых глубокими скважинами Лардерелло (Италия), Вайракея (Новая Зеландия), Паужетки (Камчатка), Стимбота (Невада, США), Калифорнии (США) и многих других районов.

Одним из первых четкую вертикальную зональность пород, измененных термальными водами паро-гидротермальных месторождений, показал А. Стейнер на материале бурения месторождения Вайракей (Steiner, 1953). По его данным, в этом районе под толщей современных слабоцементированных отложений, представленных гравием вулканических пород, пемзовыми и риолитовыми песчаниками (80 м), залегает вулканогенно-осадочная толща Хука, сложенная чередующимися прослоями аргиллитов, алевролитов, стекловатых туфов и туфогенных песчаников.

В области развития погребенных термальных вод туфы и песчаники оказались интенсивно измененными. Стейнер выделил четыре зоны гидротермального изменения (сверху вниз): 1) сернокислотного выщелачивания, 2) аргиллизации, 3) цеолитизации и 4) фельдшпатизации.

В зоне сернокислотного выщелачивания лапиллиевый туф вблизи поверхности замещен каолинитом, алунитом и опалом. От поверхности земли до глубины 4 м залегают почти чистые каолиниты с небольшой примесью опала; из минералов исходной породы сохранился только кварц. В интервале глубин 7—23 м все замещено изотропным веществом. На глубине 11—18 м развит алунит.

В зоне аргиллизации в интервале глубин 2—80 м основным новообразованием являются минералы монтмориллонитовой группы. В измененных породах определяется повышенное по сравнению с исходной породой количество магния, значительно меньшее — кальция, железа, титана и особенно натрия.

В зоне цеолитизации в интервале глубин 4—320 м основными минералами являются птилолит, заполняющий поры в пемзе, и вайрацит, который развивается на поверхности пустот и трещин. Реже встречается гейландит. В скв. 5 и 6 вместо птилолита развиты альбит и кварц. По сравнению с исходной свежей породой наблюдается повышенное со-

держание магния, кальция, железа, титана и отчасти фосфора за счет новообразований апатита.

В зоне фельдшпатизации в интервале глубин 4—240 м основным новообразованием является адуляр, замещающий плагиоклаз. С фельдшпатизацией сопряжено также образование титаноморфита, который рассеян по всей породе. Отчетливо выражено обогащение пород калием.

К месторождению Вайракей по составу и термодинамическим показателям термальных вод весьма близко месторождение Паужетка (Камчатка). По данным С. И. Набоко (1963), детально изучившей породы Паужетского месторождения и имевшей возможность просмотреть коллекцию шлифов Стейнера, гидротермальный метаморфизм Паужетки и Вайракея обнаруживает близкое сходство вертикальной метасоматической зональности. На обоих месторождениях выявляются зоны аргиллизации, цеолитизации, фельдшпатизации и весьма близкие свойства новообразованных минералов (скелетные кристаллы адуляра, альбит, халцедон и др.). Как на Вайракее, так и на Паужетке на самой поверхности проявляется кислотное выщелачивание с образованием каолинита. На Вайракее каолиниты с глубиной сменяются довольно мощной зоной аргиллизации (образование монтмориллонита). На Паужетке к настоящему времени такой ярко выраженной зоны монтмориллонитизации не выявлено, хотя отмечена тенденция обогащения глин с глубиной магнием. В зоне цеолитизации на обоих месторождениях развивается кальциевый цеолит: на Вайракее — вайрокит, на Паужетке — ломонтит.

Отличие в гидротермальном метаморфизме пород Паужетки выражено в появлении на глубине зоны пропилитизации с широким развитием хлорита, анкерита, пирита в сочетании с локальным обогащением ангидритом, кварцем, цеолитом и гидрослюдой. На месторождении Вайракей такая зона не выделяется; на ее месте развита зона гидрослюд. Это, по мнению С. И. Набоко, полностью обусловлено различным литологическим составом пород. На Паужетке пропилитизация в глубинных зонах развивается в основном по агломератам андезитового и андезито-базальтового составов, богатых железом, кальцием и магнием. В разрезе Вайракея подобные породы не встречены, и в залегающих там кислых туфах, обедненных этими компонентами, на соответствующих глубинах развиваются в основном новообразования гидрослюд. Кроме того, на Паужетке выделяется низкотемпературная поверхностная зона развития хлоритоподобного минерала (по-видимому, из группы монтмориллонит — бейделлита) в отличие от зоны монтмориллонитизации на Вайракее.

Детальное изучение гидротермально измененных пород Паужетского месторождения термальных вод, проведенное группой исследователей под руководством С. И. Набоко («Паужетские воды..», 1965), показало, что гидротермальный метаморфизм и минералообразование в районе разгрузки гидротерм на Паужетском месторождении развиваются по всей толще четвертичных и третичных пород, вскрытых скважинами до глубины 800 м.

Среди исходных пород, подвергшихся недавнему гидротермальному метаморфизму, выделяются: пепловые туфы дацита — плотные, неслоистые, с редкими обломками андезито-базальта; алевропсаммитовые и алевропелитовые туфы дацита, массивные; пемзовые агломератовые туфы; агломератовые витрокристаллокластические туфы дацита с обломками андезито-базальта, пористые; спекшиеся витрокристаллокластические туфы дацита с редкими обломками андезито-базальта, плотные, лавоподобные; туфобрекчии андезито-базальта; туфопесчаники с прослоями гравелитов (третичные).

Химический состав свежих лав и игнимбритов, из обломков которых сложены туфы Паужетского разреза, приведен в табл. 28. Для всех

Состав свежих пород, развитых в районе Паужетского месторождения (в %) (по Набоко и др.—«Паужетские воды . . . », 1965)

Компоненты	Базальт Камбального хребта	Андезит вулкана Кошелева	Дацит Дикого гребня	Игним брит
SiO ₂	50,73	58,90	68,50	66,56
TiO ₂	0,99	0,64	0,39	0,36
Al ₂ O ₃	19,10	20,35	14,91	16,25
Fe ₂ O ₃	5,65	2,43	2,42	1,68
FeO	4,52	4,12	1,88	2,06
MnO	0,14	0,33	—	0,09
MgO	4,14	2,10	1,36	1,30
CaO	10,00	5,86	3,58	4,13
Na ₂ O	2,89	3,84	3,93	4,29
K ₂ O	0,68	1,44	2,46	1,66
H ₂ O	1,43	0,80	0,42	1,20
CO ₂	—	—	—	—
S	—	—	—	0,09
P ₂ O ₅	—	—	—	—
Σ	100,27	100,81	99,91	99,67
Молекулярные отношения				
SiO ₂ /TiO ₂	65	—	270	218
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,0	—	8	6,5
CaO ₂ /Al ₂ O ₃	0,95	—	0,44	0,45
MgO/Al ₂ O ₃	0,55	—	0,22	0,20
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,25	—	0,44	0,43
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,04	—	0,18	0,10

этих пород характерно постоянное преобладание натрия над калием, кальция над магнием. В результате гидротермального метаморфизма химический состав их частично изменяется.

Максимально метаморфизованы наиболее обводненные агломератные туфы андезито-дацита. Вторичные минералы в них составляют 60—70%. Интенсивному изменению породы способствует наличие водоупоров — алевропсаммитовых, алевропелитовых и пепловых дацитов сверху и плотно спекшихся туфов дацита внизу. Вторичные минералы в породах водоупоров, как правило, не превышают 5—10%. В прослоях плотных туфобрекчий основного состава, хотя и обладающих пониженными фильтрационными свойствами, гидротермальное изменение интенсивное и обусловлено, вероятно, исходным химическим составом пород. В нижележащих третичных туфопесчаниках, являющихся вторым водоносным комплексом, интенсивность минералообразования снова возрастает.

Изучение кернов многочисленных скважин позволило С. И. Набоко и другим авторам выделить следующие зоны гидротермально измененных пород (сверху вниз):

- I. Зона кислотного выщелачивания.
- II. Зона аргиллизации и цеолитизации.
- III. Зона цеолитизации и фельдшпатизации.
- IV. Зона окварцевания (по разломам).
- V. Зона серицитизации (по разломам).
- VI. Зона пропилитизации.

Детальное петрографическое и минералогическое описание измененных и исходных пород приведено в соответствующем разделе монографического описания Паужетского месторождения («Паужетские воды...», 1965); здесь я ограничусь лишь данным о химическом изменении метаморфизованных толщ.

В зоне кислотного выщелачивания (каолинизации), проявляющейся отчетливо, но не повсеместно, происходит весьма значительное химическое изменение исходных пород. Из них вынесены Ca, Mg, Na и K, соответственно гидротермальные глины обогащены алюминием и железом (Al_2O_3 до 37%; $F_2O_3 + FeO$ до 15%). В большей части образцов обнаружены повышенное содержание TiO_2 и соответственно пониженный коэффициент $SiO_2 : TiO_2$ по сравнению с исходными породами. В одном из образцов отмечено существенное увеличение MnO. Характерно интенсивное развитие пирита (до 20%) и примеси алунита (табл. 29).

Таблица 29

Состав гидротермальных глин из современных термальных полей Паужетского месторождения (в %) (по Набоко и др. — «Паужетские воды ...», 1965)

Компоненты	Красная глина на поверхности	Бурая глина на поверхности	Серая глина на поверхности	Голубая глина, залегающая под красной
SiO_2	38,00	37,44	38,68	39,62
TiO_2	1,32	0,46	1,56	0,86
Al_2O_3	32,30	29,04	26,14	37,11
Fe_2O_3	13,13	15,20	12,80	5,43
FeO	0,55	—	—	0,55
CaO	0,94	0,80	0,50	0,98
MgO	0,15	0,25	0,23	1,30
MnO	0,78	—	—	—
Na_2O	8,17	Не опр.	Не опр.	0,22
K_2O	0,12	—	—	0,09
H_2O	12,13	11,32	16,52	10,34
H_2O^+	0,24	2,88	2,40	3,10
$S_{общ}$	0,05	—	—	—
H_2SO_4	0,38	—	0,10	0,30
Σ	100,26	97,39	98,93	99,90

Аналитики Е. П. Рябичкина, Н. И. Постникова.

В зоне аргиллизации и цеолитизации развитие монтмориллонита явно совпадает с обогащением породы магнием. Коэффициент $MgO : Al_2O_3$ в породах с глубиной в меру усиления монтмориллонитизации непрерывно возрастает от 0,07 в неизменном алевро-пелитовом туфе до 0,23 в интенсивно аргилизованном. Одновременно в породе увеличивается содержание железа и воды (табл. 30).

В зоне цеолитизации и фельдшпатизации измененные породы существенно обогащены калием, что минералогически выражено в образовании адуляра. Содержание калия в этих породах заметно превышает содержание натрия, тогда как в неизменных породах Паужетского месторождения натрий повсеместно преобладает над калием. В гидротермально измененных породах этой зоны увеличивается также содержание серы (образование пирита и ангидрита), углекислоты (образование кальцита) и кремния (табл. 31).

Гидротермально измененные породы зоны пропилитизации характеризуются также повышенным содержанием калия и присутствием серы и углекислоты (формирование пирита и карбонатов). Максимальная обогащенность этими компонентами характерна для наиболее глубоких частей зоны (табл. 32).

Интересными представляются данные о распределении рассеянных элементов в гидротермально измененных породах Паужетского месторождения (табл. 33). Большинство из них — Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn,

Состав свежих и измененных туфов (в %) (по Набоко и др.— «Паужетские воды . . .», 1965)

Компоненты	Глубина, м										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	70,44	73,12	61,54	62,68	60,58	68,97	57,60	60,50	60,58	67,46	66,47
TiO ₂	0,32	0,35	0,60	0,57	0,67	0,42	0,81	0,79	0,71	0,40	0,41
Al ₂ O ₃	13,83	12,68	16,99	16,87	17,02	14,13	18,27	16,83	18,80	13,88	15,10
Fe ₂ O ₃	1,36	1,15	1,93	2,59	2,99	1,77	3,71	3,84	3,32	2,09	2,18
FeO	1,15	1,38	2,51	2,03	2,14	1,57	3,79	2,69	2,74	1,59	1,06
MnO	—	—	0,13	0,16	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,11	0,80	1,56	1,60	1,85	0,87	2,89	2,64	2,34	1,18	0,95
CaO	3,97	2,38	5,50	4,85	6,18	1,86	6,32	5,42	5,47	2,56	3,79
Na ₂ O	3,10	2,10	3,24	2,74	3,43	—	—	—	—	3,27	3,55
K ₂ O	2,84	3,56	1,81	1,57	1,81	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,70	2,55
H ₂ O	2,64	2,52	4,04	4,53	3,20	—	—	—	—	4,18	4,19
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22	0,34	—	—	—	—	Не опр.	Не опр.
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
Σ	99,76	100,03	99,85	100,41	100,19	—	—	—	—	99,41	100,2
Молекулярные отношения											
SiO ₂ /TiO ₂	293	243	128	173	112	230	100	100	100	261	7,5
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	8,7	9,8	6,1	6,3	6,0	8,3	5,3	6,1	5,4	7,9	0,47
CaO/Al ₂ O ₃	0,52	0,34	0,53	0,52	0,66	0,22	0,60	0,60	0,52	0,33	0,17
MgO/Al ₂ O ₃	0,07	0,16	0,23	0,22	0,28	0,15	0,40	0,40	0,32	0,22	—
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,37	0,28	0,31	0,26	0,33	—	—	—	—	0,40	0,38
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,22	0,30	0,11	0,11	0,11	—	—	—	—	0,21	—

Примечания. 1—алевропелитовый туф дацита без новообразований, глубина 24 м; 2—алевропелитовый туф дацита; очень немного монтмориллонита и анальцима, глубина 34,5 м; 3—псаммитовый туф дацита; незначительное развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 36,5 м; 4—агломератовый туф дацита; незначительное развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 44,5 м; 5—пепловый туф дацита, более значительное развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 60,5 м; 6—пепловый туф, свежий, глубина 64,7 м; 7—агломератовый туф; развитие монтмориллонита, глубина 104,5 м; 8—агломератовый туф; развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 173 м; 9—агломератовый туф; развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 235 м; 10—алевропелитовый туф дацита, свежий, глубина 27,0 м; 11—алевропелитовый туф; развитие монтмориллонита и анальцима, глубина 235 м; 10—алевропелитовый туф дацита, свежий, глубина 27,0 м; 11—алевропелитовый туф дацита; незначительное количество монтмориллонита, глубина 58,5 м (аналитик А. Н. Разживина).

Ga, Pb присутствует почти во всех образцах гидротермально измененных пород независимо от характера вторичного минералообразования, глубины взятия образца, температурного режима и состава исходных

Таблица 31

Состав псефитовых туфов дацита (в вес. %) из зоны цеолитизации и фельдшпатизации (по Набоко и др.— «Паужетские воды . . .», 1965)

Компоненты	Глубина, м		Компоненты	Глубина, м	
	42,40	47,65		42,40	47,65
SiO ₂	60,89	68,00	S	0,30	0,25
TiO ₂	0,67	0,29	CO ₂	0,77	Не опр.
Al ₂ O ₃	15,44	12,12	P ₂ O ₅	—	0,12
Fe ₂ O ₃	2,33	3,78	Σ	100,02	100,50
FeO	2,52	2,12	Молекулярные отношения		
MgO	0,09	0,10	SiO ₂ /TiO ₂	120	300
MnO	1,83	1,36	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6,7	9,3
CaO	4,33	3,84	CaO/Al ₂ O ₃	0,51	0,56
Na ₂ O	2,06	1,82	MgO/Al ₂ O ₃	0,30	0,19
K ₂ O	4,55	3,31	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,22	0,24
H ₂ O ⁺	0,61	3,07	K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,32	0,30
H ₂ O ⁻	3,93	0,32			

Аналитики В. П. Энман и В. Г. Сильниченко.

Состав пропитизированной туфобрекчии андезито-базальта (в %) (по Набоко и др.—«Паужетские воды...», 1965)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,43	51,30	52,47	54,00	52,01	65,41	50,73
TiO ₂	0,99	0,93	0,77	0,35	0,91	0,49	0,90
Al ₂ O ₃	18,52	15,38	17,15	14,16	17,10	15,20	19,10
Fe ₂ O ₃	3,56	5,00	3,02	2,10	3,26	2,32	5,65
FeO	5,64	4,60	4,29	2,51	5,22	2,17	4,52
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,17	Не опр.	—	0,14
MgO	2,88	2,50	2,88	3,34	3,11	1,40	4,14
CaO	6,43	6,12	8,39	9,25	6,20	5,17	10,00
Na ₂ O	2,41	1,10	1,86	2,48	2,61	3,37	2,89
K ₂ O	1,07	1,11	1,50	2,47	2,14	1,43	0,68
H ₂ O	3,81	6,33	5,20	1,07	4,90	1,06	1,43
CO ₂	1,89	2,27	2,44	6,55	3,90	0,61	Нет
S	1,27	2,54	—	1,70	Не опр.	1,37	Нет
Σ	100,00	99,18	89,97	100,15	100,46	100,59	100,27
Молекулярные отношения							
SiO ₂ /TiO ₂	66	80	87	222	70	—	65
CaO/Al ₂ O ₃	0,63	0,65	0,90	1,20	0,66	0,62	0,95
MgO/Al ₂ O ₃	0,40	0,40	0,43	0,60	0,46	0,23	0,55
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,21	0,12	0,17	0,30	0,27	0,37	0,25
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,10	0,08	0,10	0,20	0,13	0,10	0,04
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,8	6,2	5,2	6,5	5,0	7,3	5,0

Примечания: 1 — пропитизированная туфобрекчия андезито-базальта, глубина 296 м; 2 — то же, глубина 320 м; 3 — то же, глубина 361 м; 4 — то же, глубина 630 м; 5 — обломок пропитизированного андезито-базальта из толщи туфобрекчий, глубина 658 м; 6 — цемент туфобрекчий андезито-базальта, глубина 551 м; 7 — свежий андезито-базальт Камбального хребта (Аналитики: 1, 3, 5, 6, 7 — А. Н. Разживина; 2, 4 — Е. П. Рябичкина)

пород, что не дает оснований судить о привносе или выносе их термальными водами. Однако имеются и некоторые исключения.

Так, литий определен в количествах 0,01—0,03% в образцах, где современное минералообразование проявилось наиболее интенсивно, причем преимущественно в образцах из высокотемпературных скважин. В то же время в образцах из низкотемпературных скважин литий отсутствует. Содержание серебра в гидротермально измененных породах резко повышено (до 0,001—0,002%). В местах с повышенным содержанием серебра отмечено также и максимальное количество цинка (0,1%). Олово (до 0,001%) встречено в небольшом количестве образцов и исключительно в породах зоны высокотемпературного минерало-

Таблица 33

Содержание рассеянных элементов (в %) в гидротермально измененных породах (по данным определения в 170 образцах)

Компо- ненты	Мини- мум	Макси- мум	Положи- тельные определе- ния	Встречае- мость, %	Компо- ненты	Мини- мум	Макси- мум	Положи- тельные определе- ния	Встречае- мость, %
Be	0,001	0,001	11	6	Ga	0,001	0,03	142	87
Sc	0,001	0,006	107	64	Y	0,005	0,005	43	26
V	0,002	0,1	149	88	Mo	0,0005	0,005	11	6
Co	0,001	0,01	125	74	Ag	0,0001	0,002	28	16
Ni	0,001	0,013	121	71	Sn	0,001	0,001	4	2
Cu	0,001	0,01	97	57	Pb	0,0001	0,02	83	50
Zn	0,001	0,1	53	31	Sr	0,01	0,02	65	39

образования. В трех образцах с глубины 254—373 м обнаружена ртуть (0,0001%). Таким образом, можно уверенно предполагать, что источником ряда рассеянных элементов, накапливающихся в породах,— по крайней мере серебра, цинка, олова и ртути, так же как и лития, являются высокотемпературные термальные воды («Паужетские воды...», 1965).

Известно еще много примеров активного воздействия глубинных термальных вод на вмещающие породы. Например, в скважинах термальной площади Стимбот (Невада, США) степень изменения пород определяется глубиной, характером первичных пород и их положением по отношению к трещинам, по которым циркулируют термальные воды. Наиболее широко развито образование новых минералов по роговой обманке, затем биотиту и богатому кальцием плагиоклазу. Кварц устойчив, а калиевый полевой шпат и богатый натрием плагиоклаз метастабильны. Андезитовая туфобрекчия, первоначально состоявшая из железо-магнезиальных минералов, основного плагиоклаза и стекла (материал, легко поддающийся воздействию термальных вод), претерпевает полное изменение, причем новообразования представлены в основном глинистыми минералами — монтмориллонитом, коалинитом и иллитом (Sigvaldason, White, 1961). В верхних частях разреза монтмориллонит часто составляет 20—25% измененной породы. На глубинах 30—100 м широко развит гидротермальный калиевый полевой шпат, замещающий, как правило, краевые участки полностью аргиллитизированных плагиоклазов. Вниз по разрезу количество калиевого полевого шпата уменьшается, а содержание глинистых минералов увеличивается. Ниже 120 м проявляется серицитизация. Как можно видеть, и в этом примере достаточно четко выражены вертикальные зоны аргиллитизации, фельдшпатизации и цеолитизации. Основным агентом изменения пород Сигвалдасон и Уайт считают углекислоту, предполагая также существенный привнос калия на более раннем этапе деятельности термальных вод.

Обсуждение механизма изменений минерального состава пород сводится по существу к одному важному вопросу: происходит ли это изменение в результате перераспределения элементов (главным образом щелочей), входивших в состав исходных изверженных пород, или осуществляется под влиянием поступления глубинных порций ювенильных щелочных компонентов? Этот вопрос трудно однозначно решить в отношении калия, магния и особенно натрия, содержание которых в изверженных породах достаточно велико, однако для более редких элементов, таких, как литий, рубидий, цезий, присутствующих в гидротермально измененных породах, можно считать установленным их преимущественно глубинное происхождение. В предыдущей главе уже говорилось о том, что содержание этих элементов в термальных водах значительно превосходит то их количество, которое могло быть заимствовано из вмещающих пород. Более того, вмещающие воды породы (например, на месторождении Вайракей) также обогащены этими элементами, обычно концентрирующимися в новообразованных слюдах и каолините (Хорсман, 1957).

Сложнее выяснить источник магния, которым значительно обогащены верхние части разреза измененных пород. Так, для монтмориллонитов зоны аргиллитизации месторождения Вайракей Стейнер (Steiner, 1953) склонен предполагать привнос магния нисходящими поверхностными водами. Однако на этом месторождении наблюдается также обогащение магнием и глубоко залегающих измененных пород (0,8% в измененных породах на фоне 0,5% в неизмененных риолитах). Наиболее высоким для этого района содержанием магния отличаются воды нижних горизонтов, вскрываемых глубокими скважинами (Ellis, Wilson, 1960). Последнее обстоятельство, возможно, свидетельствует в пользу

поступления в породы некоторого количества ювенильного магния. То же можно сказать и про калий, поступающий с глубинными растворами и накапливающийся в них при формировании калиевых полевых шпатов. О возможности поступления растворов ювенильных щелочей из глубины косвенно свидетельствует упоминавшийся выше горячий магматический рассол с высоким содержанием калия, лития и тяжелых металлов, вскрытый глубокой скважиной близ оз. Солтон-Си в Южной Калифорнии (White, Anderson, Crubbs, 1963).

Таким образом, переработка глубинных горизонтов пород термальных областей стимулируется не только влиянием вулканического пара и сопутствующих ему углекислого и сернистых газов, но и присутствием ювенильных щелочей, обеспечивающих материал для обмена катионов и перестройки решеток минералов. Эффективность этого процесса обусловлена достаточно медленной и длительной циркуляцией вод глубоких горизонтов и отсутствием сколько-нибудь ощутимого выноса растворенных компонентов, что в конечном счете приводит к формированию новых устойчивых минералов, главным образом глинистых, состав которых зависит от физико-химических условий среды и наличия соответствующих активных ионов.

Несколько иначе происходит газогидротермальная переработка пород вулканических построек непосредственно на сольфатарных и фумарольных полях действующих вулканов. Как известно, в составе эманаций магмы вулканического очага обычно присутствует значительное количество разнообразных кислых сернистых и галлоидных газов, способных при растворении в конденсирующемся паре и поверхностных водах формировать агрессивные кислоты. Это приводит к весьма существенной перестройке минерального состава пород, подвергнутых воздействию вулканических эманаций.

Изменение вулканических пород под действием фумарольных газов было описано уже Бунзеном (Bunsen, Descloise, 1946), который на примере фумарол вулканов Исландии установил вынос солей металлов из породы в раствор в виде сульфатов или хлоридов и выделение кремнекислоты в виде опала. Особенно интересные работы были проведены на Гавайских островах Маквеллом (Maxwell, 1898), Макдональдом (MacDonald, 1944) и Пейне и Мау (Payne, Mau, 1946). Так, Маквелл показал, что под влиянием кислых паров фумарол в лавах образуются красные охры; Пейне и Мау детально исследовали породы вулкана Килауэа, измененные под влиянием фумарол. Этим исследователям удалось показать, что в местах проникновения сернистого газа и паров воды базальты претерпевают весьма существенные изменения. Так, первоначально неизменный базальт имел интегранулярную структуру с фенокристаллами лабрадора и оливина, подчиненными авгитом, пижонитом, магнетитом и ильменитом; после изменения порода представляет собой желтую массу, состоящую из гидратов полуторных окислов и аморфной кремнекислоты. Химические анализы показали, что в ходе такого изменения происходит увеличение в породе SiO_2 , SO_2 , TiO_2 , H_2O . Около некоторых сернистых фумарол базальт был преобразован в белую породу, состоящую из смеси гипса, меланофлогита и опала.

К важным выводам пришел Макдональд, сравнивший измененные кислыми эманациями базальты кальдеры Килауэа с измененными породами других вулканических районов — базальтами, андезитами и дацитами Пика Лассен, андезитами Чистого озера в Калифорнии, риолитами Йеллоустонского парка. Как оказалось, продукты изменения пород всех этих четырех площадей, несмотря на различие их первоначального состава, весьма схожи между собой и в общем состоят из кремнезема (опал) с небольшой примесью каолинита (MacDonald, 1944).

В нашей стране большое внимание этому вопросу уделяла С. И. Набоко (1959, 1963), изучившая многие интересные детали перестройки минерального состава пород под влиянием вулканических эманаций.

Многолетние исследования на многочисленных сольфатарных полях действующих вулканов Курильских островов и Камчатки отчетливо показали единообразие процесса гидросольфатарного изменения пород. Наиболее подходящим для этой цели объектом явился вулкан Эбеко, достаточно детально изученный и уже неоднократно упоминавшийся выше.

Породы молодого конуса этого вулкана сложены двупироксеновыми андезитами, во вкрапленниках которых выделяются плагиоклазы (лабрадор), авгит и гиперстен; очень редко встречается оливин. Основная масса состоит из стекла, окрашенного в бурый и серый цвета, с микролитами плагиоклаза и зернышками пироксена.

В андезитах на термальных участках первым изменяется гиперстен, по периферии и трещинам зерен которого развивается волокнистый бурый минерал. В образцах более измененного андезита плагиоклаз зонально и по трещинкам замещается бурым изотропным опалом; по авгиту (в трещинках) развивается волокнистый бурый минерал. Около пустоток происходят обесцвечивание стекла и превращение его в опал.

Конечным результатом изменения являются полностью обеленные, замещенные опалом породы с реликтовой структурой лавы или туфа. Под микроскопом в проходящем свете прекрасно определяются бывшие контуры вкрапленников плагиоклаза, авгита, микролитов плагиоклаза. Участки бывшего плагиоклаза прозрачны и бесцветны, а бывших цветных минералов и стекла — бурые и менее прозрачные. В скрещенных николях вся порода не поляризует и только некоторые участки, обогащенные тридимитом, слабо двупреломляют. Видимых под микроскопом полостей выщелачивания нет, однако вся порода имеет повышенную пористость (до 50%) и представляет собой кремневый скелет. В некоторых случаях видны жилки совершенно прозрачного опала; вероятно, это результат заполнения трещинок гелем кремнезема.

На некоторых термальных полях породы замещены опалом и алунином; иногда андезиты изменены до состояния глинистой массы, утратившей облик первоначальной породы.

Основными минералами, замещающими породы на современных газогидротермальных полях Эбеко, являются опал, кристобалит, тридимит, алунит, сера и пирит. В осадках из термальных ручьев обнаружены сульфурит, ярозит, лимонит, алунит; в кипящих котлах с кислой сульфатно-хлоридной водой — галлуазит. В выцветках на термальных полях образуются сульфаты алюминия и железа — галотрихит, алуноген и другие, а также гипс. В малоизмененных лавах в пустотах развиваются хлорит, непосредственно в породах — гидрослюда и пирит.

Характерными образованиями газогидротермальных полей действующих вулканов являются также осадки кислых кратерных озер и грязевых котлов.

В кратерных озерах в ходе гидротермального процесса происходит накопление черных талько-опалово-каолинистых илов с большим количеством серы (часто в виде прослоев), черных сульфидов железа и различных сульфатов.

Отложение серы на дне кратерных озер связано главным образом с неполным окислением сероводорода. В восстановительных условиях в придонной части водоемов, кроме того, образуются сульфиды железа в виде тонкого сажеподобного осадка, по составу близкого к гидротроилиту или марказиту. Главная масса сульфидов образуется в чер-

ных каолиновых илах и в небольших количествах примешивается к самородной сере. Характерными компонентами озерно-кратерных отложений являются также опал, каолинит, алунит, гипс, барит и другие сульфаты. Они наблюдаются либо в виде тончайших зерен, примешивающихся к сере и сульфидам железа, либо как цемент, соединяющий мелкие обломки пород. Гипс в донных илах иногда образует прекрасные веерообразные кристаллы. Мелкие кристаллы алунита обычно тесно смешаны с серой, опаловые же частицы нередко собираются в тонкие слойки, подчеркивающие слоистость. В слоистых отложениях серы кроме упомянутых минералов спектрально обнаружены марганец, титан, медь, никель, кобальт, ванадий, барий, стронций, циркон, реже — хром и олово (Власов, 1960).

Весьма активная переработка пород происходит в грязевых котлах — небольших воронках, заполненных поверхностной водой, на дне которых выходят фумарольные газы. Характерным для этих воронок является то обстоятельство, что переработка пород протекает здесь в условиях небольшой обводненности при полном отсутствии стока, а стало быть, и выноса растворенных компонентов. В результате длительного воздействия горячих концентрированных кислот на обломки изверженных пород в воронках грязевых котлов происходит полное разложение алюмосиликатов и стекол этих пород с формированием из них иловатой массы, обогащенной разнообразными (преимущественно глинистыми) минералами — такими, как каолинит, пирофиллит, монтмориллонит, гидрослюда, α -кристобалит, α -тридимит, метагаллуазит, аллофан, хлорит. Сейчас еще трудно точно определить специфику условий, приводящих к образованию того или иного определенного минерала; однако основной причиной разнообразия, по-видимому, следует считать различия в соотношениях масс элементов, участвующих в формировании глинистых минералов.

Так, в воронках сходных по генезису ультракислых конденсатов фумарольных газов вулкана Эбеко (воронка верхнего кратера и Белый Ключ, см. табл. 15) при сравнительно близком значении рН (<1) в коллоидной фракции образующегося глинистого осадка рентгеноструктурным анализом определены в первом случае пирофиллит (40%), α -кристобалит и следы каолинита, монтмориллонита и гидрослюда, а во втором — алунит (70%), α -кристобалит и также следы монтмориллонита и гидрослюда. Несомненно, что формирование пирофиллита в воронке верхнего кратера обусловлено прохождением хлоридных газов сквозь толщи пород, измененных более ранними процессами почти до опалитов, а формирование алунита в воронке Белого Ключа связано с проникновением хлоридно-сульфатных вод сквозь покров почти не разложенной андезитовой пироклаستيку извержения 1935 г. (Зеленов, 1961, I).

Главными компонентами новообразованных глинистых минералов, естественно, являются элементы, освобождающиеся при разложении алюмосиликатов изверженных пород; однако в формирующихся «минеральных грязях» отчетливо видны и следы эксгаляционного происхождения некоторых элементов. Наиболее ярко это проявляется в обогащении глин грязевых котлов, равно как и других разложенных пород зон гидросульфатарного изменения, разнообразными редкими и рассеянными элементами. Уже давно замечено, например, что продукты переработки пород сульфатарных полей содержат рассеянные Be, As, Pb, Ga, Mo, V, Cu, Ag, Zn, Co, Ni, Sr, Zr, Ba в количествах, заметно превышающих их содержание в свежих исходных породах (Набоко, 1963).

В целом области гидросульфатарного изменения прикратерных частей вулканов характеризуются многообразием и пестротой распределения новообразованных минералов. Однако небольшие размеры этих

полей, ограниченные зоной деятельности газовых струй в условиях поверхностных (главным образом атмосферных) вод ограничивают седиментационный эффект формирующихся новообразований.

Иначе обстоит дело в областях собственно гидротермального изменения, где метаморфизм пород происходит в результате длительной циркуляции ультракислых растворов «глубинного» формирования в водопроницаемых толщах вулканических построек.

Образующиеся при этом измененные породы, количественно несоизмеримо превышающие объем пород поверхностного гидросольфатарного изменения, весьма однообразны и характеризуются главным образом опаловым и опалово-алунитовым составом. Иными словами, эти породы представляют собой лишь опаловый или опалово-алунитовый скелет, оставшийся после выноса из породы многих порообразующих элементов — щелочей, железа и алюминия.

Формирование обширных зон гидротермального изменения удобнее всего рассмотреть на примере уже неоднократно упоминавшегося вулкана Эбеко. К сожалению, область современного гидротермального изменения пород этого вулкана на значительной площади перекрыта лавовыми потоками недавних излияний и практически малодоступна для наблюдения. Однако в основании вулкана Эбеко эрозией вскрыта обширная зона измененных пород более раннего этапа гидротермальной деятельности (рис. 22), изучение которой позволяет реально оценить масштабы этого процесса.

Как известно, вулкан Эбеко имеет сложное строение типа Сомма-Везувий. Внешняя сомма вулкана сложена доледниковыми лавами, переслаивающимися с туфовыми горизонтами, разрез которых обнажается в верховьях р. Юрьева. Нижняя часть этого разреза сложена преимущественно пирокластическими образованиями, прорванными некками андезитовых лав, обнаженными в долине р. Юрьева. Эти некки являются, по-видимому, жерловой фацией доледниковых вулканитов. В нижнем течении р. Юрьева, возможно, распространены отложения итупупской серии среднемиоценового возраста (Сергеев, 1962). Доледниковые отложения на участках, примыкающих к вулкану Эбеко, подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Основные выходы гидротермально измененных пород располагаются на северо-западном склоне вулкана. Они обнажаются здесь на обоих склонах долины р. Юрьева — от ее верховьев до среднего течения, слагают основание водораздела между реками Юрьева и Горшкова, где перекрываются молодыми лавовыми потоками вулкана Эбеко, и верховья р. Горшкова. В верхней части разреза, обнажающегося в верховьях р. Юрьева, отмечается чередование интенсивно измененных горизонтов, сложенных пирокластическими продуктами, с горизонтами слабо измененных андезитовых лав. Лавы того же состава перекрывают измененные породы на горе Зеленой, горе Смирнова и в верхней части правого склона долины р. Юрьева. Жерловой фацией этих лав, по-видимому, являются некки, вскрытые р. Юрьева. Они представляют собой округлые в плане тела пород экструзивного облика диаметром 80—120 м, сложенные двупироксеновыми андезитами. Эти тела обладают явной концентрической трещиноватостью. Изменены они только вдоль трещин, тогда как внутренние части блоков процессами изменения практически не затронуты. На восточном склоне породы того же типа изменения обнажаются в верховьях ручья Лагерного и протягиваются сплошной полосой вдоль его русла примерно на 1,5 км. Здесь на гидротермально измененные породы ложатся пирокластические образования и молодые андезитовые потоки вулканов Эбеко и Неожиданного. Измененные породы, по-видимому, протягиваются и дальше на восток, где примерно в 3 км восточнее вершины вулкана Эбеко отмечается их небольшой выход. Основание молодого конуса также сложено гидротер-

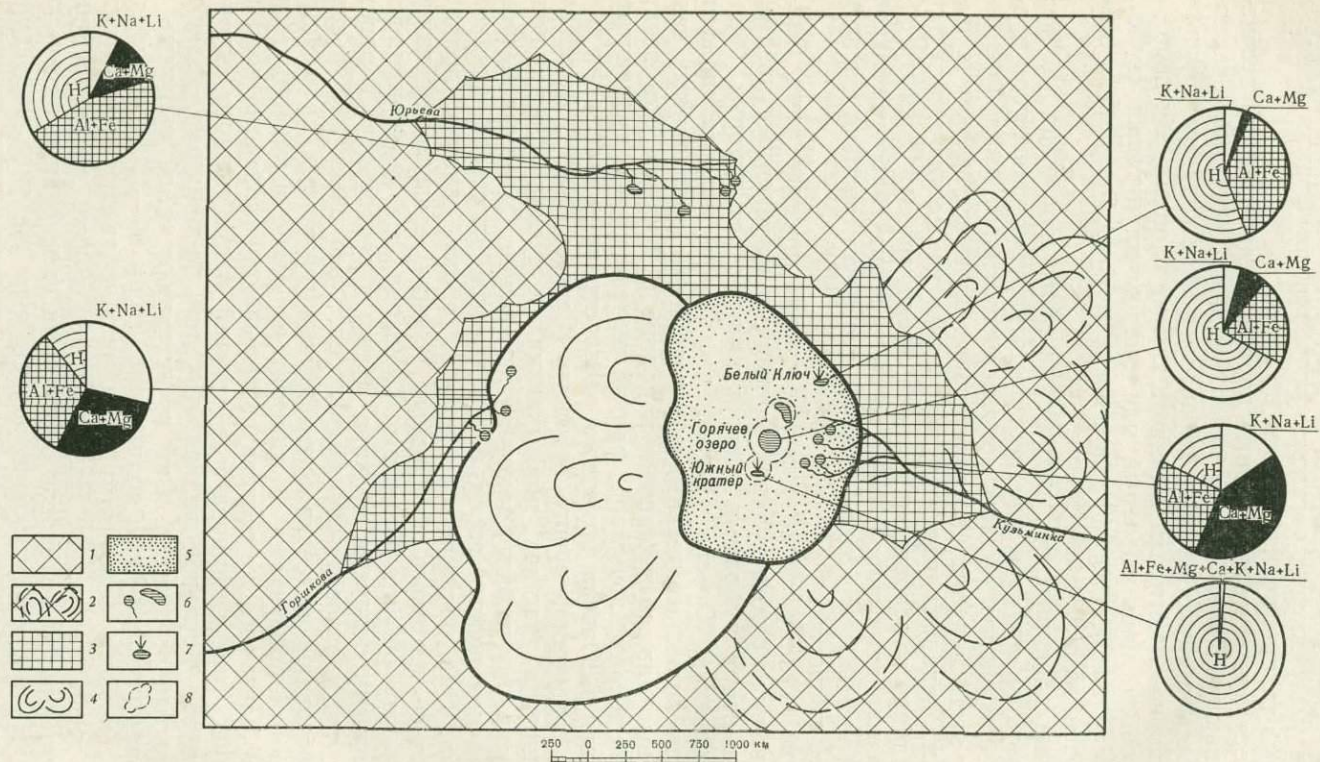


Рис. 22. Схема изменения катионного состава термальных вод вулкана Эбеко

1 — неразложившиеся основные лавы и туфы; 2 — старые потоки андезитовых лав с глыбовой поверхностью; 3 — зона обеленных пород; 4 — молодые потоки андезитовых лав с глыбовой поверх-

ностью; 5 — пирокластический материал извержения 1935 г.; 6 — кислые источники и озера; 7 — сольфатары с конденсационными водами; 8 — кратеры вулкана Эбеко

мально измененными породами, о чем свидетельствует присутствие их обломков в составе пирокластического материала извержения 1935 г. Нижняя граница гидротермально измененных пород в пределах изученной площади не обнажается.

Несмотря на то что строение всего этого поля измененных пород точно установить не удастся, его пластовый характер не вызывает сомнений. Это особенно четко выражено в верхнем течении р. Юрьева, оба борта которой сложены измененными породами. Общая площадь этих пород, представленных в основном опалито-кварцитами и алунизированными опалито-кварцитами, составляет более 15 км^2 при видимой мощности 200—250 м. Обычно это плотные породы, сравнительно слабо пористые, иногда до сливных. Окраска их светло-серая, иногда с розоватым или буроватым оттенком. Часто сохраняется реликтовая (туфовая или андезитовая) структура пород. По минеральному составу все они довольно однообразны. Сложены преимущественно опалом и сравнительно редко — кварцем. Опал обычно загрязненный, буроватого цвета. Кварц неравномерно зернистый — от криптокристаллического до зернистого с размером зерен в сотые доли миллиметра. В виде постоянной примеси в породах присутствуют титановые минералы — рутил и лейкоксен. Рутил встречается в мелких кристаллах, иногда образует сагенитовые решетки. Лейкоксен отмечается в виде неправильных выделений белесоватого в отраженном свете агрегата. Примерно в 80% изученных образцов (более 150 шлифов) отмечается присутствие алуниита. Содержание алуниита в породе весьма изменчиво, в основном оно не превышает 10%, но иногда достигает 50%. Наблюдается некоторая тенденция к возрастанию содержания алуниита к верхним частям разреза измененных пород и к периферии их поля.

Этот минерал развивается по любым компонентам первичной породы, довольно часто выполняет пустоты и трещинки. Алуниит неравномерно зернистый; структура его варьирует от двупреломляющего криптокристаллического агрегата до зернистой размером порядка 0,2 мм. Во вмещающей опало-кварцевой массе алуниит распределяется неравномерно, образуя иногда небольшие мономинеральные скопления в виде пятен и прожилок.

Присутствие алуниита в породе даже в виде небольшой примеси четко фиксируется термограммами (рис. 23). По своему составу алуниит калиево-натриевый. Отношение K_2O к Na_2O колеблется от 0,6 до 5,74% (табл. 34).

На периферии поля измененных пород в алуниитовых опалитах отмечается присутствие двух видов цеолита. Один из них изотропный, аллотриоморфный с показателем преломления 1,48, по-видимому, анальцим. Показатели второго цеолита с низким двупреломлением измерить не удалось. В кристаллах отмечаются двойники в виде сноповидных агрегатов. Удлинены по $\text{C}(-)$, $\text{C} : \text{Ng} = 12^\circ$; $2V = 40^\circ$. Возможно, минерал принадлежит стильбиту. В числе второстепенных ми-

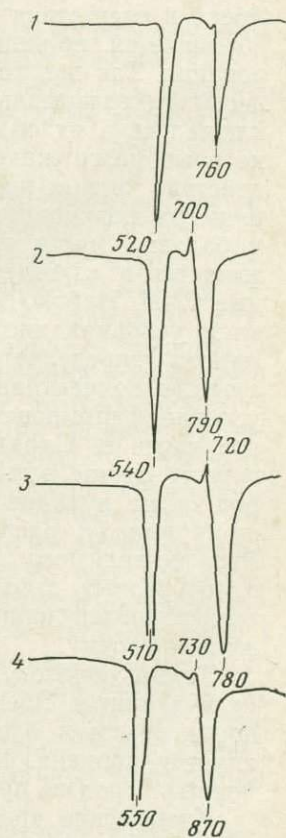


Рис. 23. Термограммы алунизированных пород

1 — долина р. Юрьева, основание горы Зеленой; 2 — водораздел рек Юрьева и Горшкова; 3 — правый борт долины р. Юрьева в среднем течении; 4 — основание корпуса вулкана Неожиданного в среднем течении ручья Лагерного

Содержание щелочей (в %) в алунизированных породах вулкана Эбеко
(Аналитик Е. Шурыгина)

Образец	Место отбора образца	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O; Na ₂ O
1280	Южный склон горы Смирнова (отм. 806,9) .	1,20	1,54	0,78
1324	Северо-западный склон горы Зеленой	1,91	1,70	1,19
1339	Основание левого склона долины р. Юрьева, у лавового потока	1,28	2,12	0,60
1347	Склон долины р. Юрьева восточнее лавового потока	1,87	1,81	1,03
1356	Водораздел рек Юрьева, и Горшкова	3,00	1,39	2,16
1372	Левый склон долины р. Юрьева в ее среднем течении	3,90	0,68	5,74
1375	Правый склон долины р. Юрьева в ее сред- нем течении	2,60	2,23	1,17
1377	Там же	3,10	1,35	2,30
1421	Верховья ручья Лагерного	6,08	2,62	2,30
1441	Среднее течение ручья Лагерного у вулкана Неожиданного	2,60	1,59	1,64
19	Верховья у ручья Лагерного	3,30	2,55	1,29
36	Там же	4,40	3,38	1,30

нералов отмечаются барит, ярозит и пирит, особенно в нижних частях разреза.

Измененные породы имеют большое сходство с расположенными в центральной части острова Парамушир (Ткаченко, 1965). Основное отличие заключается в большом однообразии измененных пород поля Эбеко и отсутствии монокремнистых пород с серным оруденением. Это объясняется, по-видимому, несколько отличными условиями их формирования. Так же, как и в центральной части острова Парамушир, процессы гидротермального метаморфизма пород на вулкане Эбеко заключались в их обработке ультракислыми водами, аналогичными тем, которые разгружаются в настоящее время в долине р. Юрьева. Воздействие кислых растворов на породы приводит к выносу из них большинства породообразующих компонентов, за исключением кремнезема и большей части титана; некоторая часть алюминия и щелочей связывается в алуните (табл. 35). Экспериментальные работы, проведенные С. И. Набоко (1959), показали возможность формирования алунита в условиях кислой среды. По-видимому, образование алунита во многом определяется окислительно-восстановительным потенциалом, а также концентрацией алюминия и сульфат-иона в растворе. Отличие условий формирования гидротермально измененных пород в центральной части о. Парамушир и вулкана Эбеко заключается в том, что в первом случае эманации поступали по всей площади измененных пород, а на вулкане Эбеко, вероятно, в основном по одному подводящему каналу, расположенному где-то в районе современного конуса. Это, по-видимому, послужило причиной формирования относительно однообразных толщ измененных пород, отличающихся одна от другой только последующим процессом алунизации, в каждом участке идущим по-своему.

Таким образом, при гидротермальном изменении раннего комплекса вулканитов Эбеко сформировался крупный массив монокремнистых пород объемом около 3 млрд. м³, значительная часть (80%) которых алунизирована. В среднем содержание алунита во всей зоне измененных пород не превышает 10%.

Химические анализы опалито-кварцитов и алунизированных опалито-кварцитов зоны гидротермального изменения (см. табл. 35) ясно

Химический состав гидротермально измененных пород вулкана Эбеко
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	94,17	76,52	67,13	52,94	51,39
TiO ₂	1,17	0,88	0,55	0,43	0,55
Al ₂ O ₃	0,03	7,66	12,36	16,32	17,98
Fe ₂ O ₃	0,80	0,44	0,64	0,64	0,04
FeO	0,07	0,11	Нет	Нет	0,12
CaO	0,34	0,42	0,32	0,38	0,82
MgO	0,30	0,27	0,27	0,30	0,32
MnO	Нет	Нет	Нет	Следы	Следы
P ₂ O ₅	Нет	Нет	0,78	0,85	1,01
Na ₂ O	0,04	0,49	0,43	0,65	1,50
K ₂ O	0,10	0,46	1,70	2,95	1,60
SO ₃	0,89	0,65	1,11	0,68	1,00
S _{эл.}	Нет	0,18	0,21	0,18	0,31
S (на O ₃)	Нет	4,40	8,80	13,97	15,85
H ₂ O ⁺	0,61	5,14	5,25	8,35	7,40
H ₂ O ⁻	1,87	2,06	Нет	0,91	Нет
CO ₂	0,20	0,60	0,16	Нет	0,54
C	0,04	0,08	0,03	0,17	0,34
Σ	100,63	100,36	99,74	99,72	100,77

Примечания: 1 — опалит, основание вулкана Неожиданного у ручья Лагерного; 2 — опалит с примесью алунита и цеолита, южный склон горы Смирнова; 3 — алунитовый кварцит, правый борт долины р. Юрвева; 4 — алунитовый опалит с цеолитом, наиболее восточный выход измененных пород; 5 — алунитовый кварцит, правый борт долины р. Юрвева.

показывают, что из подвергшихся гидротермальной обработке исходных изверженных пород почти полностью вынесены железо, кальций и магний. Некоторая часть щелочей и глинозема оказалась связанной в алуните. Ни один элемент не остается инертным, даже титан частично выносится, что подтверждается его присутствием в составе современных ультракислых вод.

Алюминий выносится либо полностью — и тогда формируется толща мономинеральных опалито-кварцитов (20% измененных пород зоны), либо частично связывается с избытком сульфат-иона в алунит. Можно приблизительно оценить долю связанного в алуните алюминия следующим образом. Среднее содержание алунита в кварцитах равно 10%, стало быть, содержание Al₂O₃ в такой породе в среднем не превышает 4%. Таким образом, в процессе изменения изверженных пород, первоначально содержащих около 17% Al₂O₃, только 4% ушло на формирование алунита, а 13% вынесено кислыми растворами. Это значит, что вынос Al₂O₃ из 1 м³ изверженной породы с удельным весом 2,6 при ее последующем преобразовании в алунитизированный опало-кварцит составляет около 340 кг. При этом грубом расчете мы вполне можем пренебречь изменением удельного веса разложенной породы по сравнению с первоначальной, имея в виду, что, во-первых, оно весьма невелико, а, во-вторых, поправка на несколько уменьшившийся удельный вес только увеличит, а отнюдь не уменьшит цифру выноса. Приняв минимальную площадь зоны измененных пород вулкана Эбеко равной 8 км², а минимальную мощность этой зоны — 150 м, мы получим минимальный объем измененных пород 1,2 млрд. м³. Стало быть, минимальный суммарный вынос Al₂O₃ из пород вулкана Эбеко, даже без учета участков полного выноса с образованием монокварцитов составят более 400 млн. т.

Примерно также можно рассчитать и вынос железа, практически не остающегося в разложенных породах. Для того же объема пород

при среднем содержании суммы окислов железа 7% вынос железа составит более 200 млн. т.

Подвижность титана можно представить себе, сравнив отношения SiO_2 к TiO_2 в исходных и измененных породах. Даже считая кремнезем абсолютно инертным, на основании резкого повышения отношения SiO_2 к TiO_2 (от 65 в исходных изверженных породах до 100 в опалитах и алунизированных опалитах — (Зеленов, Ткаченко, Канакина, 1965), можно уверенно говорить о потере не менее 40% первоначально находившегося в вулканитах TiO_2 . О перемещении титана в толще опалитов свидетельствует часто наблюдающееся в шлифах заполнение мелких трещин и пор кремневого скелета породы новообразованными анатазом и лейкоксеном.

Интересное исследование зоны гидротермально измененных пород проведено Ш. Ивао на кремнисто-алунитовом месторождении Угусу, расположенном примерно в 40 км юго-западнее известной кальдеры Хакон на полуострове Изу (Центральная Япония). Воспользовавшись открытыми промышленными разработками и большим количеством разведочных шурфов, штолен, шахт и буровых скважин, этот исследователь дал подробное описание зоны изверженных пород, гидротермально измененных поствулканическими процессами в течение сравнительно короткого периода плиоцен-плейстоцена (Iwao, 1960).

Исходными породами являются главным образом слабо дислоцированные основные лавовые потоки и дацитовые туфобрекчии миоценовой серии Югашима, а на периферии изучаемого участка — андезитовые лавы более молодых вулканов плиоценового и плиоцен-плейстоценового возраста. Изменены также небольшие дайки диоритового порфирита и тонкие прослои андезитового туфа.

Вулканогенные отложения серии Югашима характеризуются зеленоватой окраской, приобретенной вследствие региональной пропилитизации, они представлены андезитами, дацитами и диоритовыми порфиритами.

Андезиты обычно имеют порфировую структуру: это плотные, зеленовато-серые или темно-зеленые породы — в зависимости от степени их изменения. Главные первичные минералы — основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и магнетит; вторичные — альбит, хлорит, эпидот, пренит, кварц, титанит и лейкоксен. Иногда присутствуют карбонатные минералы.

Дациты, составляющие одну треть или менее объема первичных пород, имеют светлую зеленоватую или серую окраску и обычно слабо выраженную порфировую структуру. Плагиоклаз, кварц и некоторые темноцветные минералы — в основном первичные. Частично они переработаны в альбит, эпидот, карбонаты, хлорит, серицит, титанит и магнетит.

Диоритовые порфириты среднезернистые, с порфировой структурой, светло-зеленые, что также обусловлено пропилитизацией.

Поле измененных пород вытянуто в широтном направлении и занимает площадь около 10 км². Мощность измененных пород приблизительно 500 м. К нижней части разреза примыкает ряд вертикальных тел или жил существенно глинистых пород. Сверху измененные породы были, по-видимому, частично перекрыты тонким чехлом неизмененных пород.

В пределах поля измененных пород выделяются определенные горизонтальные зоны; сверху вниз — глинистая небольшой мощности, кварцевая, мощная алунитовая (собственно месторождение) и еще более мощная глинистая (рис. 24, 25). Важной особенностью измененных пород является их формирование в процессе метасоматоза без изменения объема, все это подтверждается полным сохранением первоначальных структур. В некоторых местах мономинеральные прожилки

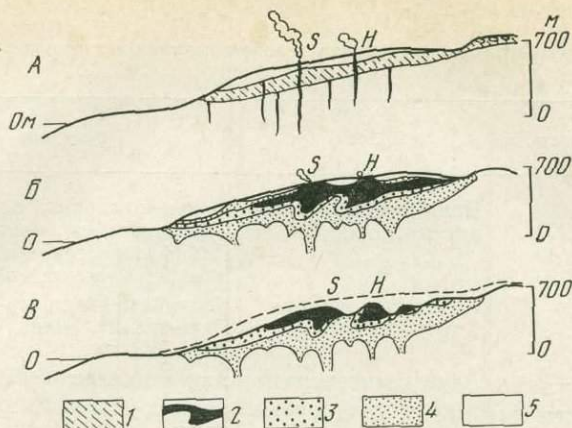


Рис. 24. Схематический геологический профиль поля измененных пород района Угусу и история их формирования (по Iwao, 1960)

A — начало термальной активности, поднимаются горячие ювенильные растворы, пересекая резервуар грунтовых вод; *B* — конец этапа изменения с образованием ограниченных зон, геотермальная активность почти прекратилась; *B* — верхняя часть поля измененных пород эродирована, геотермальная активность полностью прекратилась

1 — резервуар грунтовых вод; 2 — кремнистые породы; 3 — алунитовые породы; 4 — глинистые породы; 5 — первичные породы (Шибаяма, Хакко)

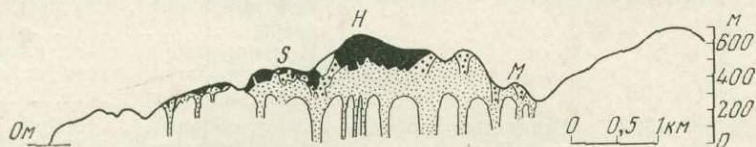


Рис. 25. Профиль поля измененных пород (по Iwao, 1960). Условные обозначения те же, что на рис. 27. (M — Миокен и Хотокейши)

пронизывают измененные породы, но они малы по сравнению с общим объемом этих пород. В результате неизменившегося объема пород легко произвести количественную оценку переменных компонентов.

Основная часть нижней половины разреза измененных пород представлена несколькими разновидностями глинистых разностей. На обнаженных поверхностях они обычно белые или светло-бурые в результате окисления включений пирита, но первичный их цвет — голубовато-серый. Глинистые породы верхней части разреза, непосредственно прилегающие к кремнистым и алунитовым, обычно или белые, или пятнисто-красные, окрашенные окислами и гидроокислами железа. Первичная порфировая или брекчиеподобная структура, как правило, сохраняется. Зернистость и распределение минералов унаследованы от структуры первичных пород.

Микроскопическими и рентгеноскопическими исследованиями установлено, что основными составляющими минералами измененных пород являются кварц, один или несколько глинистых и близких им минералов (серицит, монтмориллонит, каолинит, галлуазит, хлорит, пирофиллит). Постоянно присутствуют пирит или окислы железа. Переходная часть от зоны глинистых пород к кремнистым и алунитовым сложена мономинеральными глинами (табл. 36).

Алунитовые породы обычно плотные или слабопористые, от мелко- до среднезернистых, белые, светло-желтые, светло-розовые или светло-бурые с матовым блеском. Они сложены мелкими зернами кварца и алуниита, иногда с небольшим количеством каолинита. В качестве акцессорных минералов присутствуют тонкие иголки рутила и пылевидные выделения окислов железа. В некоторых образцах рассеяны кубики пирита.

Парагенезис минералов в зонах измененных пород
(по Iwao, 1960)

Положение	Мощность, м	Зона	Минералы	Число фаз
Кровля ↑	100	Покрывающие глинистые породы	Монтмориллонит, см-сл, кварц	4
			Серицит, см-сл, кварц	4
			Пирофиллит, серицит, каолинит	3
			Монтмориллонит, кварц	2
	4	Глинистые породы	Каолинит, кварц (см-сл)	2
			Пирофиллит, кварц	2
			Пирофиллит	1
	1—2 100—200	Алунитовые породы Кремнистые породы	Алунит, кварц (каолинит)	2
			Алунит, кварц	2
	↓ Подошва	5—80 10—20	Алунитовые породы Глинистые породы	Кварц
Алунит				1
Алунит, кварц				2
Алунит, кварц (каолинит)				2
10—250		Основная зона глинистых пород	Каолинит, кварц	2
			Каолинит, кварц	2
			Пирофиллит, кварц	2
			Каолинит, кварц	2
			Монтмориллонит, кварц	2
			См-сл, кварц	3
>300	Глинистые породы жильных тел	Монтмориллонит, серицит, кварц	3	
		Монтмориллонит, см-сл, кварц	4	
		Монтмориллонит, каолинит, серицит, пирофиллит	4	
		См-сл, кварц	3	
		Монтмориллонит, серицит, кварц	3	
		См-сл, серицит, кварц	4	
			Монтмориллонит, см-сл, серицит, кварц	5

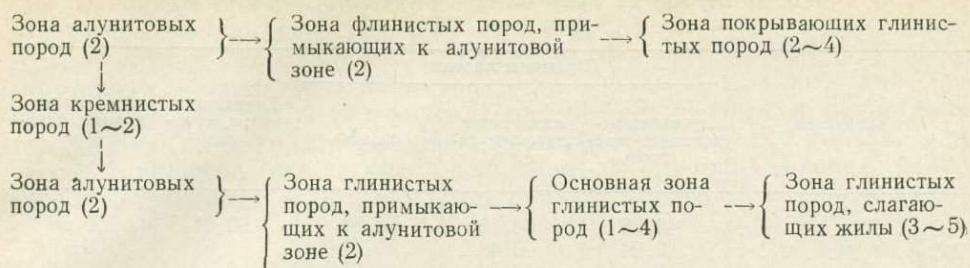
Примечания: TiO_2 , Fe_2O_3 , FeS_2 и свободная сера исключены; смешаннослойный, слойный глинистый минерал (см-сл) рассматривается в качестве двух фаз; он состоит из монтмориллонита и серицита. Остальные минералы в устойчивых ассоциациях присутствуют в ничтожном количестве.

та. Величина отношения кварца к алунисту изменяется в довольно широких пределах; она наиболее постоянна в породах, где вкрапленники полевых шпатов и единичные обломки пород замещены алунистом, а основная масса — зернами кварца. Согласно химическим и оптическим данным, опубликованным к настоящему времени, в алунисте калий и натрий содержатся примерно в равном количестве.

Плотные или слабопористые кремнистые породы сложены мелкими кристаллами кварца. Детали первичного строения пород необычайно четко проявляются в неоднородности цвета, зернистости и плотности. Хотя под микроскопом установлено постоянное присутствие мелких иголок рутила, его содержание в породах не превышает 1,5%. Количество других постоянных примесей — алуниста и окислов железа — почти никогда не превышает соответственно 10 и 3%. В некоторых образцах встречается редкорассеянный пирит. Очень редко присутствуют включения самородной серы. В кремнистых породах, образовавшихся из дацитов, содержатся реликты порфировых выделений кварца. Высококремнистые породы обычно белые или светло-бурые, из-за значительной пористости легко разрушаются в порошок.

В реакциях разложения принимает участие восемь химических компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , H_2O и SO_3 ; число

минеральных фаз постепенно увеличивается от зоны кремнистых пород по следующей схеме:



На схеме видно последовательное увеличение числа малоподвижных компонентов от зоны кремнистых пород к зонам глинистых — как в подошве разреза измененных пород, так и в его кровле. Из этого следует, что растворы, вызвавшие изменение, циркулировали главным образом в зоне пород, превращенных в существенно кварцевые. Отсюда растворы проникали в ниже- и вышележащие породы с продвижением в их пределы фронта изменения. Очевидно, что все компоненты первичных пород, за исключением кремнезема, мигрировали преимущественно в том же направлении.

Ш. Ивао (1960) удалось реконструировать объем измененных пород (в м³):

Зона	Размыто (предположительно)	Осталось	Всего
Кремнистые породы . . .	8	34	42
Алунитовые породы . . .	17	97	114
Глинистые породы . . .	35	554	589

Затем автор подсчитал их вес умножением этого объема на плотность (табл. 37). Допустив постоянство объема в процессе изме-

Таблица 37

Плотность и вес измененных и первичных пород (по Iwao, 1960)

Зона пород	Объем породы, м ³ ·10 ⁶	Плотность пород		Вес пород, Т·10 ⁶	
		первичных	измененных	первичных	измененных
Кремнистых	42	2,6	2,3	109	97
Алунитовых	114	2,6	2,5	296	285
Глинистых	589	2,6	2,1	1531	1237
Всего или в среднем	745	2,6	2,2	1936	1619

нения, этот исследователь установил очевидный вынос из первичных пород около 300 млн. т различных компонентов (табл. 38). На основании анализов в различной степени измененных пород Ш. Ивао установил среднее содержание главных компонентов (табл. 38, 39), что позволило ему количественно оценить вынос и привнос каждого из них (табл. 40). Как показывает табл. 40, из первично-вулканогенных пород андезитового состава поля Угусу оказалось вынесено почти 90 млн. т Al₂O₃, 135 млн. т FeO + Fe₂O₃ и более 5 млн. т TiO₂. Привнесенными оказались K₂O (12,8 млн. т), SiO₂ (14 млн. т) и вода (около 50 млн. т).

Площадное гидротермальное изменение пород в ходе поствулканического процесса довольно обычно на вулканах Курильских островов и

Состав первичных, кремнистых и алунитовых пород (в %) (по Iwao, 1960)

Компоненты	Первичные породы			Кремнистые породы, среднее	Алунитовые породы, среднее
	пропилитизированные андезиты	измененные «зеленые» дациты	среднее		
SiO ₂	48,68	64,16	53,84	98,21	55,56
TiO ₂	0,94	0,49	0,71	0,61	0,29
Al ₂ O ₃	18,64	15,79	17,86	0,43	16,76
Fe ₂ O ₃	3,74	5,39	4,29	0,05	2,81
FeO	6,49	0,36	4,45	—	—
MgO	5,32	3,18	4,61	0,01	Не опр.
MnO	0,16	0,11	—	Не опр.	»
CaO	9,97	3,31	7,75	0,04	»
Na ₂ O	1,71	3,08	2,16	Не опр.	»
K ₂ O	0,06	1,00	0,37	»	2,37
H ₂ O ⁺	2,87	2,32	2,69	0,65	16,76
H ₂ O ⁻	0,58	0,68	0,61	—	—
SO ₃	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,43	»	—	»	14,92
P ₂ O ₅	0,29	0,11	—	»	Не опр.
Σ	99,88	99,98	—	—	—

Аналитик К. Маэда, 1958 г.

Таблица 39

Состав глинистых пород (в %) (по Iwao, 1960)

Компоненты	Порода				
	монтмориллонитовая	монтмориллонитовая	се́рицит-монтмориллонитовая	каолининовая	среднее
SiO ₂	52,54	69,86	60,36	74,96	64,88
TiO ₂	0,87	0,31	0,80	0,29	0,56
Al ₂ O ₃	20,80	15,89	17,61	14,24	16,88
Fe ₂ O ₃	0,37	1,81	1,07	2,49	2,03
FeO	0,14	0,07	0,22	0,06	0,14
MgO	2,21	0,80	0,26	0,55	0,71
MnO	0,02	0,03	0,01	0,02	—
CaO	0,45	0,14	0,07	0,03	1,27
Na ₂ O	0,53	0,45	0,54	0,06	0,46
K ₂ O	0,90	1,53	0,60	1,22	1,06
SO ₃	0,51	Не опр.	0,54	Не опр.	—
H ₂ O ⁺	5,98	5,44	4,84	4,30	5,14
H ₂ O ⁻	3,88	3,63	3,66	1,56	3,49
F	4,95	—	4,38	—	—
S	5,68	0,00	5,03	0,02	—
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,05	0,04	—
Σ	99,93	100,02	100,03	99,85	—

Аналитик К. Маэда, 1958 г.

Камчатки. Различаются два морфологических типа собственно гидротермального разложения эффузивов: циркообразные зоны, возникающие на склонах конусов стратовулканов, и обширные площади, соответствующие площадям развития приповерхностных водоносных горизонтов среди эффузивов. В циркообразной впадине вулкана Мачеха (о. Итуруп), гидротермальная деятельность которого продолжается и в настоящее время, вскрыта 500-метровая толща пород, обработанных кислыми водами. Эта толща почти целиком представлена опалолитами, и лишь

верхние 50 м ее алунитизированы и осернены. Примером разложения пород водами приповерхностных водоносных горизонтов может служить площадь, на которой располагается группа серных месторождений о. Парамушир, так называемое Серное Кольцо. Эта область, в пределах которой в раннечетвертичное время проявлялась вулканическая деятельность, интенсивно расчленена современной эрозией и представлена группой изолированных серных месторождений. Р. И. Ткаченко удалось установить, что эти месторождения имеют много общего между собой и взаимосвязаны. Оказалось, что их можно объединить в еди-

Таблица 40

Количество вынесенных (—) или привнесенных (+) компонентов ($\times 10^5$ т) в процессе изменения пород (по Iwao, 1960)

Компоненты	Зона пород			Всего
	кремнистых	алунитовых	глинистых	
SiO ₂	+36,6	— 1,0	—21,7	+13,9
TiO ₂	— 0,2	— 1,3	—3,9	—5,4
Al ₂ O ₃	—19,1	— 5,1	—64,1	—88,8
Fe ₂ O ₃	— 4,6	— 4,7	—40,6	—49,9
FeO	— 4,9	—13,2	—66,6	—84,5
CaO	— 8,4	—23,0	—102,9	—134,3
MgO	— 5,0	—13,7	—61,8	—80,5
Na ₂ O	— 2,3	— 3,1	—27,4	—32,8
K ₂ O	— 0,4	+ 5,7	+7,5	+12,8
SO ₃	+Мало	+42,5	—	+42,5
H ₂ O ⁺	— 2,8	+ 8,9	+22,4	+28,5
H ₂ O	— 0,6	+ 1,2	+33,8	+24,4
Σ привнесенных компонентов	36,6	58,3	63,7	132,1
Σ вынесенных компонентов	48,3	65,1	389,3	476,2

ную зону распространения опалолитов, осложненную по периферии и в верхней части присутствием алуниита и скоплений серы. Представляется, что породы этой области были обработаны единым потоком ультракислых, главным образом солянокислых, растворов, удаливших из эффузивов сотни миллионов тонн железа и алюминия (Ткаченко, 1965). Несомненно, что подобная переработка изверженных пород имела место и в более далеком геологическом прошлом; в результате такого рода гидротермальной деятельности, например, образовалась существенная часть вторичных пластовых монокварцитов Срединного хребта Камчатки, широкое развитие которых было впервые установлено Г. М. Власовым (1958). Общей характерной особенностью процесса пластового гидротермального изменения в отличие от гидросольфатарного изменения пород fumarольных полей является его широкое площадное распространение, обусловленное гидрогеологическим режимом подземных вод соответствующего района.

Сравнивая особенности метаморфизма пород областей активного вулканизма в различных условиях газогидротермальной деятельности, легко установить, что характер происходящих изменений зависит по существу от двух основных причин: состава fumarольных терм и динамической активности подземных вод. Материалом для новообразующихся минералов, естественно, служат в первую очередь компоненты первично изверженной породы, к которым в той или иной степени добавляются компоненты эксгалляций.

В случае замедленной циркуляции вод и малого влияния кислых вулканических газов, как это имеет место в глубинных зонах полей

парогидротермальной деятельности, роль ювенильных компонентов (особенно щелочей) наиболее существенна, и поэтому здесь наиболее обильно развиты новообразованные глинистые минералы. На сольфатарных и фумарольных полях картина резко изменяется, ибо под влиянием кислых газов, активизирующих поверхностные воды, «первичные» породы почти нацело разлагаются. Освобождающиеся при этом компоненты количественно подавляют и маскируют несоизмеримо меньший ювенильный привнос, который сказывается на этих полях разве что в повышении содержания ряда редких и рассеянных элементов, практически отсутствующих в исходных изверженных породах. Поскольку разложение пород в пределах сольфатарных и фумарольных полей происходит под влиянием небольших объемов грунтовых вод при отсутствии стока, а стало быть, слабой миграции растворенных компонентов, последние формируют новые, более устойчивые минералы непосредственно в зоне разложения.

Существенно иначе обстоит дело в областях пластового гидротермального разложения, для которых характерно активное перемещение вод. В этом случае ювенильные компоненты рассеиваются в значительной массе перемещающихся вод и не в состоянии концентрироваться и сколько-нибудь заметно влиять на соотношение растворенных элементов. Переходящие в раствор породообразующие компоненты также интенсивно выносятся из зон разложения движущимися водами в результате чего породы, вмещающие термальные воды, заметно обедняются катионами, особенно алюминия и железа, что ведет к образованию однообразного моноопалового скелета. Разложение и перемещение растворенных породообразующих компонентов в пределах широко развитых водоносных горизонтов дает основание считать зоны гидротермального разложения пород в областях активного вулканизма одним из важнейших факторов мобилизации этих компонентов, обеспечивающих последующую миграцию их в бассейны стока.

ПЕРЕНОС РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ
ПОВЕРХНОСТНЫМИ ТЕРМАЛЬНЫМИ ВОДОТОКАМИ
В БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Термальные источники, выходящие на поверхность, образуют поверхностные водотоки (ручьи и речки), по которым они вместе с растворенными компонентами сбрасываются в бассейны стока. Наиболее многоводные реки образуются обычно в результате слияния кислых терм глубинного формирования, суммарный дебит которых (по группам источников) составляет многие десятки литров в секунду.

Естественно, что легкорастворимые галоидные и сернокислые соли щелочных металлов продолжают оставаться растворенными и в водах бассейнов стока, пополняя их солевой состав. В растворе остается и подавляющая масса кремнезема, по отношению к которому емкость природных вод (в том числе океанических) необычайно велика. Иначе складывается судьба железа и алюминия, содержание которых в кислых водах достигает граммов на литр, а также титана.

В подземных термальных водах железо находится в закисной форме и может удерживаться в растворе до рН 5,5. В водах же, выходящих на поверхность, закисное железо быстро окисляется. Поскольку окисное железо может находиться в растворе, когда его рН не превышает 2—3, выход на поверхность термальных вод (с рН 3—5) сопровождается интенсивным выпадением железа, переходящего из закисной формы в окисную. Склоны оврагов в местах выходов подобных вод, долины ручьев и рек покрываются постоянно осаждающейся и накапливающейся лимонитовой взвесью, количество которой зависит главным образом от интенсивности источника. Там, где термальные ручьи собираются в более крупные горные потоки, часть гидроокислов железа, высадившихся из раствора, выносятся в море в виде тонкодисперсной взвеси. В тех случаях, когда термальный поток впадает в море с рН меньше 3, железо сохраняется в растворенном состоянии.

Попавший в кислый раствор алюминий в отличие от железа не задерживается на суше. Дело в том, что концентрация водородных ионов в термальных потоках, несмотря на интенсивное разбавление их атмосферными водами, понижается чрезвычайно медленно. Исходя из определения рН как отрицательного логарифма концентрации водородных ионов, количество атмосферной воды, необходимое для повышения рН на каждую единицу, должно последовательно увеличиваться в геометрической прогрессии при знаменателе 10. Так, для повышения рН термальных вод от 1,5 до 6,5, соответствующей садке гидрата окиси алюминия из хлористых растворов, необходимо более чем десятикратное разбавление первоначального объема термальных вод; иными словами, каждый литр термальной воды должен быть разбавлен более чем десятком кубометров атмосферных осадков. Такого количества атмосферных осадков в большинстве вулканических областей мира не выпадает, и поэтому растворенный алюминий в больших количествах поступает в морские бассейны. Исключения составляют лишь тропи-

ческие области, в которых, как мы увидим ниже, нейтрализация алюминийсодержащих вод и выпадение гидрата окиси алюминия во взвесь происходят непосредственно в поверхностном стоке термальных вод, до их впадения в море. Так или иначе, в результате перемещения железа и алюминия кислыми термальными водами морские бассейны пополняются значительным количеством этих элементов.

По особенностям выноса алюминия и железа в морские бассейны на Курильских островах можно выделить два основных типа водотоков, связанных с термальными водами: 1) водотоки, выносящие преимущественно взвешенные гидроокислы, и 2) водотоки, выносящие растворенные железо и алюминий.

Характерным водотоком 1-го типа является р. Желтая, берущая начало на сольфатарном поле западного склона вулкана Палласа (о. Кетой) и впадающая в Охотское море. Основу стока этой реки составляет масса горячих источников с температурой от 20 до 90° и рН 3,5—4; они вскрываются в серии оврагов на дне циркообразной впадины сольфатарного поля, вытекающая из трещин разложенных, добела осветленных эффузивных пород, потерявших всякую структуру и превратившихся в пластичную глиноподобную массу. Сразу же после слияния источников в водотоке начинается интенсивное выпадение во взвесь гидроокислов железа, и река до самого устья представляет собой мутный желтый поток. Содержание взвешенных гидроокислов железа (определенное в прокаленной и доведенной до постоянного веса навеске) в устьевой части реки составляет около 50 мг в литре воды. Таким образом, при расходе около 1 м³/сек и рН 5,3 р. Желтая ежедневно выносит в Охотское море около 4 т лимонитовой взвеси, или более 2,7 т чистого железа. В море эта взвесь непосредственно у устья образует густой буро-коричневый шлейф площадью в десятки тысяч квадратных метров. Наиболее интенсивная густота шлейфа отмечается в местах развития прикрепленных водорослей, где волнение обычно невелико.

Вынос растворенных веществ р. Желтой сравнительно небольшой: в 1 л воды в ее устье содержится всего лишь 0,56 мг железа и 1,16 мг алюминия. Это составляет суточный вынос соответственно 0,1 и 0,2 т. Однако голубовато-желтый шлейф выделяющихся во взвесь растворенных веществ также отчетливо виден в море у устья.

В штилевые дни оба шлейфа соединяются; формирующаяся в море взвесь гидратов окиси алюминия и железа как бы окаймляет область распространения вынесенной р. Желтой лимонитовой взвеси. Однако в штормовые дни картина резко меняется. Вынесенная лимонитовая взвесь быстро рассеивается и обнаруживается лишь в зоне прибоя в виде узкой каймы на большом протяжении вдоль берега, в то время как шлейф взвеси, образующейся из растворов, устойчиво сохраняется на прежнем месте, несколько уменьшившись в размерах и приобретая более отчетливые очертания. Это объясняется тем, что принесенная лимонитовая взвесь сразу же подвергается действию законов терригенной седиментации, а растворенные элементы некоторое время продолжают оставаться в растворе, входя в состав морской воды, и начинают рассеиваться, лишь выделившись во взвесь на определенной площади в некотором удалении от берега.

Водотоком 1-го типа является также р. Лесная (о. Кунашир), огибающая с севера конус вулкана Менделеева и впадающая в Тихий океан близ селения Южно-Курильск с дебитом около 6 м³/сек. Приблизительно в 3 км выше устья с пресными водами р. Лесной сливаются воды термального ручья Кислого, объединяющего серию обильных горячих источников с рН около 1, берущих начало на северо-восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева. Неоднократно разбавляющийся пресными притоками и принимающий по течению новые

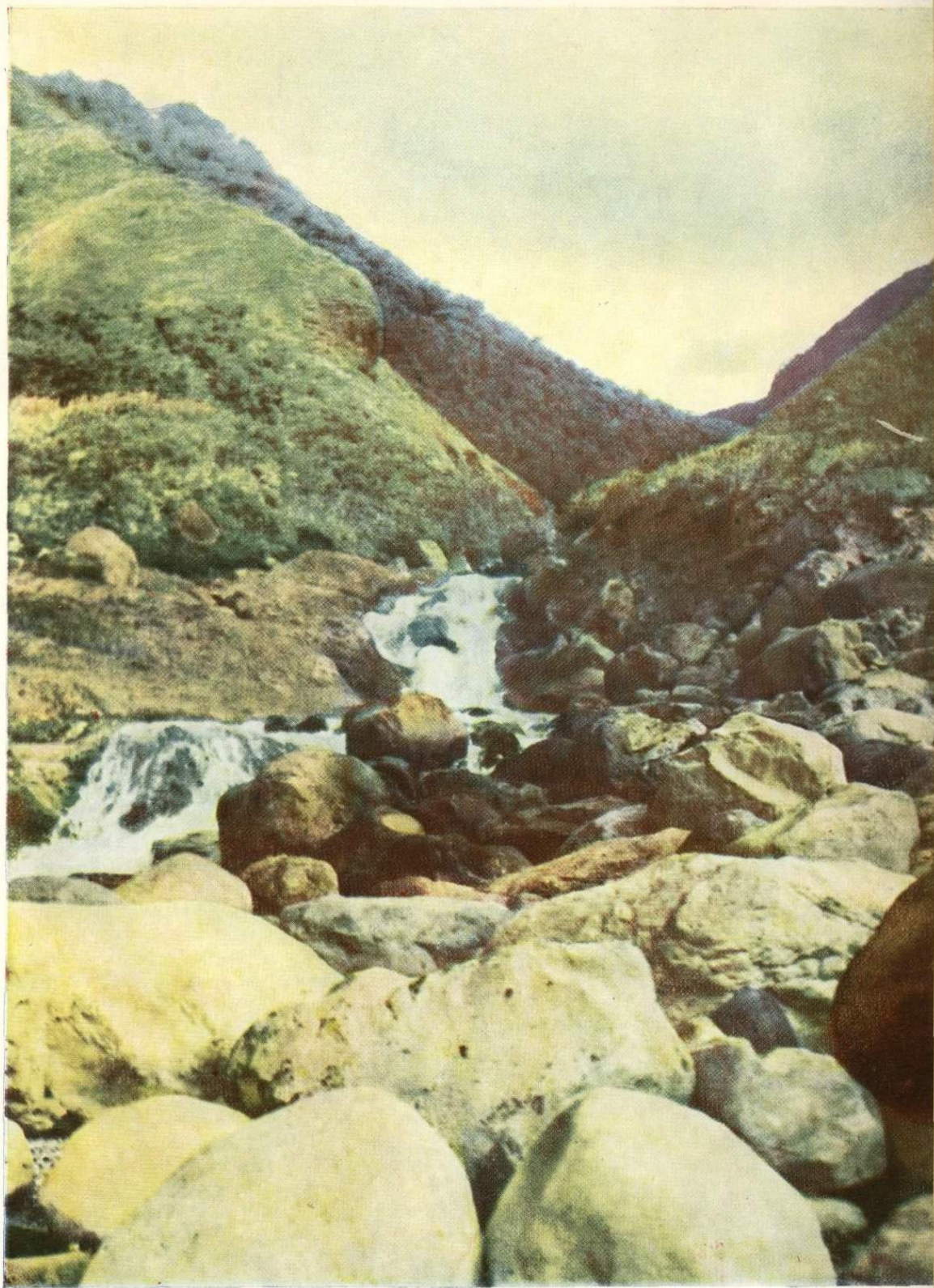


Рис. 26. Река Юрьева у устья (вулкан Эбеко, о. Парамушир)

термальные источники, этот ручей в конце концов впадает в р. Лесную, имея в устье рН 2,7, дебит около 300 л/сек. В водах содержится 17 мг алюминия и 7 мг железа на 1 л. Таким образом, кислый термальный поток вливается в данном случае не непосредственно в море, а в сравнительно многоводную пресную речку. В результате смешения рН вод повышается до 4—4,5 и на всем дальнейшем пути р. Лесной вплоть до устья отмечается интенсивная садка лимонита.

В хорошую погоду тончайшая лимонитовая взвесь (70% Fe_2O_3) оседает в русле реки, покрывая сплошной ярко-красной коркой толщиной 3—5 мм крупные камни, гальку, песок, застрявшие между камней стволы деревьев и т. д. При этом вода в реке остается прозрачной, и в приустьевой части океана нет каких-либо заметных признаков выноса. Прозрачность воды объясняется тем, что благодаря более чем двадцатикратному разбавлению вод ручья Кислого железо как бы «рассредоточивается» в массе воды р. Лесной и выделяется во взвесь почти незаметно для глаза. По этой же причине и алюминий, продолжающий оставаться в растворе и выделяющийся во взвесь лишь в океане, где воды реки в свою очередь интенсивно разбавляются, не образует в приустьевой части никакого видимого шлейфа. Тем не менее р. Лесная (по подсчетам в устье ручья Кислого) ежедневно выносит в океан около 0,5 т растворенного алюминия.

В периоды циклонов, время от времени проходящих над островом и сопровождающихся большим количеством осадков, река становится бурной, мутной; галечный и песчаный материал русла приходит в движение, лимонитовая корка ломается, перетирается и без остатка выносится в океан, окрашивая большую площадь его вод в густой шоколадно-коричневый цвет. Однако стоит циклону утихнуть, как воды реки снова становятся прозрачными, и на очистившемся дне в течение нескольких дней вновь возникает ярко-красная корочка лимонита. Таким способом р. Лесная выносит в океан в среднем около 200 кг железа в сутки, которое целиком поступает в виде механической взвеси и непосредственно в зоне прибой смешивается с большим количеством разнообразного терригенного материала.

Можно привести довольно много примеров водотоков 1-го типа, так как на многочисленных вулканах Курильской гряды существует большое количество фумарольных полей, кислые источники которых с рН порядка 1—3 выносят железо и алюминий. Обычно эти водотоки выделяются мутностью своей воды. Однако в некоторых случаях (например р. Матросская на о. Парамушир) выпадающее во взвесь железо благодаря многократным разбавлениям настолько рассеивается, что оказывается почти незаметным в прозрачных водах большой горной реки и обнаруживается лишь в приустьевой части в виде густого ржавого налета на камнях, траве и т. д.

Однако в этих даже сравнительно больших реках отмечается своеобразный вязущий вкус воды, и в них никогда не водится горная форель, обычная даже в очень маленьких пресных речушках. Косяки лососевых рыб, идущих на нерест, также никогда не заходят в устья этих рек.

Водотоки 2-го типа, выносящие исключительно растворенные вещества, можно разделить на две группы. К первой группе относятся ультракислые термальные потоки с рН 1—2, выносящие большие количества (десятки тонн в сутки) растворенного железа и алюминия; вторую группу составляют ручьи и реки с менее кислыми водами (рН 4—5), лимонитовая взвесь которых тем или иным способом отфильтровывается, не доходя до устья, и в воде остается только растворенный алюминий.

Классическим примером ультракислого водотока 2-го типа является р. Юрьева (о. Парамушир).

Истоки р. Юрьева приурочены к двум распадкам, глубоко вскрывающим породы древних лавовых излияний вулкана Эбеко, примерно на 400—500 м ниже вершины вулкана. Два холодных кислых источника и три группы горячих источников с температурой воды 46°, рН 1,4 и общим расходом более 40 л/сек впадают в ручей правого распадка, который начинается на небольшом снежнике на вершине с отметкой 1019 м. Серия столь же многоводных горячих источников левого ручья расположена в овраге очень крутого склона горы Зеленой с дымящей фумаролой близ ее вершины. Самый верхний источник представляет собой ванну, в которую из крутой стенки коренных пород по трещинам с налетами ярко-желтой серы ручьями вытекает кипяток с рН меньше 1,2. Древние лавы, представленные здесь андезитопорфирами, добела осветлены. Там, где ручьи обоих оврагов сливаются, вода имеет рН 1,5, а расход ее измеряется уже сотнями метров в секунду. Приблизительно в 500 м ниже этого места в каньон спускается поток молодой андезито-базальтовой лавы шириной 80—100 м, образовавшийся в результате недавнего извержения Эбеко. Близ конца этого потока наблюдается еще одна группа горячих (более 90°) кислых источников (рН < 1,2) с довольно большим суммарным дебитом, также берущих начало в трещинах осветленных коренных пород. Далее на протяжении 3 км река Юрьева не принимает почти никаких притоков и впадает в Охотское море стремительным зеленоватым прозрачным потоком (рис. 26. см. приложение). Дебит ее в приустьевой части 1,8 м³/сек, рН 1,72, а содержание растворенного железа и алюминия соответственно 205 и 435 мг/л, откуда можно подсчитать (без учета подруслового подтока), что вынос железа составляет 35, а алюминия — 65 т в сутки. В море термальные воды р. Юрьева вступают с морской водой в химическую реакцию, завершающуюся выделением во взвесь гидроокислов железа и алюминия.

Картина выпадения во взвесь вынесенных в море веществ очень эффектна. Широкой полосой далеко в море протягивается шлейф густой желтой мути с каймой голубовато-зеленого цвета, отчетливо видимый как со склонов Эбеко, так и непосредственно с моря. Ширина шлейфа обычно измеряется сотнями метров, длина — километрами. Шлейф этот весьма устойчив, сохраняется даже в самые жестокие зимние штормы и издавна служит рыбакам надежным ориентиром для определения местонахождения. В периоды же длительных штилей этот шлейф необычайно быстро увеличивается в размерах и может распространиться на площади нескольких квадратных километров (рис. 27).

Не менее интересным водотоком этой же группы является р. Грязная, берущая начало в глубоких каньонах мощной толщи обеленных эффузивных пород разрушенного кратера вулкана Мачеха (о. Итуруп). Источники, формирующие реку, оказались недоступными для изучения ни со стороны реки, ни со стороны кратера. После серии непроходимых водопадов река впадает в Тихий океан с рН 2,7 и дебитом около 0,3 м³/сек.

Соотношение растворенного железа и растворенного алюминия в воде р. Грязной иное, чем в воде р. Юрьева: в устье р. Грязной в 1 л воды определено 268 мг алюминия и 366 мг железа, причем 89 мг железа находится в закисной форме. Преобладание железа над алюминием объясняется тем, что воды р. Грязной перед впадением в океан проходят сквозь многометровую толщу древних интенсивно лимонитизированных туфопесчаников. Наличие закисного железа можно объяснить вероятной близостью крупного термального источника, железо которого не успевает окислиться на коротком пути к океану.

В море преобладание выделяющегося во взвесь железа над алюминием обуславливает густую желтую окраску шлейфа, который за-

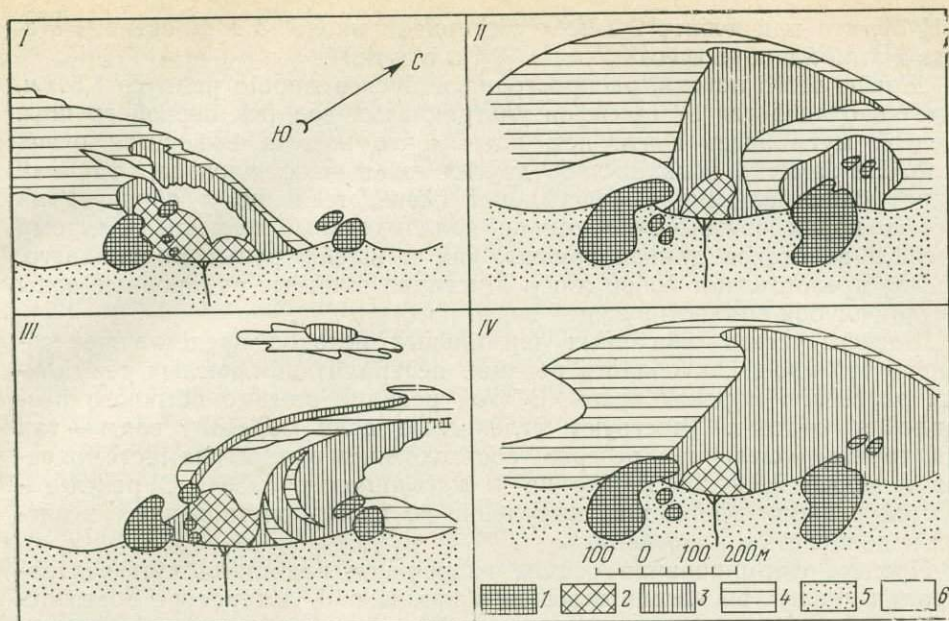


Рис. 27. Зарисовки перспективного шлейфа взвеси $Al(OH)_3 + Fe_2O_3$ в Охотском море у устья р. Юрьева (сентябрь 1957 г.)

I — прилив сразу же после сильного штормового ветра; *II* — отлив, волнение 3–4 балла, сильный накат на берег; *III* — прилив, штиль, сильное южное течение; *IV* — отлив, штиль

1 — прибрежные скалы; *2* — зона прозрачной темно-зеленой воды (зона начала смешения вод р. Юрьева и морских); *3* — зона интенсивного выпадения взвеси $Al(OH)_3 + Fe_2O_3$; *4* — зона полупрозрачной голубовато-зеленой воды; *5* — галечник пляжа; *6* — морская вода

нимает обширную площадь в океане в приустьевой части реки и в штилевые дни проникает в бухты, находящиеся в нескольких километрах от устья р. Грязной. По подсчетам, проведенным для одного лишь поверхностного стока, воды р. Грязной ежедневно выносят в Тихий океан около 10 т железа и 7 т алюминия.

Примером последней группы кислых водотоков, выносящих преимущественно растворенный алюминий и почти не содержащих растворенного железа, может служить горный поток Водопадный, берущий начало в кальдере вулкана Палласа (о. Кетой) и великолепным 30-метровым водопадом низвергающийся в Охотское море в северной части острова.

Фумарольное поле на вершине вулкана Палласа, отличающееся весьма мощными выходами газовых струй, характеризуется в то же время очень незначительной гидротермальной деятельностью: формирующиеся на нем мелкие горячие источники с $pH < 1$ по суммарному дебиту, вероятно, не превышают одного литра в секунду. Эти воды просачиваются в толщу рыхлого пирокластического материала, интенсивно растворяют железо и алюминий и постепенно смешиваются с атмосферными водами, насыщающими толщу пирокластике на склонах вулкана. В конце концов кислотность вод понижается до $pH 4$, железо выделяется в виде лимонитовой взвеси и отфильтровывается, лимонитизируя пирокластический материал, а алюминий, оставаясь в растворе, продолжает свое движение к морю. В родниках, сочащихся в верховьях потока сквозь рыхлую массу ожелезненных таким образом пород склонов оврагов, содержится около 75 мг/л алюминия. В низвергающемся водопаде определено 18 мг алюминия в литре воды

(рН 5), что при дебите $2 \text{ м}^3/\text{сек}$ составляет около 3 т в сутки. Железа в этой же воде всего $0,7 \text{ мг/л}$ ($0,1 \text{ т}$ в сутки).

Шлейф этого потока, распространяющийся в море в радиусе $1,5 \text{ км}$, заметно отличается от шлейфов ультракислых вод рек первой группы. Желтой мути здесь почти нет, потому что железа выносится очень мало. Не заметно и каких-либо других взвешенных хлопьев, так как гидрат окиси алюминия коагулирует очень медленно и образует на первых порах чрезвычайно тонкие коллоидальные частицы. Поэтому шлейфы водотоков данной группы, как и шлейф ручья Водопадного, обычно представляют собой лишь отчетливо видимые однородные зоны светло-голубой опалесцирующей воды.

Шлейфы устьев описанных термальных потоков представляют собой не что иное, как области реакции нейтрализации кислых термальных растворов морской водой. В этой реакции помимо обычного разбавления активно участвуют углекислые соли морской воды — так называемый «щелочной резерв», составляющий в открытых частях океанов и морей $2,2 - 2,5 \text{ мг/экв}$ на 1 л (Книпович, 1938). В результате этой реакции происходит выделение во взвесь растворенных в кислой воде железа и алюминия.

Процесс формирования осадка гидроокиси алюминия при нейтрализации кислых растворов освещен в химической литературе достаточно подробно. В основе этого процесса лежит переход истинного раствора в коллоидный с последующей коагуляцией и «кристаллизацией». Л. К. Лепинь и А. Я. Вайвайде (1953) указывают, что при взаимодействии раствора хлористого алюминия со щелочью в интервале рН $5,5 - 7,3$ происходит образование золь нерастворимых полиоксихлоридов и солей «пептизированной» растворимыми полиоксихлоридами гидроокиси алюминия. З. Я. Берестнева, Т. А. Корецкая и В. А. Каргин (1951) наблюдали под электронным микроскопом образование коллоидных частиц в золях гидроокиси алюминия, приготовленных из раствора AlCl_3 прибавлением NH_4OH . Осаждение начиналось возникновением мелких шариков аморфной гидроокиси алюминия, слипавшихся затем в более крупные агрегаты. В узлах ячеек крупных агрегатов спустя некоторое время начинается образование кристаллов. Интересны сведения о скорости кристаллизации: «Этот процесс, — сообщают авторы, — начинается примерно через сутки с начала приготовления золя и протекает в течение нескольких недель, после чего можно наблюдать уже появление кристаллов (стр. 323). С. Е. Харин и В. А. Тураева (1955) рассмотрели кинетику коагуляции коллоидного раствора гидроокиси алюминия, добавляя к устойчивому золю электролиты разной концентрации (в том числе хлористый натрий) и с помощью фотометра определяя радиус формирующихся частиц. Им удалось установить, что скорость коагуляции зависит от концентрации электролита, причем в течение первого часа увеличение радиуса частиц от 50 до 160 мкм происходит довольно быстро. После наступления видимой на глаз коагуляции в ходе дальнейшего образования осадка радиус частиц изменяется мало: крупные частицы, соединяясь, не сливаются, а образуют рыхлые скопления — «облака» или «хлопья».

Исследование областей смешения термальных и морских вод в прибрежных районах ряда Курильских островов показало, что в приустьевых частях кислых термальных рек в морских бассейнах также формируется коллоидный раствор гидроокиси алюминия с последующей коагуляцией и образованием взвешенных хлопьев.

Наиболее четко область смешения кислых и морских вод можно наблюдать в виде многокилометрового желто-зеленого шлейфа у устья р. Юрьева, ежесекундно выносящей в Охотское море $1,8 \text{ м}^3$ термальных вод с рН $1,7$ (Зеленов, 1960, 1961). В строении шлейфа различаются три зоны. Непосредственно у устья располагается зона прозрачной

воды ярко-зеленого цвета (50—100 м); далее на несколько километров протягивается полоса желтой мути, отличающаяся интенсивным выпадением хлопьев гидроокислов железа и алюминия; с внешней стороны шлейф окаймляет зона голубой, полупрозрачной, слегка опалесцирующей воды. В штормовые дни область смешения сокращается до 3—4 км, а в штиль она расширяется и протягивается течениями на значительные расстояния. Однажды на моторной лодке шлейф был прослежен более чем на 6 км, причем на всем этом протяжении он представлял собой ленту желтой мути шириной 500—600 м с постоянной интенсивностью желтизны, а в ослабленном виде продолжался еще много дальше. В прилив окраинные участки шлейфа отрываются от основной массы и в виде желтых пятен уносятся в открытое море.

Шлейф формирующейся взвеси гидратов окислов железа и алюминия располагается в самом поверхностном слое воды. Мощность его меняется от нескольких десятков сантиметров у устья р. Юрьева до 2—2,5 м в удаленных от берега участках. Величина рН воды шлейфа постепенно повышается в этом же направлении от 1,8 у устья до 7,6 на внешней границе шлейфа; непосредственно под шлейфом находится нормальная морская вода с обычной для нее концентрацией водородных ионов. Винт катера, пересекающего шлейф, разгоняет взвешенную мусть, и за кормой судна возникает медленно затягивающийся коридор прозрачной воды.

В табл. 41 сведены анализы проб морской воды, отобранных по шлейфу смешанных вод у устья р. Юрьева. Эти данные показывают, что «зона прозрачной воды ярко-зеленого цвета» представляет собой область нейтрализации термальных вод морской водой с полной обработкой «щелочного резерва» и формированием золь гидроокиси алюминия, как это обычно имеет место при нейтрализации раствора хлористого алюминия щелочью.

На существование золь гидроокиси алюминия в зоне нейтрализации прямо указывают следующие данные. Из прозрачной воды, залитой в бочку, ровно через неделю после резкого помутнения выпал тонкий идеально белый осадок, представлявший собой коагулировавший золь гидроокиси алюминия и содержавший 55,5% $Al(OH)_3$, 4,3% $Fe(OH)_3$ и 1,2% SiO_2 . К сожалению, недостаточное количество осадка не дало возможности сделать полный анализ, однако вероятнее всего, как это выяснялось в аналогичных случаях (Зеленов, 1960), что остальные 40% осадка были представлены солями морской воды (главным образом $NaCl$), выпавшими при подсушивании образца и сознательно не удаленными в ходе анализа. Таким образом, в пересчете на свободный глинозем без учета солей (морской воды) и гидратной воды можно рассчитать, что в этом осадке находилось около 90% Al_2O_3 .

В реакции нейтрализации термальных вод в зоне смешения участвуют существенные объемы морской воды, многократно превышающие объем термальных рек. Для выяснения хода этой реакции были выполнены некоторые экспериментальные работы по смешению кислых термальных вод с морскими (Зеленов, Зотов и др., 1965). «Морская» вода приготавливалась искусственно, соответственно следующему гипотетическому составу (в г): $NaCl$ — 23,477; $MgCl_2$ — 4,981; Na_2SO_4 — 3,917; $CaCl_2$ — 1,102; KCl — 0,664; $NaHCO_3$ — 0,196; KBr — 0,096; H_2O — до 1000,0 (Бруевич, 1946). Величина рН составленной таким образом «морской воды» оказалась равной 8,2.

Наблюдения проводились при комнатной температуре (20—22°) и заключались в последовательных замерах величины рН исходного кислого раствора при добавлении к нему последовательных порций «морской воды». Динамика процесса в эксперименте не учитывалась. Концентрация водородных ионов определялась рН-метрами типа ЛП-58 (Гомель) и ЛБС-3А (Варшава) с использованием стеклянного электро-

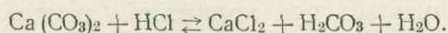
Состав морской воды в зоне смешения термальных вод
(Аналитик)

Компоненты	Устье р. Юрьева				Воды Охотского моря			
	август 1957 г.		сентябрь 1959 г.		Прозрачная вода ярко-зеленого цвета (зона нейтрализации), м от устья			
					10		200	
	мг/л	мг · 0,001/л	мг/л	мг · 0,001/л	мг/л	мг · 0,001/л	мг/л	мг · 0,001/л
H ⁺	37,40	37,40	45,60	45,60	5,00	5,08	0,03	0,03
Al ³⁺	435,36	48,37	445,38	49,48	52,75	5,86	23,76	2,64
AlOH ²⁺	Нет	—	Нет	—	Нет	—	7,04	0,32
Fe ³⁺	207,24	11,10	221,61	11,87	40,98	2,195	3,31	0,12
Fe ²⁺	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
FeOH ²⁺	16,79	0,46	7,30	0,23	19,82	0,543	"	—
Ti ⁴⁺	Нет	—	Нет	—	Нет	—	"	—
Ca ²⁺	177,50	8,88	100,50	5,02	345,0	17,25	421,08	21,08
Mg ²⁺	86,0	7,06	33,40	2,75	1140,0	93,75	1194,5	98,24
Na ⁺	151,25	6,57	96,25	4,18	8510,5	370,0	9386,0	407,30
K ⁺	77,50	1,98	92,50	2,35	390,75	10,20	272,0	6,97
Li ⁺	2,50	0,37	—	—	Нет	—	16,0	2,28
Σ	—	122,17	—	121,48	—	504,878	—	538,98
Cl ⁻	1431,35	40,34	1444,82	40,74	16280,8	458,61	18216,06	513,13
HSO ₄ ⁻	1532,60	15,80	1662,58	17,14	162,96	1,680	0,97	0,01
SO ₄ ²⁻	2787,84	58,08	2944,32	61,34	2818,56	58,720	2681,76	55,87
HCO ₃ ⁻	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
CO ₃ ²⁻	"	—	"	—	"	—	"	—
Σ	—	114,22	—	119,22	—	519,01	—	569,01
ΔΣ	—	7,95	—	2,26	—	14,132	—	30,03
Сухой остаток	7052,0	—	7260,0	—	40120,0	—	37315,0	—
SiO ₂	144,0	—	154,0	—	Нет	—	Нет	—
pH	1,72	—	1,63	—	2,41	—	4,76	—

да. Расхождения между показаниями потенциметров не превышали 0,1 единицы pH.

Примененный экспериментальный метод имеет важное преимущество перед расчетным. Оно состоит в том, что непосредственно определяется не концентрация водородных ионов, а их активность. Другими словами, полученные результаты не зависят от выбора коэффициента активности ионов, что для морской воды само по себе является задачей достаточно сложной (Гаррелс, 1962).

Результаты опытов (рис. 28) указывают на механизм нейтрализации кислых растворов морской водой, осуществляющийся одновременно в двух направлениях: путем простого разбавления и путем взаимодействия кислоты с «щелочным резервом» растворенных бикарбонатов и карбонатов морской воды по реакции



В случае простого разбавления, т. е. при добавлении дистиллированной воды, величина pH и степень разбавления связаны между собой логарифмической зависимостью. На всех интервалах pH увеличивается при каждом десятикратном увеличении на единицу (кривая 1).

р. Юрьева (о. Парамушир) с водами Охотского моря
М. А. Канакина)

в приустьевой части (сентябрь 1959 г.)

Шлейф взвеси (зона коагуляции), км от берега

500		1		1,5		3		5	
Мг/л	Мг · 9КВ/л	Мг/л	Мг · 9КВ/л	Мг/л	Мг · 9КВ/л	Мг/л	Мг · 9КВ/л	Мг/л	Мг · 9КВ/л
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,40	0,04	0,26	0,03	0,21	0,02	0,21	0,02	0,24	0,03
Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
4,56	0,24	3,15	0,17	3,31	0,18	3,01	0,16	3,48	0,19
Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
—	—	"	—	"	—	"	—	"	—
—	—	"	—	"	—	"	—	"	—
375,25	18,76	362,75	17,14	384,25	19,21	384,25	19,21	398,50	19,92
1192,0	98,03	1203,25	98,95	1205,50	99,14	1222,50	100,53	1228,50	101,02
10000,0	434,78	10312,50	448,36	11070,0	481,30	10450,0	454,34	10450,0	454,34
337,50	8,65	437,50	11,21	480,0	12,31	437,50	11,21	437,50	11,21
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	560,50	—	566,86	—	612,16	—	585,47	—	586,71
8297,70	516,0	18423,08	519,57	19178,45	540,85	18443,77	519,84	18450,30	54,96
Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
2687,75	55,80	2652,0	55,25	2630,50	54,08	2631,50	54,82	2638,50	520,55
112,84	1,84	130,54	2,14	124,44	2,04	129,32	2,12	128,10	2,10
2,40	0,08	12,00	0,40	16,80	0,56	12,00	0,40	14,40	0,48
—	573,72	—	577,36	—	597,53	—	577,18	—	578,09
—	13,22	—	0,50	—	14,63	—	8,29	—	8,62
35452,0	—	35728,0	—	37272,0	—	36812,0	—	36376,0	—
Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
6,47	—	6,66	—	6,83	—	6,89	—	7,19	—

Гораздо более сложная картина получается, когда наряду с разбавлением имеет место химическое взаимодействие. На кривой 2, отражающей ход нейтрализации «морской водой» 0,1 N раствора HCl, изменение величины рН происходит неравномерно. На этой кривой выделяются три различных участка.

1. В интервале величины рН от 1 до 3 водородный показатель возрастает сравнительно медленно, зависимость между величиной рН и логарифмом разбавления близка к линейной. На этом участке роль щелочного резерва невелика, так как его величина относительно мала в сравнении с количеством ионов водорода в растворе. Повышение величины рН идет главным образом за счет разбавления.

2. В интервале рН от 3 до 5,5 величина рН резко возрастает при разбавлении всего в два раза. На этой стадии решающее значение имеет щелочный резерв, уже соизмеримый с содержанием ионов водорода. При таких значениях рН углекислота практически не диссоциирует, следовательно, реакция щелочного резерва с углекислотой идет до конца.

3. В интервале рН от 5,5 до 7 возрастание водородного показателя снова замедляется. Это связано с тем, что при подобных значениях

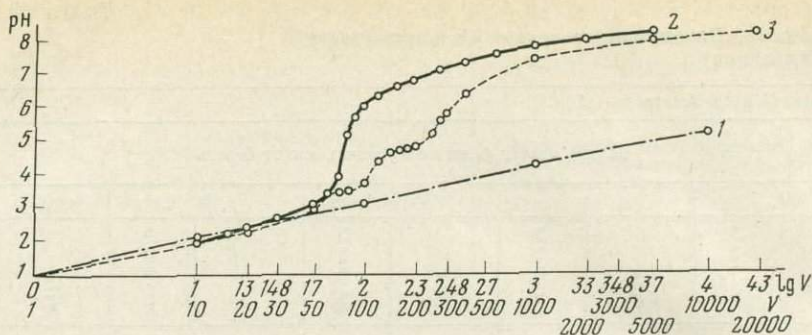


Рис. 28. Зависимость pH раствора от разбавления

Кривые разбавления: 1 — дистиллированной водой; 2 — морской водой; 3 — 0,1 N HCl, содержащей соли (400 мг/л Al^{3+} в виде $AlCl_3$) и Fe (200 мг/л Fe^{3+} в виде $FeCl_2$), морской водой

pH углекислота начинает диссоциировать на H^+ и HCO_3^- , и, стало быть, упомянутая реакция сдвигается влево. Другими словами, при таких значениях pH на нейтрализацию ионов водорода расходуется не весь щелочной резерв, а только его часть. Таким образом, роль щелочного резерва вновь снижается, и на этом интервале на нейтрализацию влияют оба отмеченных фактора.

При наличии в исходном кислом растворе солей алюминия и железа для нейтрализации требуется дополнительное количество «морской воды». На кривой 3, отражающей нейтрализацию 0,1 N раствора HCl, содержащего 200 мг/л Fe^{3+} и 400 мг/л Al^{3+} в виде хлоридов, наблюдаются две задержки в росте pH. Обе они связаны с гидролизом солей, в результате которого выделяются ионы водорода.

При заданных концентрациях гидролиз $FeCl_3$ происходит при pH 3,4—3,6, а $AlCl_3$ — при pH 4,5—5,0. Нейтрализация выделившихся водородных ионов при этих pH, как было показано выше, осуществляется за счет щелочного резерва. Наклонное положение «ступенек» свидетельствует о связи величины pH, при которой начинается гидролиз, с концентрацией в этот момент ионов алюминия и железа. По мере образования гидратов окисей металлов, т. е. уменьшения концентрации их ионов в растворе, pH начала гидролиза повышается. Это находится в полном соответствии с экспериментальными данными О. В. Щербака (1963) о зависимости pH осаждения элементов от их концентрации.

Проведенный эксперимент полностью разъясняет генетический смысл зональности шлейфов, наблюдающихся в море у устьев термальных рек. Совершенно очевидно, что зона прозрачной ярко-зеленой воды представляет собой начальную воду смешения, в которой по мере постепенного разбавления кислых вод происходит полный расход «щелочного резерва» морской воды. При pH выше 5—6 в соответствии с карбонатным равновесием концентрация бикарбонатных ионов в воде уже близка к обычному содержанию «щелочного резерва», поэтому при pH 6 на нейтрализацию кислых термальных вод расходуется лишь очень небольшая его часть, что сразу же приводит к вовлечению в реакцию новых значительных объемов морской воды. Возникает «зона устойчивой желтой мути», где на большом протяжении шлейфа происходит медленное равномерное понижение концентрации водородных ионов при относительно стабильном, обычном для чистой океанической воды содержании «щелочного резерва». В этой зоне вступают в действие электролиты морской воды и осуществляется существенная по масштабам коагуляция золя гидроокиси алюминия. Именно здесь образуются предельно четкие по внешней границе густые «облака» хлопьев аморфной взвеси с высоким содержанием глинозема (60—80%) и почти полным

отсутствием кремнезема (Зеленов, 1960₁). Судя по повышенному содержанию Al в пробах воды шлейфа, часть гидроокиси алюминия продолжает оставаться в тонкодисперсном коллоидном растворе, придавая окаймляющей шлейф морской воде слабую мутность и голубоватую опалесцирующую окраску.

В тех случаях, когда термальные реки обладают сравнительно небольшим дебитом, например р. Грязная на о. Итуруп, зеленая «зона смещения» не обособляется и коагуляция золя происходит там же, где осуществляется нейтрализация термальных вод (табл. 42). При этом, несмотря на малый дебит р. Грязной (0,3 м³/сек), видимый густой шлейф хлопьев выделяющейся взвеси протягивается на расстояние 5—6 км от ее устья.

По-иному выглядит область смещения там, где в море впадают водотоки с несколько повышенным рН (3,4), свободные от выделившихся во взвесь и отфильтрованных по ходу потока окисных соединений железа. Примером такого водотока может служить ручей Водопадный в северной части о. Кетой, шлейф которого представляет собой 1,5-километровую однородную зону голубой опалесцирующей воды без хлопьев взвеси (Зеленов, 1961₂). Анализы показывают, что в воде ручья Водопадного содержится незначительное количество растворенного Al и почти полностью отсутствует железо (табл. 43). В море происходит нейтрализация этих вод с частичным расходом «щелочного резерва» и формированием коллоидного раствора гидроокиси алюминия без четко видимой коагуляции золя, рассеивающегося за пределы опалесцирующей зоны.

Таким образом в море, как и в химической лаборатории, взвесь гидроокиси алюминия формируется из коллоидного раствора, возникающего в результате нейтрализации кислых термальных вод «щелочным резервом» морской воды.

Анализ взвеси, собранной в море у устья р. Юрьева, показал содержание Al₂O₃ от 18,9 до 36,1%, Fe₂O₃ — от 3 до 8% и SiO₂ до 2% (табл. 44). Так как взятая в море взвесь не промывалась, а только подсушивалась перед анализом, значительная часть навески оказалась «загрязненной» хлором, натрием, а также кальцием, магнием и т. д.— т. е. солями, выпавшими из морской воды при просушивании навески. Это подтверждается пересчетом, проведенным Э. С. Залманзон для пробы № 1, выявляющим следующий солевой состав анализированной пробы (в % на сухую навеску):

NaCl	34,85
KCl	0,96
MgCl	3,77
MgSO ₄	4,12
CaSO ₄	1,53
CaCO ₃	0,98
FeSO ₄	6,06
	<hr/>
	52,27

Все перечисленные соли, за исключением сернистого железа, действительно отвечают составу морской воды и находятся примерно в тех же соотношениях, что и в морской воде близ устья р. Юрьева. Существование последней соли доказывается тем, что в пробе, довольно долго хранившейся, закисное железо (2,87% FeO) могло быть только в форме FeSO₄. После подсчета солевого состава остался избыток SO₃, равный 0,05%, который представляет собой аналитическую ошибку.

Состав морской воды в зоне смешения с термальными водами
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Воды Тихого океана в приустьевой части р. Грязной											
	Устье р. Грязной		желтая зона шлейфа		центральная часть зеленой зоны шлейфа		внешняя часть зеленой зоны шлейфа		кайма шлейфа в наибольшем удалении от устья		воды океана за пределами шлейфа	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H ⁺	3,89	3,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ³⁺	267,78	29,75	0,32	0,03	0,21	0,02	0,32	0,03	0,25	0,03	0,17	0,02
Al(OH) ²⁺	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—
Fe ³⁺	181,94	9,74	3,14	0,17	2,66	0,14	3,00	0,16	3,42	0,18	3,00	0,16
Fe ²⁺	89,34	3,19	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—
Fe(OH) ²⁺	126,17	3,41	"	—	"	—	"	—	"	—	"	—
Ti ⁴⁺	Her	—	"	—	"	—	"	—	"	—	"	—
Ca ²⁺	469,75	23,49	371,64	18,58	328,75	16,43	343,05	17,15	359,13	17,96	373,42	18,67
Mg ²⁺	91,25	7,50	1180,45	97,07	1243,78	102,28	—	—	1233,40	101,43	1241,60	102,10
Na ⁺	56,00	2,43	9655,0	419,78	10220,0	444,35	9825,0	427,17	10370,0	450,87	10720,0	466,09
K ⁺	7,50	0,19	365,0	9,36	430,0	11,05	330,0	8,46	350,0	8,97	375,0	9,61
Σ	—	83,59	—	544,99	—	574,27	—	555,25	—	579,44	—	596,65
Cl ⁻	572,98	16,16	17355,11	495,15	18166,50	511,73	18349,66	516,89	18475,83	520,44	18522,84	521,77
HSO ₄	202,73	2,09	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—
SO ₄ ^{''}	3033,60	63,20	2666,50	55,15	2658,29	55,38	2674,75	55,72	2696,35	56,17	2661,37	55,44
HCO ₃ [']	Her	—	1,88	0,08	87,84	1,44	118,34	1,94	142,74	2,34	143,96	2,36
CO ₃ ^{''}	"	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—
Σ	—	81,45	—	550,78	—	568,55	—	574,55	—	578,95	—	579,57
ΔΣ	—	2,14	—	5,79	—	5,72	—	19,30	—	0,49	—	17,08
Сухой остаток	5732,0	—	43472,0	—	52088,0	—	42156,0	—	80268,0	—	83520,0	—
SiO ₂	139,0	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—	Her	—
pH	2,60	—	6,58	—	7,68	—	7,86	—	8,11	—	8,19	—

Состав морской воды в зоне смешения с термальными водами
(Аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Воды Тихого океана в приустьевой части ручья Водопадного							
	Устье ручья Водопадного		Середина опалесцирующей зоны шлейфа		внешняя кромка опалесцирующей зоны		2 км от устья	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H ⁺	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—
Al ³⁺	17,19	1,91	0,26	0,03	0,21	0,02	0,13	0,01
Al(OH) ²⁺	2,20	0,10	Нет	—	Нет	—	Н	—
Fe ³⁺	0,72	0,30	3,48	0,19	3,48	0,19	3,22	0,17
Fe ²⁺	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
Ti ⁴⁺	"	—	"	—	"	—	"	—
Ca ²⁺	46,90	2,34	260,75	13,03	330,50	16,52	396,75	19,83
Mg ²⁺	12,56	1,04	804,50	66,15	1078,25	88,67	1246,50	102,50
Na ⁺	2,20	0,06	6750,0	293,47	9425,0	409,78	10762,50	467,93
K ⁺	16,0	0,69	370,0	9,69	325,0	8,33	375,0	9,61
Σ	—	6,27	—	382,50	—	523,51	—	600,05
Cl'	70,92	2,00	12018,69	383,93	16184,0	456,42	18839,50	531,29
SO ₄ ^{''}	227,56	4,74	1831,25	38,15	2331,0	48,56	2712,50	56,51
HCO ₃ '	Нет	—	5,12	0,08	96,38	1,58	137,86	2,26
CO ₃ ^{''}	"	—	Нет	—	6,00	0,20	6,00	0,20
Σ	—	6,74	—	377,16	—	506,76	—	590,26
ΔΣ	—	0,47	—	5,40	—	16,75	—	9,79
Сухой остаток	432,0	—	23876,0	—	31832,0	—	36328,0	—
SiO ₂	33,75	—	5,0	—	Нет	—	Нет	—
pH	4,01	—	6,76	—	6,42	—	6,49	—

Вторую половину пробы № 1 составляют (в %):

SiO ₂	2,04
Al ₂ O ₃	18,90
Fe ₂ O ₃	4,86
H ₂ O ⁺	16,19
	<u>41,91</u>

Оставшаяся часть пробы (около 6%) представлена органическим веществом; по-видимому, планктоном и водорослями, — неравномерно распределенными среди взвеси. Достаточно сказать, что определение C_{орг} в этом образце из равных навесок показали разные цифры — до 6%.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что во взвесах из верхней пленки морской воды (см. табл. 44) SiO₂ обнаружено лишь в самых прибрежных пробах и в весьма небольшом количестве (до 4,4%). Это можно объяснить только тем, что SiO₂ в данном случае представляет собой механическую терригенную примесь. Истинная взвесь, выделившаяся в результате смешения кислых и морских вод, представлена в море в основном Al₂O₃, Fe₂O₃ и H₂O, т. е. и алюминий, и основная масса железа присутствуют исключительно в форме гидратов. Это позволяет нам пересчитывать содержание SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃ на 100% и дает основание распространять его наравне с пробой № 1 на анализы других взвесей, собранных в аналогичных условиях, в которых из-за малого количества материала определялись только кремнекислота и гидроксиды.

Таблица 44

Состав взвеси в воде Охотского моря близ устья термальных рек Юрьева и Сев. Чирип (в % на сухую навеску)
(Аналитики М. А. Канакина и Е. С. Шишова)

№ про- бы	Место отбора пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Cl	CO ₂	H ₂ O ⁺	Σ ₁	O-Cl	Σ ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Близ устья р. Юрьева	2,01	18,90	Нет	4,81	2,87	1,18	2,97	18,48	0,61	6,88	24,39	0,43	16,19	99,72	5,50	94,22	Без солей морской ВОДЫ		
2	То же	1,23	36,18	"	1,15	1,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,82	73,48	18,70
3	"	Нет	20,05	"	4,98	—	—	—	—	—	—	25,54	—	—	—	—	—	Нет	80,10	19,90
4	Близ устья р. Сев. Чи- рип	4,42	9,82	"	52,43	1,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,50	14,44	79,06
5	То же	Нет	24,17	"	31,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Нет	43,33	56,67
6	"	Нет	32,40	"	17,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	"	65,35	34,65

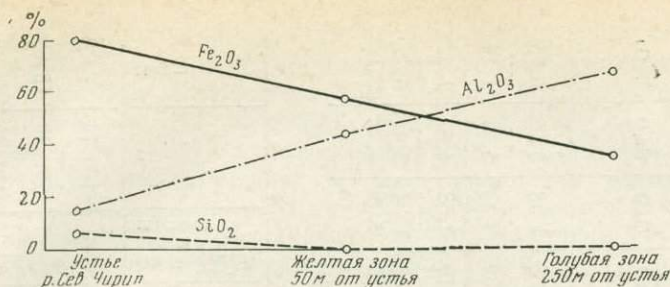


Рис. 29. Соотношение SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 во взвешах, образованных водами р. Сев. Чирип в Охотском море

Проведенный на этом основании пересчет (на бессолевого состав) показывает, что содержание Al_2O_3 во взвеси вод р. Юрьевой достигает 89%.

Интересно сравнение проб взвесей, отобранных в разных зонах близ термальной р. Сев. Чирип (о. Итуруп) (см. табл. 44, образцы 4—6). Непосредственно у устья Al_2O_3 в пересчете на бессолевого состав составляет 14% взвеси, в желтой зоне его содержание повышается до 43% и в голубой — до 65. Содержание железа соответственно снижается от 80% у берега до 35% в голубой зоне; SiO_2 — явно терригенного происхождения — отмечено только у самого устья в количестве 6,5% (рис. 29). Отчетливо видно, что гидрат окиси алюминия выделяется во взвесь в наиболее удаленных частях шлейфа (рис. 30, см. приложение).

В условиях современного гидродинамического режима Охотского моря выделявшаяся взвесь гидрата окиси алюминия рассеивается по всему бассейну. В зонах приливных заплесков среди камней удалось собрать ил, в котором осевшая взвесь $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ смешана с SiO_2 и TiO_2 (табл. 45). Как показали вытяжки 10% NaOH , подавляющая часть Al_2O_3 в этом иле представлена свободным глиноземом. Спектрально определены примеси P, Mn, Ni, Y, Cr, Mo, Zr, Cu, Co, Pb, Ag, Zn, Ga, Be, Sr и Ba.

При изучении глиноземистого ила литоральной зоны у устья р. Юрьева по фракциям выяснилось, что титан распределен в осадке весьма равномерно и одинаково присутствует как во всей массе глиноземного ила, так и в его самой тонкой фракции (см. табл. 45, обр. 3518); незначительная по объему песчаная фракция оказалась представленной органическим кремнистым и карбонатным детритом и мелкими обломками разложившихся, реже — неразложившихся эффузивных пород без каких-либо следов титаносодержащих минералов.

Появление титана и других микрокомпонентов совместно со свободным глиноземом литорального ила имеет большое генетическое значение. Важно то обстоятельство, что при возникновении коллоидов и последующем их преобразовании, начиная от перехода истинного раствора в золь и кончая коагуляцией и осаждением хлопьев $\text{Al}(\text{OH})_3$, происходит сорбция элементов примесей непосредственно в морском бассейне. Проведенное Н. Ф. Ермоленко и С. А. Левиной (1954) исследование адсорбционной активности гидроокиси алюминия показало, что максимальная адсорбционная активность геля $\text{Al}(\text{OH})_3$ наблюдается в момент образования геля при гидролизе растворимых солей алюминия, до преобразования геля в шарообразные частицы (глобулы). Через несколько минут с момента образования геля $\text{Al}(\text{OH})_3$ его адсорбционная активность падает примерно в 3 раза, что связано с изменением структуры глобул $\text{Al}(\text{OH})_3$ из аморфной в неравновесную, а затем в равновесно-кристаллическую.

Состав глиноземистого ила в литоральной зоне у устья р. Юрьева (в % на сухую навеску)
(Аналитики М. А. Канакина и Е. С. Шишова)

№ образца	SiO ₂			TiO ₂	Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
	Определено всего	в том числе			Определено всего	в том числе на 10% NaOH							
		на 10% NaOH	кварц										
508	20,94	—	—	0,69	20,73	—	12,07	2,72	Следы	1,35	1,38	5,22	0,75
501	35,76	13,22	0,21	0,57	20,05	20,71	1,54	5,98	0,04	3,80	2,33	5,21	1,14
505	43,19	17,24	0,15	0,67	18,09	15,75	5,61	3,80	0,05	4,10	2,58	4,57	1,43
3518	21,53	17,24	2,04	0,23	25,49	10,95	2,22	7,57	0,03	2,43	1,34	3,44	0,72
3518, фракция меньше 0,01 мм .	13,26	—	—	0,21	34,70	—	2,94	6,76	Нет	0,26	0,39	0,22	0,17

№ образца	P ₂ O ₅	S	SO ₃	Cl	CO ₂	C	H ₂ O ⁺	Σ ₁	O=S	O=Cl	O+N органического вещества	Σ ₂	H ₂ O ⁻
508	1,80	0,57	5,82	6,56	0,13	5,31	15,86	101,90	0,28	1,48	—	100,14	78,36
501	0,87	1,72	1,80	5,02	0,56	4,57	11,43	102,39	1,13	1,13	—	100,40	78,99
505	0,81	0,72	1,42	5,31	0,10	3,44	7,02	102,91	1,20	1,20	—	101,35	70,76
3518	1,44	1,13	5,94	8,21	0,39	2,15	17,98	102,24	0,56	1,86	—	99,82	86,79
3518, фракция меньше 0,01 мм .	2,82	Нет	Нет	Нет	0,4	5,05	19,10	96,28	—	—	3,74	100,02	9,94

Свойство интенсивной сорбции разнообразных продуктов в начальный этап коагуляции коллоидного раствора получило наименование «соосаждение» и в настоящее время широко используется в ходе химического анализа. На основании этого свойства П. А. Удодов и И. П. Онуфриенко (1957) предложили оригинальный метод концентрации большой группы растворенных в воде редких и малых элементов (Ag, As, Bi, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Sn, V, Cr, Cd, W и др.) в искусственном геле гидроокиси алюминия для наиболее полного анализа состава вод при гидрохимических поисках рудных месторождений.

Этот метод, получивший название ТПИ (метод Томского политехнического института), подвергся тщательной проверке во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО). Проведенные работы еще раз подтвердили, что при соосаждении микрокомпонентов с гидроокисью алюминия «в концентрат переходит ряд микрокомпонентов (цинк, свинец, медь, олово, ртуть, серебро, ниобий и др.), находящихся в воде не только в ионном состоянии, но и в виде коллоидов. Основная масса обычных компонентов минерализации воды (щелочные металлы, кальций, магний и анионы) в осадок не переходит. Вследствие этого исключается влияние степени минерализации и состава природных вод на чувствительность и результаты спектрального анализа» («Методическое руководство», 1967, стр. 214). Выяснилось, что метод ТПИ позволяет концентрировать микрокомпоненты почти в 15 000 раз и применим не только для маломинерализованных вод, но и для вод с повышенной минерализацией (Соколов и др., 1960).

Метод извлечения солей четырехвалентного титана из природных вод соосаждением с гидроокисью алюминия был предложен еще в 1939 г. В. Т. Чуйко, который установил, что титан, содержащийся в воде до 0,001 мг/л, таким способом полностью переходит в осадок гидроокиси алюминия независимо от того, содержится он в растворе в коллоидном состоянии или даже в микроорганизмах. Впоследствии эта методика была уточнена Т. А. Глебович и Н. Ю. Соколовым (1958). На основании большого числа опытов ими было установлено, что находящийся в природных водах (или введенный в них искусственно) титан в количестве 0,001—0,2 мг/л практически полностью соосаждается с 50 мг гидроокиси алюминия, образуя концентрат с содержанием около 1% TiO_2 . При этом цифра 0,2 мг/л свидетельствует вовсе не о пределе сорбции Ti гидроокисью алюминия, а лишь о том, что более высокое содержание определяется химически без предварительной концентрации. Непременным и обязательным условием соосаждения титана и гидроокиси алюминия является нейтральная или близкая к нейтральной среда раствора, так как водородные ионы препятствуют сорбции многих элементов, в том числе титана.

Как можно установить из анализов морской воды (см. табл. 41—43), у устьев термальных рек Курильского побережья в зонах нейтрализации и коагуляции таких значений рН обычно не возникает, ибо эти области постепенно пополняются все новыми и новыми порциями кислых термальных вод, реакция нейтрализации которых протекает сравнительно медленно и близ берега обычно еще далека от завершения. Благоприятные условия для соосаждения титана и алюминия, вероятно, создаются только во внешней кромке шлейфа, в зоне голубой опалесцирующей воды с рН ≈ 7 , где коагулируют последние порции коллоидного раствора гидроокиси алюминия. Поэтому взвесь, собранная нами в центре зоны коагуляции с рН около 5, совершенно не содержит титана, в то время как аналогичная взвесь, подвергшаяся гидродинамической обработке, побывавшая в силу этого в зоне с нейтральным значением рН и затем выброшенная на берег (в литоральной зоне) уже содержит 0,5—0,7% TiO_2 . Активной сорбции титана глиноземи-

Состав воды кратерного озера Кава Иджен
(Аналитик М. А.)

Компоненты	Источник в кратере			Кратерное озеро			Истоки р. Банджипати		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
H ⁺	53,77	53,77	20,69	1044,00	1044,00	56,70	940,00	940,00	53,71
Fe ³⁺	303,82	16,27	6,26	361,42	19,41	1,05	302,03	16,17	0,92
Fe ²⁺	Нет	—	—	1496,54	53,45	2,90	1476,43	52,73	3,01
Al ³⁺	1258,46	139,82	53,79	4913,12	545,91	29,65	5047,53	560,83	32,14
Ti ⁴⁺	4,88	0,42	0,16	23,42	2,01	0,11	35,14	3,01	0,17
Ca ²⁺	539,59	26,97	10,38	888,14	44,40	2,41	848,45	42,42	2,42
Mg ²⁺	122,85	10,10	3,89	698,87	57,47	3,12	735,65	60,49	3,45
K ⁺	239,02	6,13	2,36	1051,25	26,95	1,46	1072,50	27,75	1,60
Na ⁺	147,81	6,43	2,47	1100,00	47,83	2,60	1077,50	46,85	2,68
Σ	—	259,91	100,00	—	1841,43	100,00	—	1750,25	100,00
CO ₃ ''	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
HCO ₃ '	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Cl'	445,32	12,55	4,86	20561,41	579,80	31,60	19260,09	543,15	31,86
HSO ₄ '	2662,65	27,45	10,62	Нет	—	—	Нет	—	—
SO ₄ ''	10464,00	218,38	84,52	60223,02	1254,60	68,40	55770,59	1161,80	68,14
Σ	—	258,38	100,00	—	1834,40	100,00	—	1704,95	100,00
SiO ₂	171,00	—	—	72,0	—	—	72,0	—	—
p ⁵⁺	7,0	—	—	9,0	—	—	7,0	—	—
Сухой остаток	18924,0	—	—	106336,0	—	—	106336,0	—	—
pH	1,67	—	—	0,02	—	—	1	—	—
Ti/Al, %	0,39	—	—	0,48	—	—	0,70	—	—

стой взвесью способствует и то обстоятельство, что в зоне смешения воды р. Юрьева с водами Охотского моря (как установлено в результате анализов, проведенных методом ТПИ в химической лаборатории института ВСЕГИНГЕО, аналитик И. Н. Воробьева) содержатся повышенные количества титана — около $2,6 \cdot 10^{-6}\%$ против $1 \cdot 10^{-7}\%$ в нормальной морской или океанической воде.

Неравномерное соосаждение алюминия и титана четко выражено на примере упоминавшегося кислого термального потока кратерного озера вулкана Кава Иджен (Индонезия). Это озеро является уникальным по своим размерам (40 млн. м³) хранилищем ультракислых вод с pH 0,02 и предельно высоким содержанием растворенных алюминия (5 г/л) и титана (23 мг/л) (табл. 46).

Небольшое количество воды просачивается из озера под плотиной на внешнюю сторону кратера, где образует серию мелких ручейков, сливающихся затем в ультракислый ручей Банжипати с общим дебитом порядка 20 л/сек. В местах выхода вод на внешней стенке кратера в результате сильного испарения в сухой период, приводящего к пересыщению раствора, происходит интенсивная садка легко растворимых прозрачно-белых, желтеющих на поверхности сернокислых солей — главным образом кристаллогидратов алюминия Al₂(SO₄)₃ · nH₂O, содержащих в своем составе от 30 до 50% конституционной воды и более 70% Al₂(SO₄)₃ в минеральной части. Кроме сернокислого алюминия среди солей присутствует незначительное количество сернокислого железа, магния, калия и натрия, а в некоторых пробах встречена не-

и вытекающей из него р. Банжипати
(Канакина)

Верхнее течение р. Банжипати (3 км от кратера)			Р. Банжипати у с. Блаван (12 км от кратера)			Р. Банипутих у с. Левунг (30 км от кратера)		
мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
397,0	397,00	42,19	12,00	12,00	19,15	Нет	—	—
1465,73	78,02	8,29	47,74	2,56	4,09	1,12	0,06	0,63
Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
3126,34	347,37	36,91	222,59	24,73	39,48	1,59	0,17	1,78
26,84	2,25	0,24	1,68	0,14	0,22	Нет	—	—
757,55	37,88	4,03	314,47	15,72	25,10	77,90	3,89	40,73
386,21	31,76	3,37	12,87	1,06	1,69	39,42	3,24	33,93
335,00	18,84	2,00	45,50	1,17	1,87	15,55	0,40	4,19
642,50	27,93	2,97	121,00	5,26	8,40	41,24	1,79	18,74
—	941,05	100,00	—	62,64	100,00	—	9,55	100,00
Нет	—	—	—	Нет	—	Нет	—	—
Нет	—	—	—	Нет	—	10,98	0,18	1,92
9289,87	261,98	30,73	791,68	22,32	36,66	102,92	2,90	30,98
Нет	—	—	550,96	5,68	9,33	Нет	—	—
28399,65	590,44	69,27	1578,72	32,89	54,01	301,42	6,28	67,10
—	852,42	100,00	—	60,89	100,00	—	9,36	100,00
86,0	—	—	115,50	—	—	45,60	—	—
3,60	—	—	1,2	—	—	0,20	—	—
54944,0	—	—	4216,0	—	—	756,0	—	—
1,0	—	—	2,01	—	—	7,46	—	—
0,86	—	—	0,75	—	—	—	—	—

большая примесь (до 10%) хлористых соединений. Солей титана не обнаружено (табл. 47). Наряду с кристаллогидратами алюминия и других металлов на отдельных участках русла ручья (под водой) высаживается гипс в виде крупных друз и щеток прозрачных шестоватых кристаллов длиной до 5—8 см.

Временное прекращение миграции алюминия происходит при интенсивном испарении в связи с образованием кристаллогидратов, выпадающих из пересыщенного раствора, образующих близ выхода вод сплошной покров солей толщиной 20—30 см. Это приводит к обогащению фильтрующихся из озера вод титаном. Действительно, при кажущемся сходстве состава воды озера и ручьев на внешней стороне кратера (см. табл. 46, анализы 2 и 3) в последних отмечается повышенное содержание растворенного титана — до 35 мг/л, т. е. на 50% больше, чем в воде озера. При дальнейшем движении кислых вод по склону вулкана абсолютное содержание титана за счет разбавления другими водами несколько снижается, отношение Ti:Al неуклонно растет до тех пор, пока раствор находится в состоянии насыщения сернокислым алюминием, и на мелководных участках ручья продолжается садка кристаллогидратов.

На рис. 31, по данным табл. 46 и 47, графически изображен рост отношения Ti:Al (в %) в водах термальной реки по мере удаления от вулкана. Проба 1 (рН 1,67) взята из небольшого кислого источника непосредственно в кратере, в месте выхода вод на поверхность. Эти воды еще не подвергались испарению, и Ti:Al в них составляет всего 0,39%. В водах кратерного озера, интенсивно испаряющихся (проба 2, рН 0,02),

Таблица 47

Состав водных вытяжек растворимых солей в верховьях р. Банжипати

Состав водной вытяжки		Проба											
		512			514			515			516		
		мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %	мг/л	мг · экв/л	мг · экв %
Катионы	H ⁺	2,32	2,32	7,30	0,47	0,47	3,32	0,21	0,21	1,54	0,02	0,02	0,21
	Fe ³⁺	47,36	2,54	7,99	13,95	0,75	5,30	9,14	0,49	3,58	0,19	0,01	0,10
	Fe(OH) ²⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	28,83	0,79	8,24
	Al ³⁺	203,94	22,66	71,28	89,73	9,97	70,51	85,59	9,51	69,57	51,75	5,75	59,96
	Al(OH) ²⁺	1,10	0,05	0,15	2,20	0,10	0,71	5,28	0,24	1,76	24,20	1,10	11,47
	Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
	Ca ²⁺	"	—	—	"	—	—	13,00	0,65	4,75	"	—	—
	Mg ²⁺	22,07	1,81	5,69	23,37	1,92	13,58	20,98	1,72	12,58	16,60	1,36	14,18
	K ⁺	35,50	0,91	2,86	8,00	0,20	1,42	47,50	0,12	0,88	3,20	0,08	0,83
	Na ⁺	30,50	1,50	2,71	16,75	0,73	5,16	16,75	0,73	5,34	11,10	0,48	5,01
Σ	—	31,79	100,00	—	14,12	100,00	—	13,67	100,00	—	9,59	100,00	
Анионы	Cl'	79,17	2,23	7,24	69,27	1,95	13,96	Нет	—	—	Нет	—	—
	HSO ₄ '	102,82	1,06	3,44	9,70	0,10	0,72	5,82	0,06	0,41	"	—	—
	SO ₄ '	1321,44	27,53	82,32	573,16	11,92	85,32	698,88	14,56	99,59	453,06	9,44	100,00
	Σ	—	30,82	100,00	—	13,97	100,00	—	14,62	100,00	—	9,44	100,00
	ΔΣ	—	0,97	—	—	0,17	—	—	0,95	—	—	0,15	—
Влажность, в %		49,30			34,69			37,23			32,80		
Воднорастворимые соли, в %		50,70			61,56			62,77			67,20		
Нерастворимый остаток, в %		Нет			3,75			Нет			Нет		
pH водной вытяжки		2,70			3,38			3,72			4,67		

отношение Ti к Al составляет уже 0,48%; на выходе кислых вод на внешнюю поверхность кратера, где роль испарения еще более возрастает (проба 3, рН 1), отношение Ti к Al повышается до 0,70% и вниз по течению ручья продолжает увеличиваться, так как садка кристаллогидратов алюминия в верхнем течении ручья еще не прекращается. В пробе 4, взятой из ручья Банжипати, в месте пересечения его дорогой на наблюдательный пункт Кава Иджен (3 км от кратера, рН 1), отношение Ti к Al достигает 0,86%. Высокое отношение Ti к Al сохраняется и дальше; так, у с. Блаван (18 км от кратера) после значительного разбавления термальных вод и увеличения дебита почти до 0,5 м³/сек в растворе при рН 2,01 сохраняется 222,59 мг алюминия и 1,68 мг титана на 1 л воды (проба 5), отношение Ti к Al продолжает оставаться довольно высоким — 0,75%. Таким образом, на протяжении 12 км при последовательном повышении рН вод от 0,02 до 2,01 титан продолжает мигрировать в растворенном состоянии, не выделяясь во взвесь или осадок.

О миграции титана в растворимом состоянии на этом участке свидетельствуют также сравнительные количества алюминия и титана, переносимые ручьем Банджипати в верховьях и у с. Блаван. Так, в верховьях ручья при дебите 20 л/сек в растворе ежесекундно выносятся 100 г алюминия и 700 мг титана; 12 км ниже, у с. Блаван, при расходе воды 500 л/сек за это же время в растворе перемещается 110 г алюминия и 850 мг титана. Суточный расход растворенного титана у с. Блаван на значительном удалении от кратера составляет около 75 кг.

У южной окраины с. Блаван кислые воды р. Банжипати сливаются с пресными водами ручья Сат, имеющими рН 5,8 и дебит около 1 м³/сек. Кроме того, в русле ручья Банжипати в этом же месте выходит группа горячих карбонатно-хлоридно-натриевых источников с рН 6,2 и общим дебитом 5—10 л/сек, воды которых также вливаются в кислый ручей и увеличивают в нем содержание щелочей и щелочно-земельных металлов.

В месте слияния кислых и пресных вод, равно как и в местах впадения вод горячих источников, происходит интенсивная коагуляция геля гидроокиси алюминия в виде густых колышащихся облаков — скоплений хлопьевидной белесой взвеси. Начало коагуляции заметно на быстрине в нескольких метрах ниже слияния вод ручьев Банжипати и Сат, где за четкой границей смешения вод, обозначенной «облаком» взвешенных хлопьев, начинается заметное белесое помутнение. Именно отсюда и далее вниз по течению образовавшаяся в результате слияния двух прозрачных ручьев довольно значительная по дебиту мутная горная речка получила название Банипутих, что по-индонезийски значит «Белая Вода».

Река Банипутих, приняв еще несколько притоков в верховьях, течет затем на север в узком каньоне среди туфов и лав постройки вулкана и у с. Левунг, примерно в 20 км от с. Блаван (см. рис. 15), попадает в головное сооружение ирригационной системы Асембагуса. Здесь эта вода имеет рН уже выше 7 и более густую, чем в верховьях, беловато-мутную окраску, — содержание взвешенной мути достигает в ней 0,5 г/л. Расход воды у плотины с. Левунг и в центральном оросительном канале составляет от 3200 до 4900 л/сек, обычно около 4000 л. Эта вода направляется далее в обширную оросительную систему, обслуживающую рисовые поля общей площадью более 50 км². Только один раз в году, в конце дождливого сезона, когда сбрасываются избыточные кислые воды оз. Кава Иджен, р. Банипутих отключается от оросительной системы и по старому сухому руслу на 2—3 дня отводится в море. В эти дни, по рассказам местных жителей, в море возникает обширный желтый шлейф и прибрежная фауна (включая рыбу) гибнет.

Ниже в табл. 48 приведены: химический состав отстоявшейся хлопьевидной взвеси, собранной в одной из ванн, заполненной водами нейтрального горячего источника и ручья Банжипати, у южной окраины с. Блаван (проба 216); белого налета на камнях ниже слияния ручьев Банжипати и Сат (проба 215); взвеси, собранной у головной плотины с. Левунг (проба 217).

Анализ цифр этой таблицы показывает, что взвесь представлена главным образом соединениями алюминия, основу которых составляет свободный глинозем, переходящий в содовую вытяжку. Кремнезем, присутствующий от 14 до 21%, преимущественно силикатный и, вероятно всего, связан с неизвлекаемыми содовой вытяжкой алюмосиликатами (10—12%). Конституционная вода (15—19%), без всякого сомнения, связана со свободным глиноземом в коагулировавшем геле гидроокиси алюминия. Присутствие остальных компонентов весьма незначительно. Спектрально, кроме приведенных в таблице, обнаружены V (сотые доли %) и следы Mn, Pb, Cu, Zr.

Естественно считать, что в ходе нейтрализации кислых вод ручья Банжипати пресными водами ручья Сат во взвесь должны перейти гидроокислы не только алюминия, но и титана, находившиеся до этого в растворе в количестве 1,68 мг/л (см. табл. 46). По-видимому, именно этот коагулировавший титан и присутствует во взвеси в количестве 0,13—0,29%. Это обстоятельство выявляется при рассмотрении отношения Ti к Al, но уже не в растворе, а в образовавшейся в результате нейтрализации вод р. Банжипати взвеси гидроокислов алюминия.

Для проб 216 и 215 в пересчете на элементы эти отношения составят 0,48 и 0,42% к валовому алюминию и 0,69 и 0,61% к свободному глинозему, извлеченному содовой вытяжкой (см. рис. 35).

Здесь следует обратить внимание на то, что при таком пересчете мы сознательно допускаем по крайней мере две неточности. Во-первых, в самом начале коагуляции во взвесь перешел далеко не весь алюминий, находящийся в растворе, поэтому в расчете Ti:Al во взвеси и растворе количество первого явно занижено. Во-вторых, во взвеси мо-

Таблица 48

Химический состав взвеси р. Банипутих
(в % на воздушно-сухую навеску)
(Аналитик К. С. Горина)

№ пробы	SiO ₂			TiO ₂	Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	CaO
	определено всего	в том числе кварц	в том числе аморфный		общей	в том числе свободный					
216	13,98	—	—	0,17	34,86	—	6,50	0,33	1,69	Нет	0,72
215	14,26	0,07	1,06	0,13	36,47	24,57	2,64	0,37	0,97	Нет	0,60
217	21,32	0,19	1,50	0,29	29,51	25,23	5,48	1,16	1,76	0,01	0,99
		0,19	2,13			17,30					

Окончание

№ пробы	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	S	SO ₃	Cl	Σ
216	0,11	0,16	0,10	18,93	17,24	0,80	0,33	0,07	3,56	0,17	99,72
215	0,64	0,12	0,10	18,03	19,21	0,56	0,16	0,12	6,08	0,05	100,51
217	0,89	0,23	0,13	15,69	17,82	0,24	1,72	Нет	2,16	0,15	99,55



Рис. 30. Шлейф коагулировавшей взвеси гидроокиси алюминия в Охотском море у устья р. Сев. Чирип (о. Итуруп)

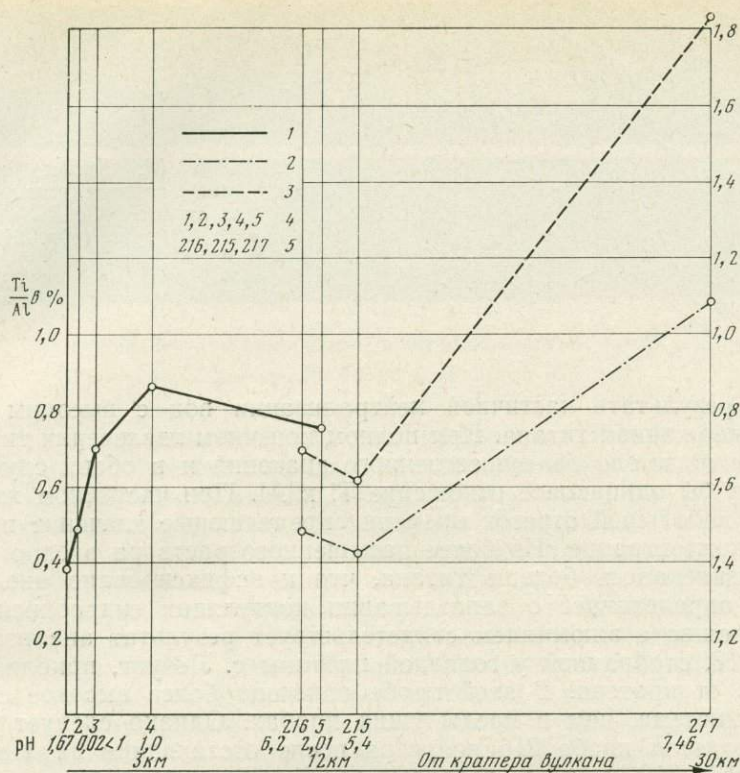


Рис. 31. Отношение Ti к Al (в %) в водах и взвесах оз. Кава-Иджен и вытекающей из него р. Банипутих

1 — отношение Ti к Al в кислом растворе; 2 — отношение Ti к общему Al во взвесах; 3 — отношение Ti к Al, извлеченному содовой вытяжкой во взвесах; 4 — анализы проб воды (табл. 46); 5 — анализы проб взвеси (табл. 48).

По горизонтальной оси нанесены примерные расстояния точек опробования от кратера вулкана

жет присутствовать какое-то количество терригенного титана, так что истинное количество коагулировавшего из раствора титана, вероятно, несколько меньше. Нетрудно заметить, что введение соответствующих поправок (уменьшение числителя и увеличение знаменателя) и в том, и в другом случаях может только уменьшить, а отнюдь не увеличить цифру соотношения. Следовательно, полученные соотношения Ti/Al в пробах 216 и 215 мы вправе рассматривать как максимальные, заведомо завышенные по отношению к раствору. Несмотря на это, соотношение Ti и Al на первом этапе коагуляции во взвеси все же заметно ниже, чем в исходном растворе, что означает только одно: некоторая часть титана не улавливается взвесью и продолжает миграцию (в виде тонкого коллоида или растворимого комплексного соединения), несмотря на существенную нейтрализацию исходного раствора.

О неполном извлечении титана из раствора косвенно свидетельствует и сравнение анализов проб 216 и 215. Взвеси эти представляют результат нейтрализации одного и того же исходного раствора и отобраны практически в одном и том же районе у с. Блаван, однако во взвеси пробы 215 при более высоком содержании алюминия содержание титана несколько ниже. Дело заключается в том, что взвесь пробы 215 образовалась: после интенсивного разубоживания вод р. Банжипати водами р. Сат, почти вдвое более обильными, когда «удельное» содержание титана в растворе существенно понизилось, в то время как взвесь пробы 216 образовалась в устье небольшого термального источ-

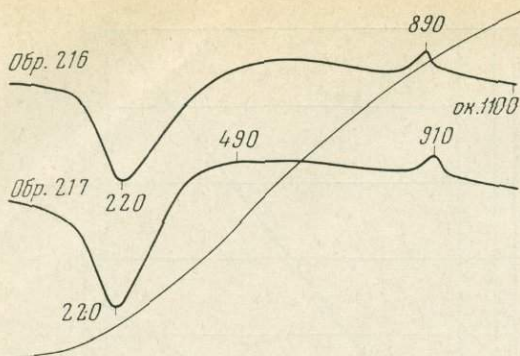


Рис. 32. Кривые нагревания проб глиноземистой взвеси у с. Блаван (обр. 216) и у с. Левунг (обр. 217)

ника в результате частичной нейтрализации вод с высоким «удельным» содержанием титана. При полном конечном извлечении титана это различие не имело бы существенного значения и в обоих случаях мы получили бы одинаковое отношение Ti к Al . При частичном же извлечении в небольшой отрезок времени определяющее значение имеет исходная концентрация. Из более насыщенного раствора в одно и то же время извлекалось больше титана, что и зафиксировано анализом.

Еще определеннее о запаздывании коагуляции гидроокиси титана по сравнению с алюминием свидетельствует результат анализа взвеси пробы 217, отобранной у головной плотины с. Левунг, приблизительно в 30 км от кратера. В этой пробе отмечено более высокое содержание кремнезема, чем в предыдущих пробах. Однако следует иметь в виду, что если проба 216 получена после отстаивания 32 л воды, то проба 217—320 л, т. е. терригенная примесь здесь была в 10 раз больше. Как мы увидим ниже, наличие терригенных алюмосиликатов в последней пробе четко выявляется и по данным рентгеноструктурного анализа, в связи с чем содержание алюминия здесь более низкое (валовое — 29,5%, в содовую вытяжку перешло 17,3%). Содержание же титана, наоборот, повысилось до 0,29%, так что отношение Ti к Al резко возросло до 1,09% к общему алюминию или до 1,84% к алюминию, перешедшему в содовую вытяжку (свободному глинозему). Иными словами, именно на этом участке, когда рН вод поднялся выше 7, основная масса растворенного титана соосаждается вместе с алюминием.

В целом рассмотрение соотношения Ti и Al на 30-километровом участке стока ультракислых вод кратерного оз. Кава Иджен показывает устойчивость титана в растворе с рН до 2,01, замедленную коагуляцию в начале нейтрализации вод и сравнительно активное соосаждение с алюминием в конце процесса. Это объясняется тем, что в данном случае в силу резко различных концентраций исходных компонентов коагуляция титана осуществляется значительно медленнее, чем алюминия, а соосаждение титана гидроокисью алюминия осуществляется наиболее эффективно в нейтральной среде. Поэтому гидроокиси алюминия проб 215 и 216, появившиеся в самом начале процесса коагуляции при рН 5—6, содержат малое количество соосаждения титана, в то время как гидроокись пробы 217, собранная после почти полной коагуляции при рН 7,46, когда в воде реки осталось лишь 1,6 мг алюминия на 1 л (анализ 6, табл. 46), относительно обогащена титаном.

Высушенные взвеси проб 216 и 217 были подвергнуты термическому и рентгеноструктурному анализам.

Кривые нагревания, полученные Д. А. Виталем (рис. 32), четко фиксируют явление потери воды гидроокисью алюминия при температуре около 220° и осложнены экзотермическим эффектом при температуре 890—910°, который объясняется либо реакцией соединения глинозема и

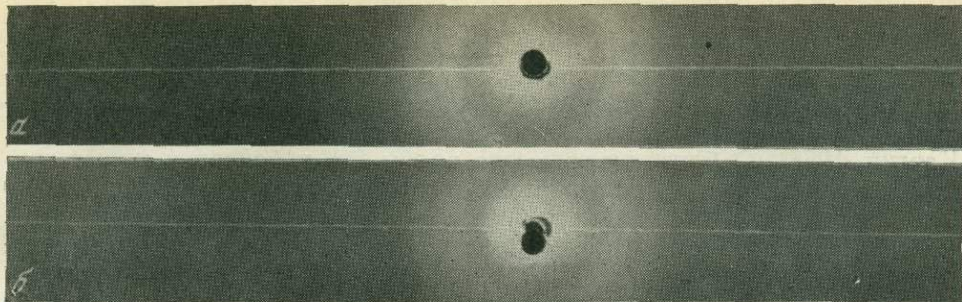


Рис. 32а. Рентгенограммы проб глиноземистой взвеси
а — у с. Блаван (обр. 216); б — у с. Левунг (обр. 217)

кремнезема с образованием муллита (Белянкин, Иванов, 1936), либо, согласно опытам Инслея и Юилла, кристаллизацией γ -глинозема в присутствии кремнекислоты (Insley, Ewell, 1935).

Рентгенограммы, полученные в лаборатории ВСЕГИНГЕО под руководством Ц. М. Райтбурд, свидетельствуют прежде всего о слабой степени кристалличности вещества (рис. 32а; табл. 49). На рентгенограмме пробы 216 различаются два кольца вуали: в пределах межплоскостных расстояний 5,39—4,07 Å — относительно более интенсивное — и в пределах 3,67—3,29 Å — менее сильное. Кроме того, наблюдаются широкие расплывчатые линии с межплоскостными расстояниями 2,27; 1,73 и 1,49 Å. На рентгенограмме пробы 217 видны сходные вуали — с большей интенсивностью в пределах 5,5—4,5 Å и накладывающаяся на нее вуаль с меньшей интенсивностью в пределах 4,5—3,29 Å. Кроме того, имеются тонкие четкие линии хорошо раскристаллизованного явно постороннего вещества с межплоскостными расстояниями 4,12; 3,20 и 2,51 Å.

Зная химический состав и условия образования взвесей (коагуляция геля гидроокиси алюминия), можно предположить, что здесь мы имеем дело с началом кристаллизации байерита (проба 216) и гидраргиллита

Таблица 49

Расчет рентгенограмм проб глиноземных взвесей р. Банипутих*

Проба 216		Проба 217		Байерит		Гидраргиллит	
d/n	1	d/n	1	d/n	1	d/n	1
5,39 } 4,07 } 3,67 } 3,29 }	4в 3в 3в 3в	8,7	3в 4в 4в 2т 3в 3т 2т	4,71	10 8	4,83 4,33 3,30 2,45	10 6 3 5
		5,5					
		4,5					
		4,12					
		3,29					
		3,20					
		2,51					
2,27	2ш			2,21	10		
1,73	1ш			1,71	7		
1,49	1ш						

* Камера РКД диаметром 57,3 мм на Со-излучении с Fe-фильтром; снимались столбики диаметром 0,26 мм, интенсивность оценивалась визуально по пятибалльной системе; в — вуаль (фигурная скобка — начало и конец вуали); т — тонкая четкая линия; ш — широкая расплывчатая линия. Основные линии байерита и гидраргиллита — по X. П. Руксби (1955).

(проба 217), основные линии которых находятся в пределах вуалей, зафиксированных рентгенограммами. Это хорошо согласуется и с теоретическими представлениями, поскольку переход искусственных коллоидных частиц гидроокиси алюминия в гидраргиллит в результате кристаллизации соответствующего золя доказан экспериментально (Берестнева, Каргин, 1955). О близости вещества пробы 216 к байериту может свидетельствовать также и то обстоятельство, что при нагревании ее до 600° близкие к байеритовым линии межплоскостных расстояний 2,27; 1,73; 1,49 Å исчезли и новая рентгенограмма оказалась почти идентичной рентгенограмме пробы 217. Как известно, байерит представляет собой весьма неустойчивое вещество и очень быстро переходит в гидраргиллит (Седлецкий, 1945; Руксби, 1955). Четкие тонкие линии пробы 217 $cd/n = 4,12; 3,20$ и $2,51$ расшифровываются как примесь терригенных полевых шпатов.

Таким образом, взвесь, формирующаяся в 12—30 км от вулкана в результате нейтрализации кислых вулканических вод, содержащих растворенные алюминий и титан, по своим физико-химическим свойствам и «титановому модулю» представляет собой бокситоподобное вещество, причем по мере движения взвеси в водной среде «титановый модуль» заметно возрастает.

Деятельность термальных рек, в ходе которой растворенные железо и особенно алюминий перемещаются на довольно значительные расстояния от вулканов и в конце концов выделяются из водных потоков в виде гидроокислов соответствующих элементов, наиболее характерна для вулканических областей островных дуг. Следы этой деятельности, как мы уже знаем, фиксируются в виде зон гидротермально измененных пород и осадочных месторождений железных руд на путях движения кислых водотоков. Поэтому сведения об осветленных зонах, так же как и о месторождениях окисных железных руд, образованных поверхностными водотоками, с учетом положения термальных рек вулканических областей, существенно дополняют наши представления о масштабах этого процесса. Более того, сравнение деятельности термальных потоков вулканических дуг, находящихся в разных климатических областях и, стало быть, в разных условиях формирования поверхностных вод, составляющих основу термальных водотоков, позволяет наметить некоторые особенности поведения железа и алюминия в зависимости от избытка или недостатка атмосферных вод. Рассмотрим в этом плане, не боясь неизбежных повторений, деятельность поверхностных водотоков вулканических областей Курильской островной дуги, Японии, Алеутских островов и Индонезийского архипелага, составляющих западную дугу грандиозного вулканического кольца Тихого океана, отдельные части которой проявляют активную вулканическую деятельность в самых разных климатических областях земного шара.

На Курильских островах из 90 вулканов 39 действующих, что составляет около 10% всех действующих вулканов мира (рис. 33). Активность курильских вулканов, по ряду наблюдений являющаяся в настоящее время «слабым отзвуком доледниковой», выражается главным образом в энергичной фумарольной деятельности, которая отмечена почти на всех островах Большой Курильской гряды (Горшков, 1957, 1958). В результате этой деятельности как на потухших, так и на действующих вулканах образовались обширные зоны измененных пород, часто сопровождаемые месторождениями самородной вулканической серы (Власов, 1958; Саватеев, 1958). Фумарольная деятельность значительного числа вулканов, таких, как Эбеко и Карпинского на о. Парамушир, Креницина на о. Онекотан, Кунтоминар на о. Шиаткотан, Ушишир на о. Рыпонкича, Палласа на о. Кетой, Кудрявый, Богдан Хмельницкий, Мачеха и Берутарубе на о. Итуруп, Менделеева и Головина на о. Кунашир и других, сопровождается интенсивной гидротермальной деятель-

ностью. Дебит весьма кислых (рН 1—2) термальных источников во многих случаях измеряется десятками литров в секунду. Эти источники составляют основу многочисленных, так называемых «серных», рек, в большом количестве стекающих со склонов действующих вулканов в Тихий океан и Охотское море. Достаточно упомянуть кислые термальные реки Юрвева и Горшкова на о. Парамушир, Марью и Дарью на о. Уруп, Северный и Южный Чирипы, Грязную, Серную и Медвежью на о. Итуруп, Лесную и Озерную на о. Кунашир и др. В реках и ручьях с рН выше 3 происходит разделение железа и алюминия: окисляясь при выходе источника на поверхность, железо выпадает из ра-

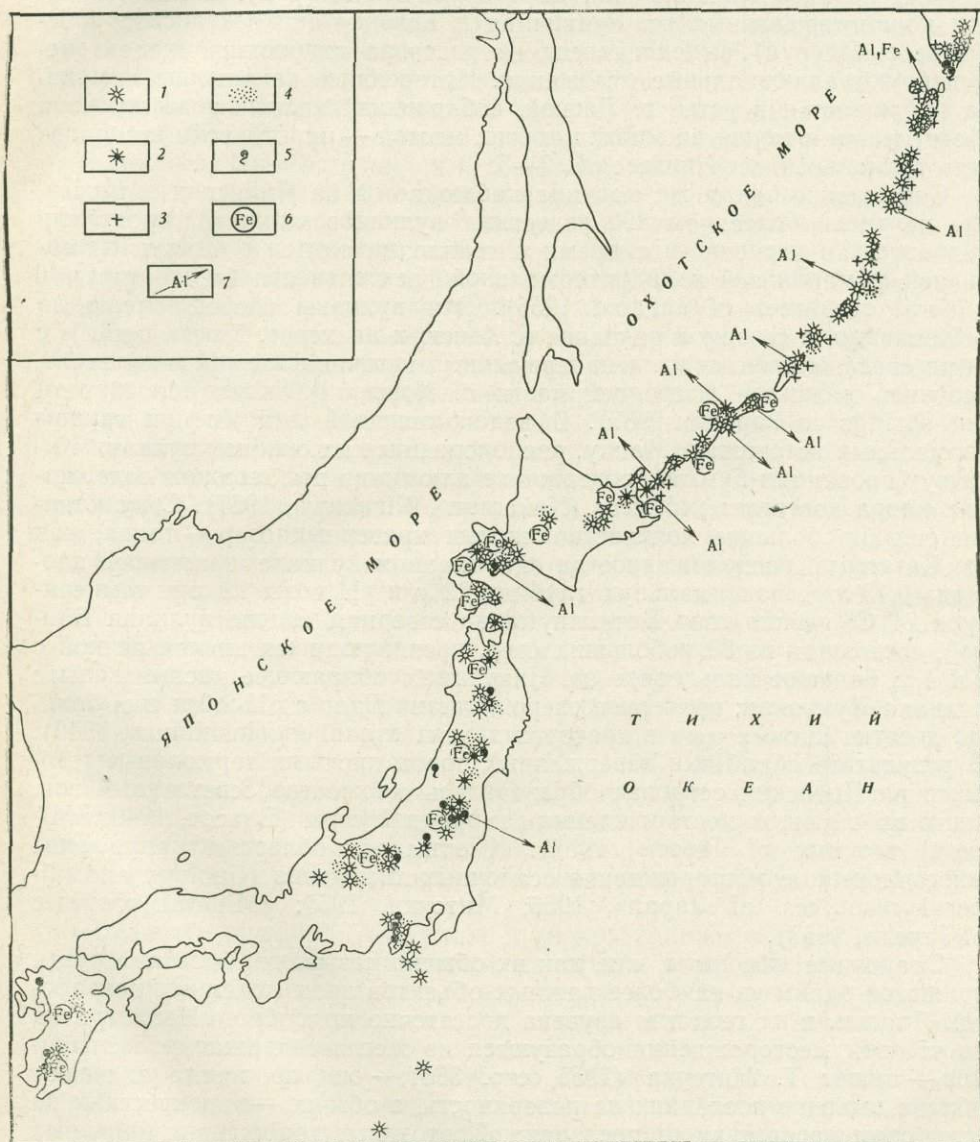


Рис. 33. Схема перемещения железа и алюминия в областях современного вулканизма Курильских и Японских островов

1 — действующие вулканы; 2 — действующие вулканы с кратерными озерами; 3 — фумарольные поля; 4 — зоны современного осветления пород; 5 — кислые источники; 6 — накопление окисного железа на суше; 7 — вынос растворенного алюминия в море

I — р. Юрвева; месторождения: II — Лимонитовый Каскад; III — Кутлан; IV — Гумма

створа, образуя либо лимонитовую взвесь, либо корку пористого «губчатого» лимонита, переходящего затем в гетит. Это явление наблюдается ярче всего на островах южной группы, где оседающий лимонит образует месторождения. Так, на о. Итуруп в цепи проточных озер кальдеры вулкана Богдан Хмельницкий в результате деятельности группы источников с рН около 3 и общим дебитом около 60 л/сек образовалось уже упоминавшееся месторождение Лимонитовый Каскад, запасы которого увеличиваются каждые сутки более чем на тонну лимонита (Зеленов, 1960₂). Многометровые толщи лимонита, образованные выпадающим из термальных источников окисляющимся железом, наблюдаются на склонах вулкана Берутарубе (о. Итуруп). В нижней части долин термальных рек Рудничная и Грязная (тихоокеанское побережье о. Итуруп) выделяющиеся из раствора гидроокиси железа цементируют аллювиальные отложения. Интенсивное накопление лимонита наблюдается в устье р. Лесной, собирающей кислые воды вулкана Менделеева, а также во многих других местах — практически везде, где есть термальные источники с рН 3—5.

Совершенно такая же картина наблюдается на Японских островах, где из числа более чем 200 известных вулканов около 30 проявляли активность в историческое время и сейчас находятся в стадии интенсивной фумарольной и гидротермальной деятельности («Geology and mineral resources of Japan», 1956). Эти вулканы сосредоточены на о. Хоккайдо, в северной половине о. Хонсю и на юге о. Кюсю, причем с ними связаны десятки кислых термальных источников с рН меньше 3,9, особенно развитые в средней части о. Хонсю («Distribution map of hot springs in Japan», 1957). В водах типичной для Японии группы термальных источников Манцу, расположенных на склонах вулкана Кусатту (провинция Гумма), содержание алюминия при высоком содержании хлора достигает 245 мг/л (Nakamura, Niriukawa, 1957). С вулканами связано большое количество кислых кратерных озер — таких, как оз. Катанума, расположенное на одноименном вулкане и имеющее площадь 0,15 км², максимальную глубину 22 м и рН воды 1,4 при температуре 24°С; группа озер Босикинума на северном склоне вулкана Бандай, состоящая из 80 небольших озер, дренирующихся кислой речкой с рН 4,5; большое кальдерное оз. Никузима, собирающее кислые воды с вулкана Нумузири; кратерное озеро вулкана Дзао с рН 2,2 и еще больше десятка кислых озер в кратерах других вулканов (Ioshimura, 1940). В результате обработки изверженных пород кислыми термальными водами на Японских островах образовалось множество осветленных зон, часто вмещающих месторождения самородной серы (Власов, 1949; «Mineral province of Japan», 1957). К этим же областям приурочены многочисленные месторождения осадочных лимонитов (Geology and mineral resources of Japan», 1956; Митсухи, 1955; «Mineral province of Japan», 1957).

Осадочные лимониты, или, как их обычно называют, болотные руды, являются одним из наиболее важных объектов промышленных разработок Японии, и их геология изучена достаточно подробно. «Несмотря на то что эти месторождения образуются из железосодержащих источников, — пишет Т. Митсухи (1955, стр. 364), — они не всегда залегают вблизи выходов последних на поверхность, а обычно — в депрессиях на некотором расстоянии от последних. Поэтому месторождения болотных руд находятся на горных склонах, в долинах, на террасах, на аллювиальных равнинах, особенно в болотах. В общем характер их залегания скорее находится в тесной связи с современной топографией, чем с подземным геологическим строением. Боковые породы этих месторождений представлены вулканическими и пирокластическими породами типа андезита, липарита, агломератов, туфов и вулканических обломков. Рудные месторождения образуют слоистые или лентообразные тела со-

сравнительно резкими контактами с боковыми породами. Форма в плане — различная для разных месторождений. Некоторые месторождения имеют округлые или эллиптические контуры, другие характеризуются удлинёнными формами. Мощность месторождений меняется от 1 и менее до 30 м и более. Обычно они обладают незначительной мощностью в краях и значительной — в центре».

Важнейшие рудники, на которых разрабатываются болотные руды, находятся на о. Хоккайдо (месторождения Кутиан) и в северо-западной части о. Хонсю (Гумма), т. е. в местах наиболее интенсивной вулканической деятельности. Месторождения Кутиан приурочены к террасовым отложениям, состоящим главным образом из пирокластического материала. Многочисленные рудные тела имеют мощность от 2,5 до 30 м и покрыты наносами мощностью от 5 до 25 м. Месторождения рудника Гумма залегают у подножия действующего вулкана Кусатту и занимают значительную линейно вытянутую площадь длиной 220 м и шириной 30—200 м в древней долине. «Вдоль средней части долины мощность залежи изменяется и в верхней части потока составляет около 20 м, в средней — 10—20 м, а в нижней всего лишь несколько метров и сходит на нет. Незначительная депрессия у верхнего конца потока указывает на место выхода минеральных источников, образовавших месторождение болотной руды» (Митсухи, 1955, стр. 366). Среднее содержание железа в болотных рудах Гуммы составляет 49,5%.

Как можно видеть, болотные руды Японии по условиям образования совершенно идентичны лимонитовым накоплениям Курильских островов. Поскольку в термальных водах Японии, так же как и на Курильских островах, присутствуют существенные количества алюминия, который в лимонитовых месторождениях не отлагается, можно с уверенностью предположить, несмотря на отсутствие прямых данных, что в районах Кутиан и Гумма, а вероятно, и во многих других районах Японии имеет место интенсивный вынос алюминия в море.

Несколько иначе обстоит дело на островах Алеутской дуги, которая по активности вулканической деятельности мало уступает Курильской (рис. 34). Здесь (не считая Аляски) насчитывается более 20 действующих вулканов, и в историческое время зафиксировано множество крупных извержений, в ряде случаев приводивших к изменению конфигурации островов возникновению новых (например, появление острова-вулкана Богослов в 1796 г.). Однако термальные источники здесь редки, а кратерные озера отсутствуют (Coats, 1950). Исключение составляет лишь вулкан Большой Ситхин (на одноименном острове), где наблюдается крупная зона обеленных и разложённых пород, в которой фиксируются интенсивная фумарольная деятельность и кислые термальные источники с рН около 2 и высоким содержанием хлора (Simons, Mathewson, 1955).

Бедность вулканов Алеутской дуги кратерными озерами и кислыми термальными реками становится понятной, если обратиться к климатической характеристике района Алеутских островов. Здесь большую часть года господствует зима, и осадки, которых выпадает около 1000 мм в год, накапливаются в основном в виде снега. В короткие периоды таяния снегов воды быстро скатываются по мерзлой земле в море, в лучшем случае лишь увлажняя верхний слой почвы. Подземные воды не образуются, и поэтому процессы разложения пород, а стало быть, и перераспределения железа и алюминия, несмотря на активную фумарольную деятельность, на островах Алеутской дуги резко подавлены и проявляются лишь в отдельных локальных участках. В этой области выноса термальными водами железа и алюминия в морские бассейны практически не происходит.

Прямой противоположностью Алеутской дуге является Индонезийский архипелаг, расположенный в экваториальной тропической области.

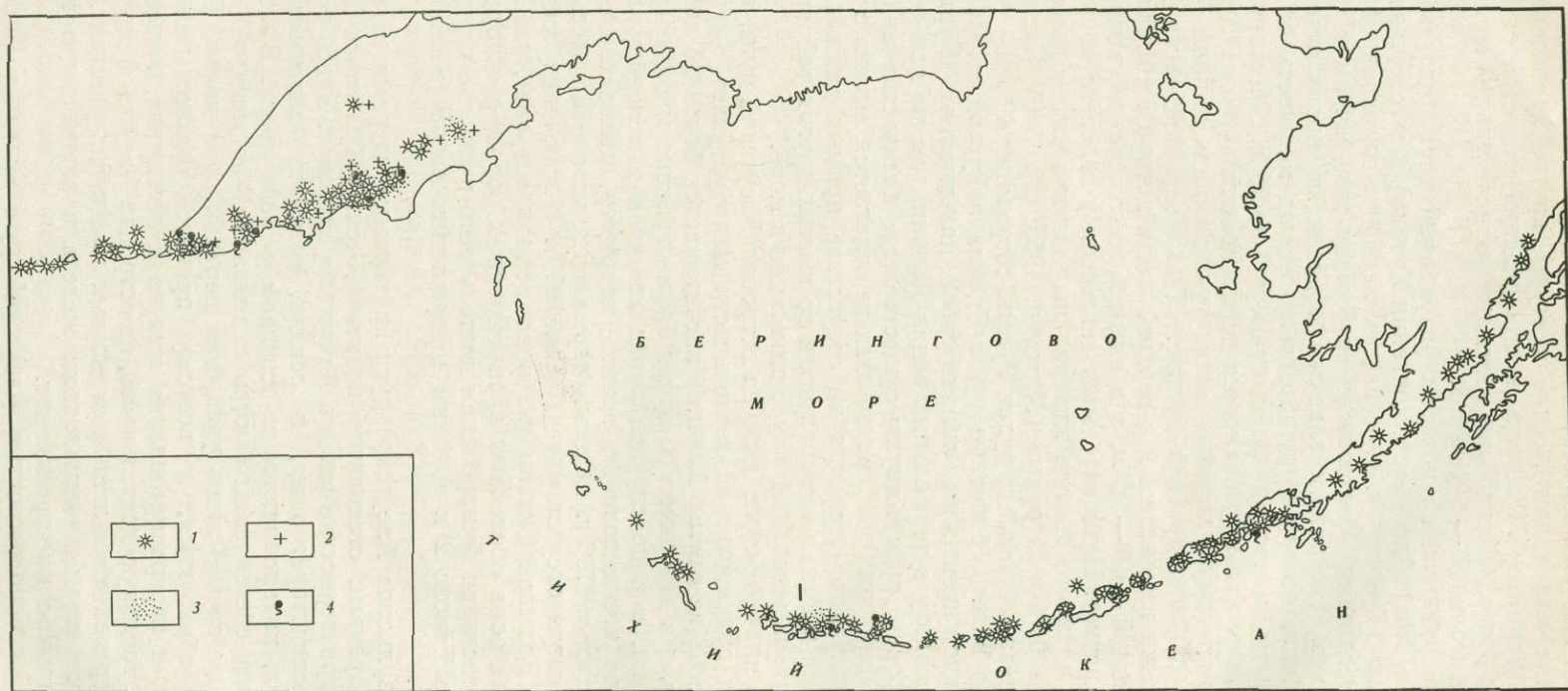


Рис. 34. Схема гидротермальной деятельности в областях современного вулканизма Камчатки, Алеутских островов и Аляски
 1 — действующие вулканы; 2 — фумарольные поля; 3 — зоны осветленных пород; 4 — кислые термальные источники
 I — Большой Ситхин

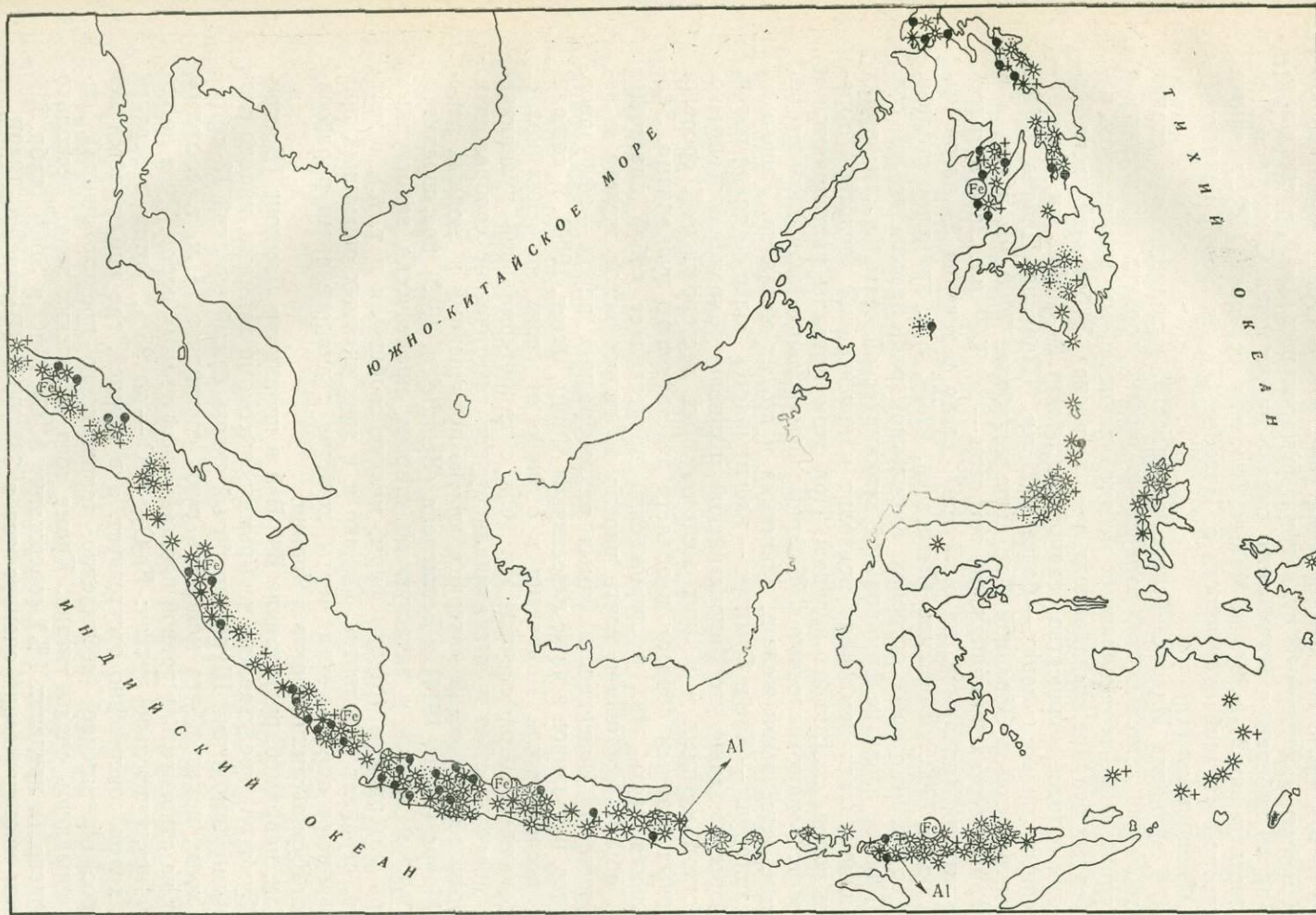


Рис. 35. Схема перемещения железа и алюминия в вулканических областях Индонезийского архипелага
Условные обозначения см. на рис. 38

Этот архипелаг представляет собой самую богатую вулканами область земного шара, где на нескольких островах расположено около половины всех действующих вулканов мира. По данным Беммелена (1957) и Нейман Ван-Паданга (1951, 1953), здесь известно более 500 вулканов, в том числе 177 действующих (рис. 35). В стадии фумарольной деятельности находятся 88 вулканов и фумарольных полей, расположенных вдоль побережья Индийского океана на островах Суматра и Ява (соответственно 21 и 36), на Малых Зондских островах (10), а также на северо-восточной оконечности о. Целебес (7), на Новой Гвинее (3) и на Филиппинах (11).

Для вулканов Индонезийского архипелага, находящихся в стадии фумарольной деятельности, характерно обилие горячих источников и кратерных озер, обусловленных весьма значительным количеством атмосферных осадков, выпадающих в этих районах. В большей части Индонезии годовое количество осадков составляет 2—3 тыс. мм, а на наветренных горных склонах — более 4000 мм (Иванова, Павлов, 1958). В Центральной и Западной Яве выпадает более 7000 мм в год, а в отдельных местах Филиппинских островов — до 9000 мм. Зарегистрированы случаи (например, на о. Лусон), когда в течение 24 часов выпало более 1000 мм осадков (Беммелен, 1957), т. е. примерно столько, сколько на некоторых островах Курильской гряды не выпадает и за год.

Широкое развитие фумарольной вулканической деятельности наряду с обилием влаги неминуемо приводит к интенсивной кислотной обработке пород, слагающих вулканы. При этом металлы растворяются и выносятся; многочисленные и обширные фумарольные поля сложены породами, лишенными железа, алюминия и других металлов. Только на двух островах — Яве и Суматре — насчитывается более 30 таких полей.

Известно также, что Индонезийский архипелаг обладает большим количеством крупных и мелких железорудных месторождений, сосредоточенных главным образом в области действующего вулканизма. Значительная часть этих месторождений представляет собой пластовые тела, обычно состоящие почти нацело из гидроокислов железа и залегающие на поверхности самых разнообразных пород — эффузивов, сланцев, песчаников и даже известняков (Mohr, Varen, 1954). К сожалению, исследователи Индонезии в отличие от своих японских коллег не делали попыток связать эти тела с гидротермальной вулканической деятельностью и высказывали другие генетические соображения. Поэтому геологический материал, кратко приведенный в сводных работах Моора (Mohr, 1944) и Беммелена (Bemmelen, 1949) под определенным углом зрения и зачастую по старым, практически недоступным теперь материалам (отчеты фирм, мелкие сообщения и т. д.), естественно, страдает неполнотой. Однако и в этих скудных описаниях проскальзывают определенные черты сходства с аналогичными образованиями Курильских островов и Японии.

Так, например, рудное поле Вэй-Вэй в провинции Лампонг (Восточная Суматра) представлено четырьмя невысокими холмами, нацело сложенными лимонитом. Шурф, пробитый сквозь самый высокий 13-метровый холм, показал, что мощность руды составляет 14 м, т. е. холмы стоят на относительно ровной площадке эффузивных пород. Руда по составу исключительно чистая: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — до 95%. Титан в верхней зоне холма совершенно отсутствует, а в нижней, где наблюдается некоторое обогащение (несомненно, терригенного происхождения), определены лишь следы титана. Кроме того, в нижних зонах несколько повышено (в пределах 1%) содержание Al_2O_3 , MnO и SnO_2 (табл. 50). Запасы месторождения оцениваются в 335 000 т (Bemmelen, 1949).

Судя по описанию, лимонитовые холмы поля Вэй-Вэй поразительно сходны с рудными холмами месторождения Лимонитовый Каскад на о. Итуруп (Курильская гряда), где среди эффузивов ровной долины

Лимонитовой Протоки возвышаются 12-метровые холмы лимонитов, образующиеся в результате осаждения железа из вод термальных источников (Зеленов, 1960₂). Оба эти месторождения аналогичны как по составу руд (см. табл. 27), так и по форме залегания и масштабам.

В других местах Суматры пласты осадочных лимонитов отмечены в горах Сукаданы, где так называемые «болотные» руды, представленные почти чистыми лимонитами ($Fe_2O_3 - 72,74\%$), залегают в виде пласта мощностью 1—1,5 м у границы базальтовых лавовых потоков; отдельные участки такой руды отмечаются в горах Раджаба (в 11 км от вершины); валуны «пористых» лимонитов, образующиеся, по всей вероятности, в результате разрушения холмов, подобных Сукадане и Вэй-Вэй, отмечены на Суматре у Квала Бое и Тжот Плуе, Виа, Тапа Тиан и во многих других местах. На Яве осадочные лимониты залегают на вулканических брекчиях и конгломератах Южного Приангана, на склонах вулкана Гунунг Петкарджем; на Флоресе в горах Воло Бези, Воло Бопо, Воло Акор, на склонах у потоков Вай Бери и Вай Мере и т. д. (Mohr, 1964). Там, где это можно установить, осадочные лимониты повсюду располагаются близ вулканов, находящихся в стадии фумарольной деятельности (см. рис. 40). Нет сомнения, что перечисленные месторождения отнюдь не отражают всей полноты процесса, однако и они достаточно убеждают в том, что в вулканических областях Индонезийского архипелага накопление лимонитов вблизи вулканов идентично охарактеризованному на Курильских островах и в Японии.

Иначе, по-видимому, обстоит дело с алюминием. Как известно, красноцветные почвы Западной Индонезии, особенно хорошо изученные на о Яве, содержат есьма существенные количества свободного глинозема, а в некоторых участках глинозем является даже преобладающим компонентом почв. Обычно это явление объяснялось процессами латеритизации, т. е. выносом почвенными водами кремнекислоты и накоплением остаточного глинозема. Однако отсутствие свободного Al_2O_3 в дренируемых областях и преоблада-

Таблица 50

Состав лимонитов Восточной Суматры и Курильских островов (в %)

Район	Место взятия образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CuO	SnO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	As_2O_3	S	SO_3	CO_2	C	H_2O^+	H	$-O_2H$	
Восточная Суматра	Шурф на 14-метровом холме поля Вэй-Вэй, верхняя зона	1,95	0,23	93,20	2,67	Нет	0,500,030,120,200,20	—	—	0,020,01	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—	0,50	100,03	—	—
	То же, средняя зона	9,60	0,53	84,85	1,03	Следы	1,200,080,780,100,10	—	—	0,440,01	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	1,70	100,62	—	—
	То же, нижняя зона	21,80	0,86	67,48	1,20	*	1,000,050,960,200,20	—	—	0,570,01	—	—	—	—	—	—	—	Нет	—	5,95	100,28	—	—
Курильские острова	Тихое озеро, осадок Лимонитовая протока, осадок	1,61	1,29	56,73	10,75	0,06	—	—	—	0,260,231,480,231,33	—	—	—	—	—	—	—	0,85	0,06	16,89	99,56	71,51	—
	о. Итуруп	0,38	0,55	72,92	4,06	сл.	—	—	—	0,130,140,090,150,93	—	—	—	—	—	—	—	0,19	1,50	13,29	99,45	24,82	—
о. Кунашир	Кислый ручей, осадок	8,53	3,02	61,56	2,82	0,36	—	—	—	0,190,050,110,150,25	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,70	14,13	101,28	52,97	—
	р. Лесная, осадок	1,87	0,62	70,62	1,49	0,33	—	—	—	0,110,030,080,130,32	—	—	—	—	—	—	—	0,43	1,80	13,87	100,20	64,33	—

ние его в пониженных участках — в болотах, на рисовых полях, в долинах рек — дают основание считать, что здесь мы имеем дело не с остаточным, а с привнесенным свободными глиноземом. Особенно характерным примером накопления привнесенного Al_2O_3 представляются отложения высохших озер на плато карстовых известняков близ Джокьякарты (плато Севу). По описанию Моора (Moer, 1964), эти отложения представляют красные земли, весьма сходные с образованиями типа «терра-росса», и содержат свободную гидроокись алюминия.

Упомянутое плато Севу («Страна тысячи Гор») к югу от Джокьякарты, которое автору удалось бегло осмотреть в августе 1962 г., представляет собой южный борт обширной плиоцен-плейстоценовой депрессии, располагающейся в разрушенных карстом миоценовых рифоподобных известняках свиты Вонасари. Возраст депрессии датируется остатками древнеплейстоценовой фауны тапиров и носорогов, обнаруженной Конигсвальдом в пещерах известняков плато (Konigswald, 1939). По мнению Паннекока, эта фауна свидетельствует о «гумидных и даже болотистых» условиях того времени (Pannekoeck, 1949). Участки «красных земель» лежат в единой плоскости, полого поднимающейся по склону депрессии, и в большинстве случаев представляют собой четко очерченные сухие впадины бывших озер, обрамленные гирляндами конусовидных холмов известняков. Существенно, что красноцветы имеются только на северном склоне плато, обращенном внутрь депрессии Вонасари; на южном склоне, обращенном к морю, их нет. Отсутствуют «красные земли» и на выходах аналогичных известняков к западу от Джокьякарты, за пределами депрессии. В то же время сходные красноцветы (также строго в одной плоскости) залегают в южном предгорье хребта Кидул Себелан Селатан, составляющего северный борт депрессии и сложенного разнообразными миоценовыми эффузивами свит Бутак и Нларанган и мергелями свиты Самбипиту, подстилающими в разрезе известняки свиты Вонасари. Так же как и на известняках южного борта, красноцветы представлены здесь озерными отложениями и четко отделены от коренных пород тонкой белесой каолинизированной зоной выветривания последних. Мощность красноцветов закономерно увеличивается от краев к центру впадины. Центральная (наиболее пониженная) часть депрессии выполнена черными, весьма плодородными почвами, по простиранию сменяющими красноцветы и лежащими непосредственно на известняках Вонасари (рис. 36). Таким образом, депрессия Вонасари отчетливо представляется единым заболоченным по периферии постплиоценовым бассейном стока, в воды которого не могли не поступать продукты древних вулканов-гигантов Мерапи и Лаву, возвышавшихся над депрессией с северо-запада и северо-востока. Коагулирующие гидроокиси железа и алюминия, по-видимому, смешивались с преобладающим количеством переработанного пеплового материала и рассеивались в нем, не создавая сколько-нибудь заметных концентраций. Именно этот процесс полной отработки термальных вод без выхода в море и поглощения почвой коагулировавших гидроокислов алюминия и железа можно наблюдать сейчас на современных рисовых полях различных районов Явы, когда нейтрализующиеся термальные воды (например, р. Банипутих, воды источников Чиатер и др.) вливаются в общую оросительную систему.

Следует оговориться, что сказанное выше отнюдь не отрицает реально существующего процесса латеритизации пород тропических областей, описание которого не входит в задачу настоящей работы. Необходимо лишь отметить, что красноцветы красноцветами рознь. Эта мысль высказана самими исследователями латеритного процесса, которые довольно осторожно отоносятся к трактовке латеритного происхождения почв Западной Индонезии. Дамс (Dames, 1949), изучавший бурые и красные

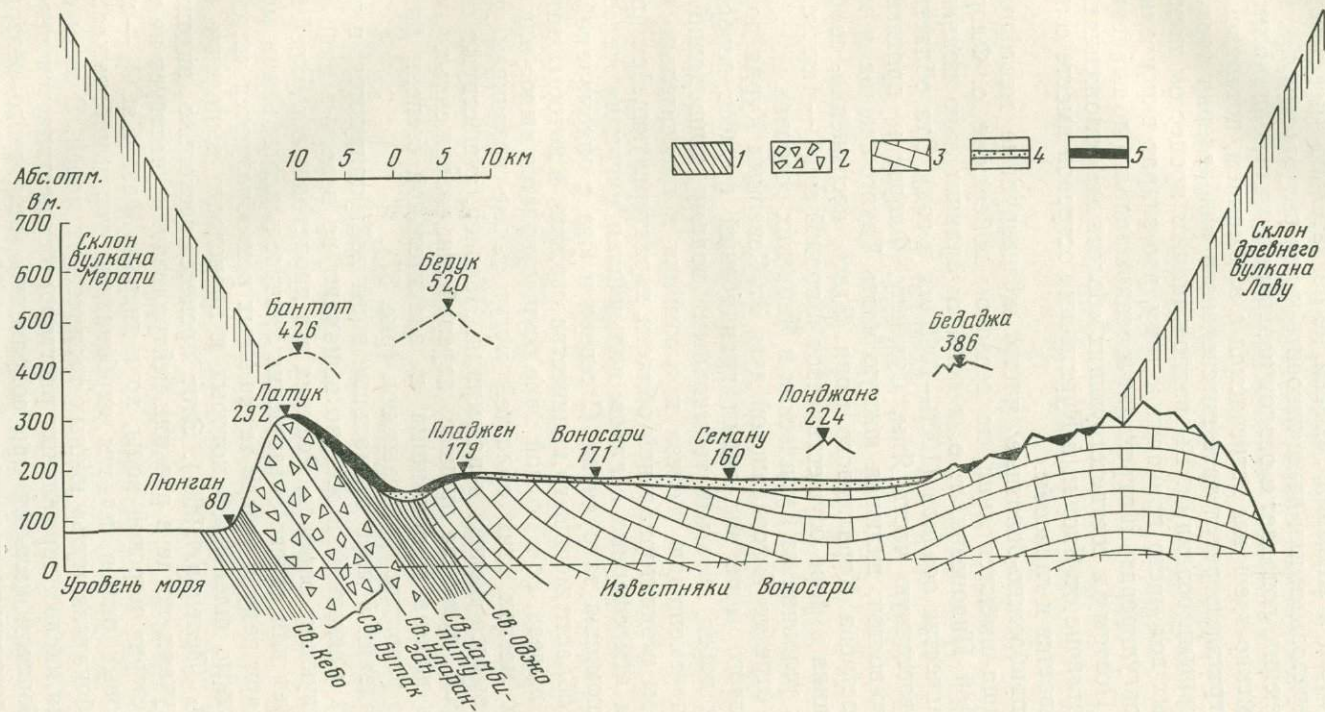


Рис. 36. Структурное положение долины Воносари и красноцветов Страны Тысячи Гор (Центральная Ява)

1 — сланцы; 2 — туфобрекчии; 3 — известняки; 4 — черноцветы; 5 — красноцветы

почвы, покрывающие большую часть Явы и развитые главным образом на вулканических отложениях плиоценового и четвертичного возраста, отрицает их латеритовое происхождение и считает, что истинные латериты до сих пор на Яве не обнаружены. Прескотт и Пендлетон (Prescott, Pendleton, 1952), подводя итог разбору строения почв Индонезии, заключают: «Нет сомнения в том, что почвы, красные по цвету и богатые окислами железа и алюминия, совсем не обязательно (not necessarily) считать латеритовыми или даже относить к латериту» (стр. 39). Алюминий, без сомнения, попадает в осадок разными путями; однако вероятнее всего, что именно здесь мы встречаемся с алюминием, потерявшим способность миграции в результате интенсивного разбавления термальных вод атмосферными осадками. Вызванное данным процессом повышение рН проточных вод часто приводит к тому, что гидрат окиси алюминия вынужден коагулировать и переходит в осадок задолго до впадения этих вод в море. Поэтому в соответствующих «болотных» отложениях Явы и Суматры в отличие от Японии и Курильских островов вместе с лимонитом накапливается и глинозем.

Мелкие прибрежно-болотные чисто железорудные месторождения японского типа имеются лишь на северном побережье о. Флорес — в Юго-Восточной Индонезии, т. е. в области сравнительно пониженного годового количества осадков (1000—2000 мм в год). Эта область охватывает юго-восточную часть Явы, Сумбаву, Флорес и протягивается далее на юго-восток, включая южную часть Тихого океана и находящиеся там острова Кораллового моря. Здесь, несомненно, свободный вынос алюминия в море осуществляется в полной мере — так же, как в аналогичных условиях на Курильских и Японских островах.

Итак, на отрезке Тихоокеанской дуги от Северных Курил до островов Кораллового моря мы видим грандиозный процесс переработки изверженных пород кислыми термальными водами, приводящий к выделению и перемещению железа и алюминия в относительно чистом виде. При этом в экваториальной области, характеризующейся чрезмерным обилием атмосферных осадков, дальнейшая миграция железа исключена, а алюминия затруднена. С севера и юга с описываемой зоной соседствуют области меньшего количества осадков, в которых затруднена миграция железа, но в полной мере осуществляется вынос алюминия. В отдельных местах этих областей могут также возникать условия совместного выноса железа и алюминия. Наконец, существуют области типа Алеутской дуги, где процесс переработки изверженных пород и перемещения железа и алюминия в значительной степени подавлен из-за слабого развития грунтовых вод (рис. 37).

После впадения в море термальные воды нейтрализуются, и растворенные в них алюминий и железо выпадают во взвесь в виде гидратов соответствующих окислов. Реакция эта происходит в верхней пленке моря и требует для своего завершения значительных объемов морской воды, благодаря чему у устьев термальных рек образуются многокилометровые мутные шлейфы, в которых и происходит выделение взвеси $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ (Зеленов, 1960₁). Этот процесс несколько видоизменяется в тех случаях, когда в реакции нейтрализации участвует не только «щелочной резерв» морской воды, но и твердая фаза $CaCO_3$ — известняки коралловых рифов, пласты карбонатных толщ побережья, взвешенная «карбонатная муть» южных тропических морей. В этом случае нейтрализация кислых термальных растворов осуществляется непосредственно карбонатом кальция при сохранении «щелочного резерва» и, стало быть, достаточно высоком значении рН среды. Реакция нейтрализации происходит в значительно меньших объемах морской воды, что обеспечивает высокую концентрацию коагулирующей взвеси.

В северной области, у берегов Курильских островов и Японии, благоприятные условия для накопления взвеси гидратов окислов железа и

алюминия сейчас отсутствуют. Взвесь здесь смешивается с большим количеством терригенного материала и под влиянием гидродинамического режима Охотского моря и Тихого океана практически рассеивается.

Иная обстановка существует в южной части Тихого океана, где как раз в зоне максимального выноса алюминия из вулканических областей располагаются острова с заливами-атоллами, отгороженными от действия волн коралловыми рифами.

Обзор литературы показывает, что почвы южных коралловых островов («Red Earth» американских геологов) содержат большое количество

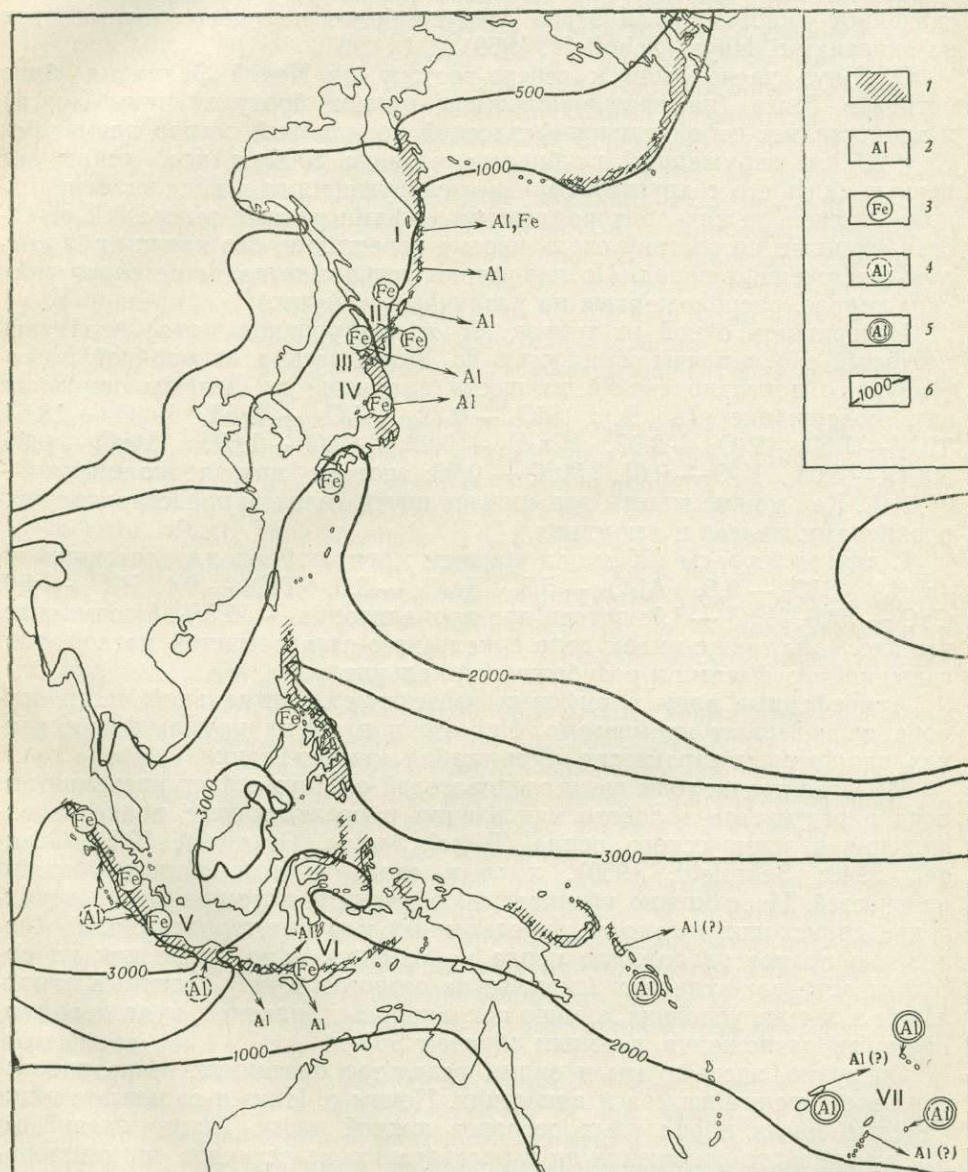


Рис. 37. Схема перемещения железа и алюминия в областях современного вулканизма западной части Тихого океана

1 — области современного вулканизма; 2 — вынос алюминия в море; 3 — накопление окисного железа на суше; 4 — накопление алюминия в почвах; 5 — накопление алюминия на коралловых островах; 6 — линии равного количества атмосферных осадков (в мм по Л. С. Бергу)

I — р. Юрьева; месторождение: II — Лимонитовый Каскад; III — Кутян; IV — Гумма; V — Вэй-Вэй; VI — о. Флорес; VII — о. Ниуз

во Al_2O_3 , причем соотношения SiO_2 и Al_2O_3 очень малы (Blakie, 1949). Так, на западных островах Самоа $SiO_2:Al_2O_3$ колеблется от 0,12 до 0,54; на Соломоновых островах — 0,33; на о. Ниуэ — меньше 0,04 (Glangel, 1949). Повсюду эти почвы лежат на коралловых известняках, причем исследователи часто подчеркивают полное отсутствие связи их с нерастворимым остатком подстилающих карбонатных пород. Господствует мнение, что почвы коралловых островов образовались в ходе разложения расположенных вблизи них вулканических пород поверхностными процессами.

Однако есть данные, позволяющие относиться настороженно к выказанной гипотезе. Для этого следует более подробно остановиться на описании о. Ниуэ (Schofield, 1959).

О. Ниуэ расположен к северо-востоку от Новой Зеландии близ островов Тонга (на противоположном от них борту впадины Тонга) и представляет собой одинокий плоский коралловый остров размерами 25×20 км, окруженный глубинами порядка 5000 м, что исключает всякую связь его с другими горными сооружениями в недалеком прошлом. Сложен он нацело коралловыми рифами разных генераций, представляющими по составу очень чистые известняки, без каких-либо следов изверженных пород. По периферии острова выделяется серия морских террас, расположенных на различных уровнях.

Поверхность одной из террас (75 м над уровнем моря) оказалась покрытой слоем почвы мощностью до 30 см, весьма однородной по составу, что доказано серией из шести анализов; по данным одного из них содержание (в %): SiO_2 — 0,32, Al_2O_3 — 38,58, Fe_2O_3 — 28,54, TiO_2 — 1,50, P_2O_5 — 2,02, Cr_2O_3 — 0,22, CaO — 1,67, MgO — 0,55, Na_2O — 0,04, K_2O — 0,01, MnO — 0,05; потери при прокаливании — 26,64%. Как можно видеть, эта «почва» почти целиком представлена гидроксидами железа и алюминия.

С другой террасы (25 м над уровнем моря) собран ил, состоящий из (в %) SiO_2 — 0,6, Al_2O_3 — 5,5, Fe_2O_3 — 3,0, TiO_2 — 0,1, P_2O_5 — 4,0, CaO — 27,6, MgO — 1,7; потери при прокаливании — 55,5%. Несомненно, что здесь мы также имеем дело с железисто-глиноземистой массой, обогащенной фосфатами и разубоженной кальцитом.

Атмосферные воды в рифовых известняках центральной части острова не содержат кремнезема. Нет его и в самих рифовых известняках, для которых характерна лишь слабая доломитизация.

Имеется предположение исследователей о. Ниуэ о формировании его почв в результате эолового накопления и последующего полного разложения вулканического пепла (Birgel, Seelye, Grangel), 1939; Grangel, 1949; Schofield, 1959), хотя в этой гипотезе остается много неясностей. Невозможно убедительно объяснить, почему эоловое накопление происходит только на определенных морских террасах, чем обусловлено полное разложение пепла на о. Ниуэ, в то время как на соседних островах-вулканах (скажем, на островах Кука) пепловые накопления в тех же условиях хорошо сохранились и, наконец, куда девались продукты разложения, главным образом SiO_2 .

Очевидно, здесь-то мы и видим результат описанных выше процессов перемещения железа и алюминия. Почвы о. Ниуэ и сходные с ними красные земли коралловых островов южной части Тихого океана не имеют никакого отношения ни к растворению известняков, ни к эоловому переносу и разложению вулканического пепла. Это накопление взвеси $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, которая образовалась в результате выделения гидроксидов железа и алюминия из морских вод, вынесенных туда в растворе термальными водами.

Сходное с террасовыми «почвами» о. Ниуэ накопление морских бокситовых пород отмечается Тречманом (Trechman, 1952) на плейстоценовых коралловых рифах у северного берега Ямайки, находящейся

в аналогичных с Японией климатических условиях (Берг, 1938), сравнительно недалеко от расположенных у моря действующих вулканов Антильской дуги и Панамского перешейка. Коралловая порода этих рифов изменена пятнами в темно-бурую массу до глубины 0,3—0,6 м в полосе шириной до 30 м от края скалы. В этой массе заметна структура ветвистых и массивных кораллов. Такое изменение распространяется от берега в пределах всплеска волн и частично отмечается в депрессиях, из которых морская вода выпаривается, образуя небольшие соляные корки. Бурой массы не видно ни за пределами водяных брызг, ни на позднегерцинических породах, на которых покоится коралловый риф. Химический состав бурой массы следующий (в %): SiO_2 — 9,60, TiO_2 — 0,75, Al_2O_3 — 29,67, Fe_2O_3 — 6,53, MgCO_3 — 8,30, CaCO_3 — 21,33, NaCl — 0,53, потери при прокаливании — 14,64%.

Тречман отмечает слабое развитие сходных бокситовых пород также и на белых известняках, образующих береговую линию. Вблизи берега нет настоящих бокситов, они известны в 80 км западнее порта Антонио на Ямайке. Происхождение морских бокситовых пород осталось Тречману неясным. Он предполагает, что глинозем и другой материал могли поступать из слоев, подстилающих подводный склон, и фиксироваться на скалах благодаря развитию здесь зеленых водорослей.

По-видимому, в этом примере мы имеем еще один случай перемещения морем выделившейся в результате смешения термальных и морских вод взвеси $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и ее последующего осаждения на коралловых рифах.

Сравнение анализов взвеси из приустьевой части р. Юрьева, сохранившейся в литоральной зоне о. Парамушир (Зеленов, 1960₁), морских бокситов на рифовых известняках волноприбойной полосы северного берега Ямайки (Тречман, 1952) и «почв» морской террасы о. Ниуэ (Schofield, 1959), приведенное в табл. 51, показывает, что повсюду мы встречаем один и тот же материал — взвесь $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$. В первом случае эта взвесь разубожена терригенным SiO_2 , а также солями морской воды; во втором — органоманным CaCO_3 . В последнем случае взвесь $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ наблюдается в наиболее чистом виде, отмытая от карбонатов и морских солей.

Рассмотренные примеры деятельности кислых термальных рек достаточно убедительно указывают на интенсивное перемещение растворенных вулканогенных рудообразующих компонентов за пределы области активного вулканизма и их последующее участие в седиментации. Определяющей особенностью этого процесса является неизбежная нейтрализация металлоносных кислых термальных вод по ходу потока или бассейна стока. В результате этой реакции формируется хемогенная взвесь гидроокислов рудообразующих компонентов, практически свободная от каких-либо посторонних терригенных примесей. В определенных благоприятных условиях, особенно при наличии в бассейне стока карбонатов, которые заметно интенсифицируют реакцию нейтрализации, обильное осаждение выделившихся гидроокислов может привести к рудным скоплениям.

Весьма существенно, что образующаяся таким образом взвесь неизбежно проходит коллоидную стадию. А как известно, коагулирующие коллоиды, особенно в начальные моменты своего существования, обладают весьма высокими сорбционными свойствами и способны извлекать из раствора и соосаждать широкий круг редких и рассеянных элементов. Поэтому коагулирующая взвесь гидроокислов железа и алюминия, особенно в условиях нейтральной или слабощелочной среды бассейна стока, активно концентрирует титан, марганец, никель, ванадий, хром, молибден, медь, свинец, серебро, цинк и другие элементы даже в тех случаях, когда эти элементы находятся в сопутствующем растворе в весьма далеких от насыщения количествах.

Таблица 51

Состав взвеси $Al_2O_3+Fe_2O_3$ (в %) на побережье Охотского моря, Ямайки и о. Ниуэ

Характер осадка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	TiO	MnO	CaCO ₃	MgCO ₃	NaCl	CaSO ₄ + +MgSO ₄	P ₂ O ₅	C	H ₂ O	Σ
Заплески взвеси на камнях литоральной зоны о. Парамуир	20,94	20,73	14,79	0,69	Сл.	0,30	Нет	9,75	4,25	1,80	5,31	15,87	94,43
Боксит на современных рифовых и плейстоценовых известняках в волноприбойной полосе у северного берега Ямайки	9,60	29,67	6,53	0,75	—	21,33	8,30	0,53	—	—	—	14,64	91,35
Почвы о. Ниуэ	0,32	38,58	28,54	1,50	0,05	2,98	1,15	—	—	—	—	24,73	97,85

И, наконец, важно то обстоятельство, что осадок, образованный в бассейне стока накоплением коллоидов гидроокислов железа и алюминия, пространственно может быть непосредственно не связан с породившей его вулканической зоной. В этом случае — точно так же, как, например, в хорошо изученном терригенном осадконакоплении — весьма четко различаются области питания (вулканическая зона), транспортировки (термальная река) и седиментации (бассейн стока). Нетрудно видеть, что седиментация, которой предшествует полная нейтрализация термальных вод, может осуществляться в полную силу главным образом там, где поступающие вулканические образования (например, кислые воды) уже не в силах изменить физико-химические условия окружающей среды. Особенно ярко это проявляется в местах развития карбонатов, не испытывающих непосредственного влияния вулканизма и особенно интенсивно высаживающих глиноземистую и железистую коллоидную взвесь.

Изложенные в предыдущих главах факты свидетельствуют о том, что при наземном вулканизме наряду с механическим перераспределением значительных масс вещества, поступающего из глубин Земли на ее поверхность, одновременно осуществляется химическая переработка изверженного материала, способствующая интенсивному вовлечению вулканических продуктов в осадочный процесс. Выделяются по крайней мере два активно действующих механизма перемещения изверженных рудных компонентов далеко за пределы собственно вулканической зоны. Действие первого проявляется непосредственно в ходе извержения, когда мелкодробленный пирокластический силикатный материал сорбирует на своей поверхности коллоиды железа, марганца, титана и многих других элементов, поступающих из земных недр в газовой фазе. В силу этого обстоятельства взрывной материал переносимый взрывом и воздушными потоками на значительные расстояния, оказывается «зараженным» разнообразными элементами, способными как к дальнейшей миграции в водной среде, так и к последующей концентрации в определенных благоприятных условиях. Вторым весьма действенным поставщиком рудообразующих компонентов в обширные бассейны седиментации являются кислые термальные воды, разрушающие силикатные породы и выносящие за пределы вулканической области растворенные металлы. Количество вынесенных продуктов в первом случае пропорционально массе рассеянного по земной поверхности пирокластического материала, во втором — определяется объемами возникающих гидротермально измененных пород. Грандиозные масштабы как первого, так и второго процессов позволяют считать зоны активного вулканизма реальными источниками вещества многих осадочных пород и руд.

Следует, однако, иметь в виду, что проявления наземного вулканизма представляют собой лишь часть общепланетарной вулканической деятельности, в значительной степени скрытой от глаз наблюдателя толщей океанических вод. Естественно, что физико-химические условия водной среды, отличной от атмосферы, существенно влияют на общий ход вулканического процесса.

Рассмотрению особенностей подводного вулканизма и посвящена следующая часть работы.

ВУЛКАНИЗМ ЛОЖА МИРОВОГО ОКЕАНА
И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ

Океанографические исследования последних лет, проведенные советскими исследователями на кораблях «Витязь», «Обь», «Лена», «Михаил Ломоносов», а также материалы американских, английских, датской и шведской кругосветных экспедиций убедительно показали, что океанические глубины скрывают большое количество молодых вулканических структур. Непрерывным эхолотированием, сопровождающимся сбором донных отложений, обнаружены цепи вулканических гор, отдельные многокилометровые конические вулканы и обширные лавовые поля практически на всей площади ложа мирового океана.

Материалы исследований подводного рельефа, проведенных «Витязем» по весьма обширной западной области Тихого океана (Удинцев, 1960), показали исключительную сложность строения этого интереснейшего участка земной коры (рис. 38). Известно теперь, что ложе океана «разделено на ряд котловин системой широких океанических валов, в большинстве случаев несущих на себе многочисленные подводные горы и острова. Характерной особенностью ложа океана является существование краевых валов, протягивающихся вдоль окаймляющих ложе океана глубоководных желобов. В местах стыка краевых валов располагаются обычно крупные подводные возвышенности. Широко распространены обособленные вулканические горы, часть которых поднимается своими вершинами над водой, образуя острова. Многие острова тропической зоны океана являются коралловыми постройками, венчающими вершины подводных вулканических гор. Дно котловин западной половины Тихого океана представляет преимущественно холмистые равнины, различающиеся между собой по сложности рельефа. Местами обнаружены плоские пространства дна» (Удинцев, 1960, стр. 5). При этом вулканические сооружения «...разбросаны без видимой связи с какой-либо системой зон или линий на дне океанических котловин, концентрируются широкими зонами на поверхности океанических валов и располагаются по системам линейных валов в островных дугах» (там же, стр. 16).

Г. Менард, обработавший материалы экспедиций Скриппсовского океанографического института и Электронной лаборатории флота США, предполагает, что на дне Тихого океана существует не менее 10 000 вулканических сооружений высотой более 1 км. Эта цифра получена в результате статистического анализа прерывных эхограмм центральной части Тихого океана, экстраполированных на весь Тихий океан с учетом различия морфологических провинций. Такая же цифра — 10^4 — получается и при других методах подсчета. Значительная часть вулканических островов и подводных вулканов вместе с коралловыми островами, растущими на вулканическом основании, и с плосковершинными горами-гайотами, представляющими собой бывшие вулканические острова, абрадируемые морем и ныне находящиеся глубоко ниже его уровня,

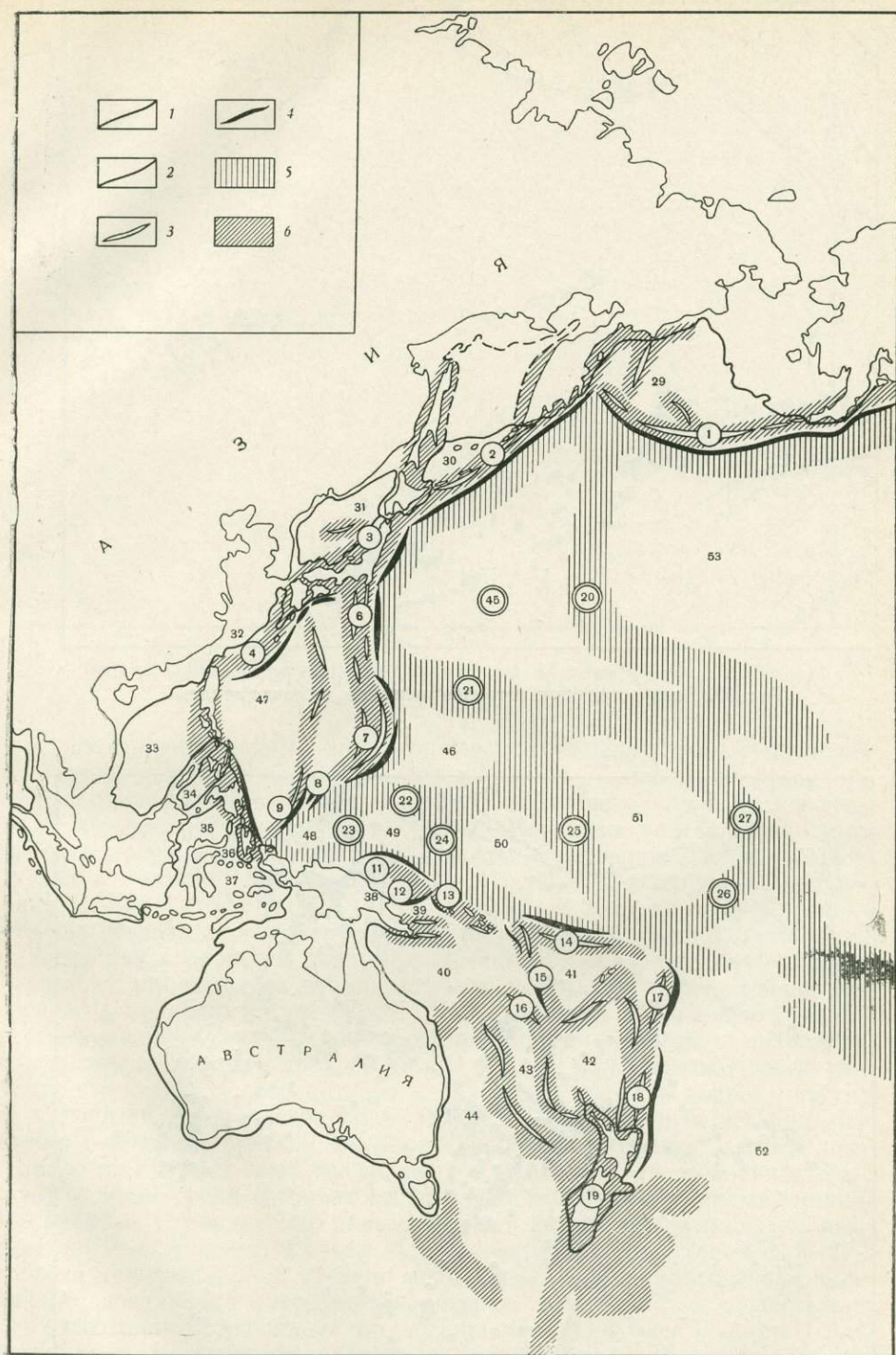


Рис. 38. Схема рельефа дна западной части Тихого океана (по Удинцеву, 1960)

1 — край материковой отмели; 2 — край прибрежной отмели, там, где его положение резко отличается от положения края материковой отмели; 3 — оси глубоководных желобов; 4 — оси хребтов островных дуг и других горных хребтов переходной зоны; 5 — океанические валы; 6 — горные хребты островных дуг и другие горные хребты переходной зоны. Объяснение цифр см. в тексте

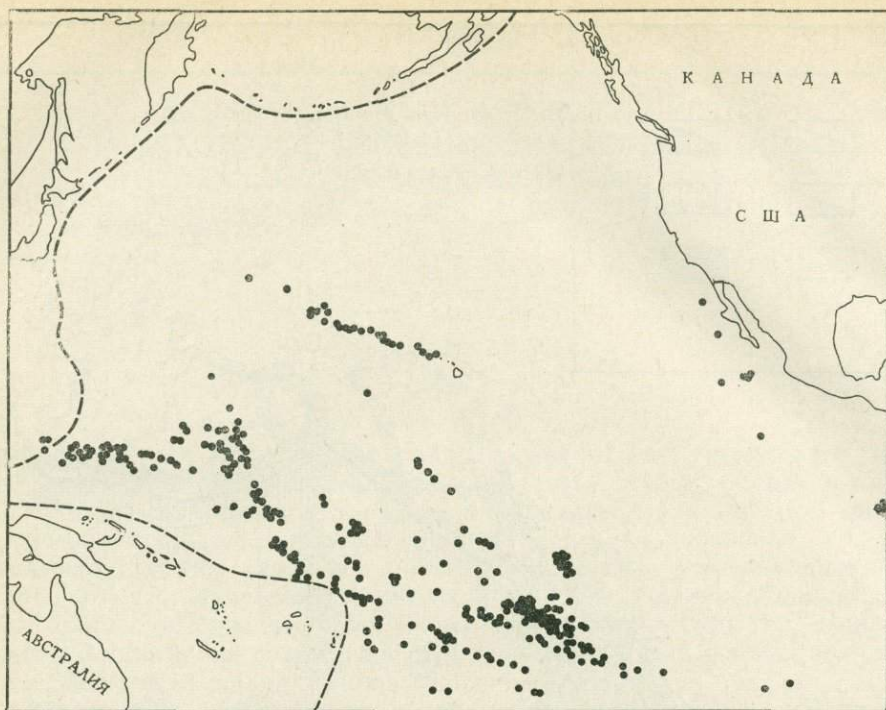


Рис. 39. Распространение островов-вулканов, включая атоллы

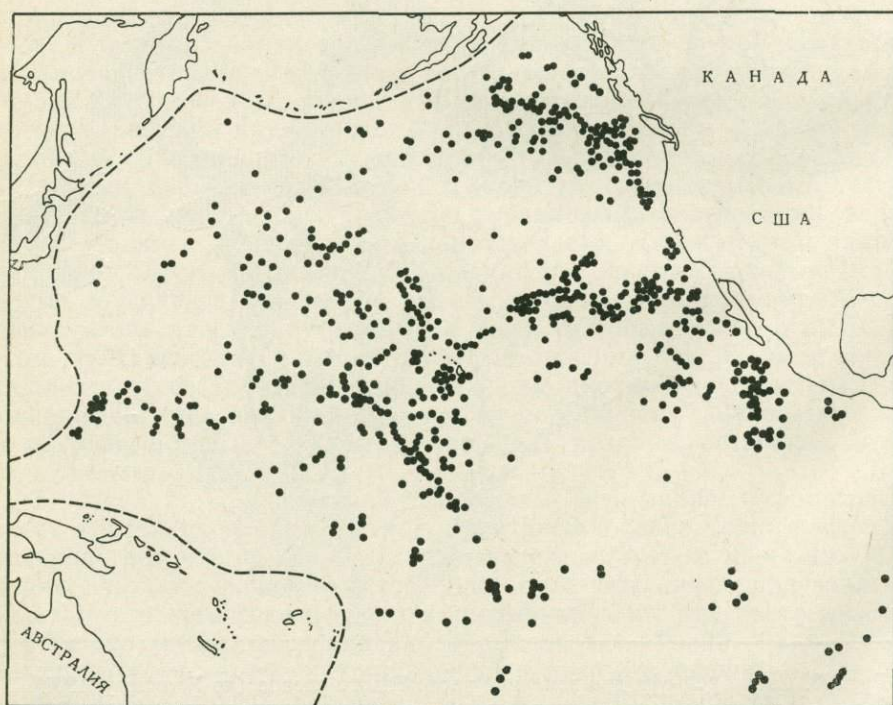


Рис. 40. Известные остроконечные вулканические горы, возвышающиеся над дном более чем на 1 км

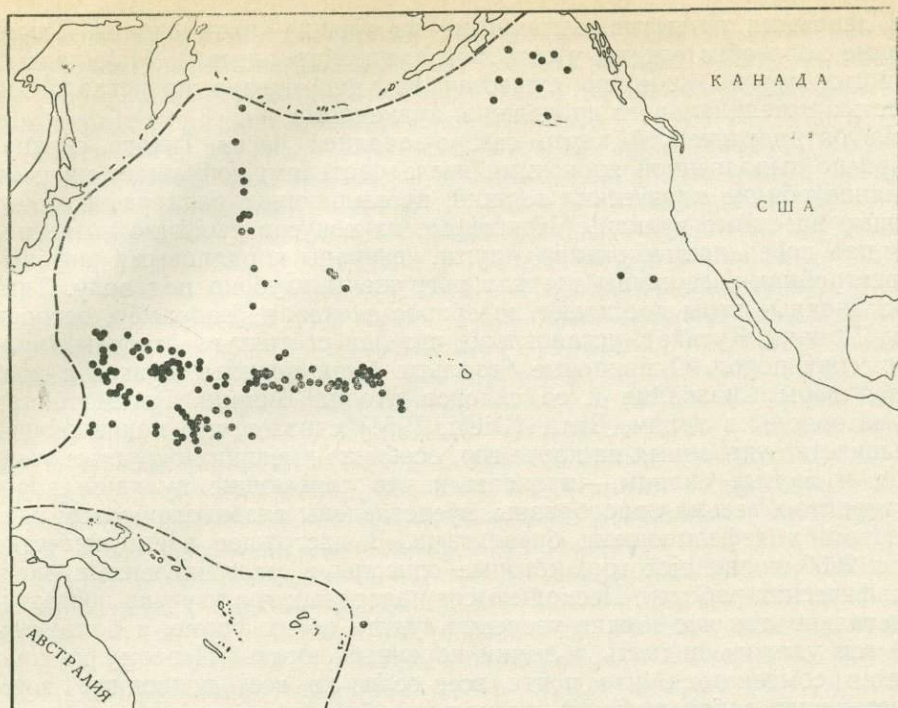


Рис. 41. Плосковершинные подводные горы «гайоты» (Menard, 1959)

образуют серию линейных зон, вероятно, отвечающих зонам ослабления земной коры под океаном (Menard, 1959). Совершенно очевидно, что вулканические проявления в этих зонах происходили в разное время; о чем свидетельствуют составленные Менардом карты распространения современных вулканических островов, островершинных подводных конусов и гайотов. На рисунках 39—41 даны вулканические сооружения на дне Тихого океана (Menard, 1959). В настоящее время океанические острова сконцентрированы в юго-западной части Тихого океана, тогда как в прошлом они были обычны и в северо-западной части. Более того, наблюдается явная миграция центра вулканической активности и в пределах одной зоны. Так, например, в Гавайском архипелаге вулканизм начался на северном конце, где теперь находятся атоллы, продолжался в средней части, которая представляет собой потухшие вулканы, и сосредоточен в настоящее время в южной части, где находится группа активных вулканов. Более сложную историю пережили острова Аустрал и Срединно-Тихоокеанские горы; здесь существовало по крайней мере два периода вулканизма. Об этом свидетельствует наличие среди островов Аустрал пяти гайотов с глубинами вершин 1100—1500 м. Очевидно, что ранее они были активными вулканами, впоследствии — островами, а затем, после прекращения вулканической активности, опустились под уровень моря задолго до начала периода вулканизма, создавшего современные острова. Вместе с тем существуют и приблизительно одновременно возникшие подводные вулканы — например цепь вулканов Безлунных гор, названных так потому, что ни одна из них никогда не была над уровнем океана несмотря на то, что некоторые из них возвышаются над дном более чем на 3 км.

В районе многих архипелагов на ровном дне выделяются участки аномально высокой (в несколько километров) мощности вулканических пород, что можно рассматривать как заполнение прогибающихся

рвов лавовыми потоками, вытекшими из трещин ложа океана. Такие лавовые поля обнаружены у островов Кука, Каролинских, Маркизовых и многих других, т. е. по существу все дно океана представляется областью потенциального проявления вулканизма.

На батиметрической карте северо-западной части Тихого океана, прекрасно выполненной японскими исследователями, обращает на себя внимание обилие конических вершин, превышающих размерами самые крупные наземные вулканы. Некоторые из конусов частично возвышаются над поверхностью океана, другие увенчаны коралловыми рифовыми постройками, вершины третьих погружены глубоко под воду. Там, где подводные горы достигают поверхности океана (например, острова Трук, Поиань, Кусайе), установлено, что они состоят из основных вулканических пород. Оливиновые базальты были подняты драгой с подводной горы Сильвания и со склонов атолла Бикини. Рассматривая эти материалы в целом, Дитц (Dietz, 1954) считает, что подавляющее большинство указанных на карте гор, особенно имеющих округлые очертания и крутые склоны,— вулканы и что слагающие вулканы породы, вероятно, весьма однообразны, представлены главным образом оливиновыми и нефелиновыми базальтами. В настоящее время известно около 2000 подводных гор, которые описаны в многочисленных океанографических работах. Несколько сот подводных гор изучено достаточно детально, так что можно уверенно судить об их форме, а более чем с 50 гор удалось поднять обломки коренных пород. «Поэтому не приходится сомневаться, что почти все, если не все, подводные горы представляют собой вулканы, поскольку образцы, взятые с их поверхности, всегда оказывались базальтами, а очертания гор не похожи ни на какие другие формы рельефа Земли» (Менард, 1966, стр. 68).

В этой части океана известны и современные проявления подводного вулканизма, установленные в разных местах вдоль цепи Марианских островов и к северу от них. Так, активное выделение сернистых газов продолжительно наблюдается в 50 милях к западу от о. Тиниан. Вторая довольно активная точка «кипящей» в результате выделения газов воды известна к западу от о. Иво, где однажды появлялся вулканический остров, впоследствии скрывшийся под водой. Наиболее эффективно подводный вулканизм проявился около 200 миль южнее Токио у рифа Медзин, который находится в состоянии переменной активности в течение последних 50 лет (Dietz, 1954). Неоднократные подводные извержения в районе рифа Медзин отмечались в 1896, 1915, 1934, 1946 и 1952 гг. (Dietz, Sheehy, 1954). В ходе последнего извержения остров несколько раз поднимался и опускался под воду; более 100 взрывов этого вулкана было отмечено гидрофонами на Калифорнийском побережье, находящемся на расстоянии 8 км по прямой через океан (Dietz, 1954). В южной части Тихого океана основной областью современного подводного вулканизма считается район о. Пасхи, где на эхограммах зарегистрировано несколько подводных вулканов, а в осадках встречается большое количество обломков лавы и туфов (Лисицин; 1960).

Достаточно обширные данные собраны сейчас по Индийскому океану. В результате работ Антарктической экспедиции АН СССР на судне «Обь» удалось установить, что «...морфология приблизительно $\frac{3}{4}$ исследованной площади дна Индийского океана между Антарктидой и широтой южной оконечности Африки обусловлена преимущественно проявлением донного вулканизма» (Живаго, 1960, стр. 26). Система поднятий дна, протягивающаяся в Индийский океан из Атлантики и включающая Африканско-Антарктическую возвышенность, возвышенность островов Принс-Эдуард и Крозе, подводный хребет Кергелен-Гауссберг, а также крупное повышение дна, обнаруженное при работах «Оби» к юго-востоку от островов Принс-Эдуард и Крозе, представляет собой складчато-глыбовые сооружения, надстроженные вулка-

ническими конусами, массивами сливающихся вулканов, глыбовыми и бугристыми лавовыми полями. Все острова южной части Индийского океана лежат в пределах этих поднятий и являются вершинами поднимающихся над поверхностью воды вулканов.

Более того, анализ эхограмм и изучение проб осадков, взятых с больших глубин дна, показали, что проявления вулканизма не ограничиваются пределами крупных поднятий, но характеризуют также и глубоководное пространство ложа. «Здесь,— пишет А. В. Живаго (1960, стр. 28—29),— с глубин 4—5 тыс. м поднимаются отдельные конусы, группы соединенных вулканов и вулканические хребты с относительными высотами до 3 тыс. м. Громадные площади заняты лавовыми полями бугристого и глыбового строения. Особенно большие вулканы (более 3 тыс. м) вне пределов описанной выше системы поднятий обнаружены к северо-западу от островов Принс-Эдуард и к востоку от о. Херд. Подводные пики с боковыми паразитическими конусами чередуются здесь с приподнятыми бугристыми поверхностями и выровненными лавовыми площадками. Переходы склонов вулканических сооружений в глубоководную поверхность океанического ложа всюду выражены очень четко — в виде почти прямого угла. Иногда внутри монолитных вулканических массивов прослеживаются глубоко опущенные участки, образующие почти замкнутые котловины. К юго-востоку от островов Крозе над совершенно ровным дном с глубинами 4700 м возвышаются конусы с вершинами, лежащими на отметках 2370—2750 м. Многочисленные более мелкие конусы разбросаны на широтах 57—58° к югу от линии вулканических островов.

В западной части исследованного пространства дна вулканический рельеф был прослежен на протяжении большей части океанографического разреза, выполненного по меридиану 20° в. д. от Антарктиды до Кейптауна. В 420 милях от Антарктиды монотонный рельеф полосы глубоководных аккумулятивных равнин резко нарушается отдельно торчащими вулканами и бугристыми лавовыми покровами. Один из вулканов поднимается в виде правильного конуса на высоту около 1000 м. К северу от него простирается область мелкобугристого дна с осадками, изобилующими вулканическими частицами. Далее, к северу от 60° ю. ш. на дне располагаются многочисленные вулканические конусы с очень крутыми склонами. Между конусами на глубинах 5000—5300 м лежат лавовые поля с разбросанными на них более мелкими вулканами. На станциях этого района среди илистых минеральных осадков обнаружены обломки пемзы и вулканическое стекло.

Между 55 и 47° ю. ш. разрез пересекает обширное вулканическое нагорье, входящее в общую систему подводных поднятий Африканско-Антарктической возвышенности, а далее к северу снова простирается глубоководная область ложа с отдельными вулканами высотой 800—1000 м и пологими возвышениями дна, на которые насажены сравнительно узкие конические вершины». Описанный тип дна, как отмечает А. В. Живаго, прослеживается и в более северных частях Индийского океана.

Присутствие вулканического материала на дне Индийского океана — как в поверхностных осадках, так и в погребенных слоях — свидетельствует о длительности периода вулканической активности в пределах поднятий глубоководной области ложа. «В ряде мест вулканические продукты (пепел, вулканическое стекло, обломки вулканических пород и др.) образуют самостоятельные прослой в толще донных осадков, которые на эхограммах фиксируются в виде четких дополнительных линий записи отраженного звука, а на геологических станциях вскрываются грунтовыми трубками. Судя по большой мощности осадков, содержащих вулканические продукты, начало вулканической деятельности на дне относится по крайней мере к третичному времени. Боль-

шая концентрация пирокластического материала в поверхностных горизонтах осадков позволяет предполагать недавнюю активизацию вулканической деятельности на дне, с которой может быть связано образование большинства описанных выше норм донного рельефа: высоких подводных конусов, массивов слившихся вулканов и бугристо-глыбовых пространств лавовых полей» (Живаго, 1960, стр. 33). Обилие вулканических продуктов в самом верхнем слое современных осадков позволило А. П. Лисицину (1960) выделить в южной части Индийского океана серию обширных областей современного вулканизма — к северу от Земли Эндерби, восточнее о. Тралс, к югу от Африки и на подводном поднятии, протягивающемся от островов Принс-Эдуард к о. Кергелен.

Атлантический океан также характеризуется широким развитием вулканических пород на больших глубинах и интенсивными проявлениями современного подводного вулканизма. На юге пояс современного вулканизма Индийского океана связан с поясом южной части Атлантического океана, возможно, даже с районом дуги Скоттия (Лисицин, 1960). В районе Среднеатлантического вала экспедиция Вудхоллского океанографического института под руководством Юинга собрала в 1947 г. со дна океана несколько десятков килограммов образцов изверженных пород основного состава — базальта, габбро, серпентинита (Shand, 1949). В Северной Атлантике экспедицией Морского гидрофизического института АН СССР на «Михаиле Ломоносове» кроме ранее известных вулканических форм «...были обнаружены несколько новых подводных вулканов, поднимающихся на 1—2 км над дном. Таковы подводные горы вблизи 30° з. д., южнее Азорских островов на 35°58' и на 33°30' с. ш., в северной части Бразильской котловины и к северу от впадины Романш. Вновь открытым подводным горам присвоены названия «Михаил Ломоносов», «Акад. Крылов», «Проф. Березкин» и «Проф. Месяцев». Банка «Михаил Ломоносов» была открыта при промерных работах в 1958 г. и более детально исследована в рейсе 1959 г. Здесь дночерпателем был поднят образец базальта, а в 1,5 мили к северу отколот кусок лавы от коренного выхода. На подводной горе «Акад. Крылов» дночерпателем собраны обломки вулканического туфа и лавы. Подводный фотоснимок показал присутствие лавового покрова — застывшего потока, лишь местами покрытого небольшим слоем фораминиферового песка» (Кленова, 1960, стр. 79—80). Современным надводным и подводным вулканизмом характеризуются Малые Антильские, Канарские острова, о. Исландия (Саваренский, 1953). Особенно интересны Азорские острова, поднявшиеся над уровнем моря в результате обильных подводных трещинных излияний базальтовой лавы (Dias, 1959) и образующие вместе с многочисленными подводными лавовыми плато единые тектонические структуры (Machado, 1959). Крупное подводное извержение в архипелаге Азорских островов было отмечено в 1867 г. После этого рыбаки неоднократно отмечали в этом районе столбы воды и появление плавающих кусков пемзы, свидетельствующих о подводных вулканических процессах. В 1907 г. подводным извержением близ о. Сан-Джорж был разрушен телеграфный кабель (Agostinho, 1937). В сентябре 1957 г. началось извержение подводного вулкана у северо-западной оконечности о. Фаял и возник остров-вулкан Капелиньш, причленившийся затем к Фаялу (Сузюмов, 1958; Tazieff, 1958; Де ля Рю, 1959).

Приведенные данные отнюдь не представляют собой какого-либо систематического и полного изложения. Дело в том, что исследования настоящего времени еще только приоткрывают завесу над тайнами глубин океана. После каждой глубоководной экспедиции на карте Мирового океана как бы «появляются» все новые и новые подводные вулканы. К сожалению, проходящие в глубине океанов вулканические про-

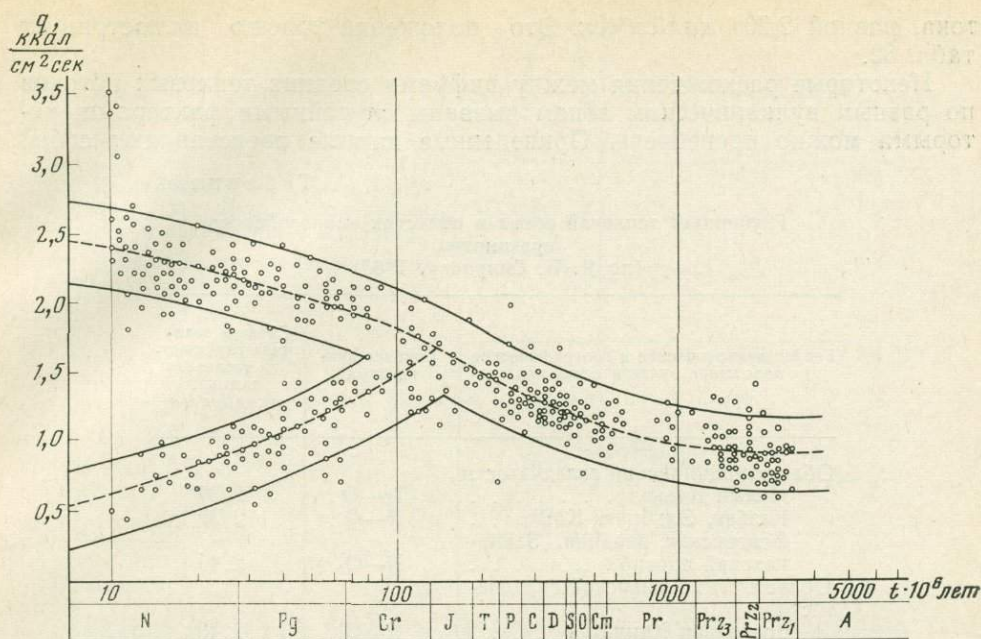


Рис. 42. Зависимость величин глубинного теплового потока от возраста тектогенеза (по Я. Б. Смирнову)

цессы скрыты от нас многокилометровой толщей воды, и мы должны признать, что в настоящее время представляется возможным непосредственно наблюдать лишь часть прибрежных процессов вулканизма. На широкую распространенность глубоководного вулканизма косвенно указывает карта распространения подводных землетрясений, с которыми подводный вулканизм, несомненно, тесно связан (Саваренский, 1953). Обилие эпицентров землетрясений на подводных океанических структурах наряду с относительно немногими точками зарегистрированных подводных извержений свидетельствует вовсе не о малом количестве извержений, а, наоборот, должно предполагать более широкое их развитие. Вполне понятно, что очаги землетрясений фиксируются несравнимо надежнее и полнее, чем глубоководные подводные извержения. В то же время изучение подводных океанических структур неопровержимо показывает, что большинство тектонических нарушений дна океана неразрывно связано с проявлениями подводного вулканизма.

Как известно, вулканические процессы сопровождаются чрезвычайно мощным выделением тепловой энергии, которая составляет существенную часть в общем энергетическом балансе вулканизма. Поэтому одним из наиболее объективных критериев для выделения зон подводного вулканизма может служить глубинный тепловой поток, отражающий как региональные особенности теплового состояния земной коры и верхней мантии в вулканических областях, так и локальные термоаномалии вблизи вулканических аппаратов. Исследования теплового поля Земли, проведенные в последнее время (Смирнов, 1967_{1,2}, 1968), показали тесную взаимосвязь теплового потока с геологотектоническим строением и возрастом тектонических структур (рис. 42). Наиболее высокие величины теплового потока, соответствующие левой верхней части графика, отражают тепловое состояние областей кайнозойского вулканизма. Независимо от особенностей геологоструктурного положения они характеризуются близкой величиной глубинного теплового по-

тока, равной $2,20 \text{ кал/см}^2\text{сек}$. Это положение хорошо иллюстрирует табл. 52.

Некоторые расхождения между цифрами средних тепловых потоков по разным вулканическим зонам вызваны случайными факторами, которыми можно пренебречь. Приведенные данные представляют собой

Таблица 52

Глубинный тепловой поток в областях кайнозойского вулканизма
(по Я. Б. Смирнову, 1968)

Геологотектоническое и географическое положение вулканических зон	Возраст вулканизма	Средняя величина глубинного теплового потока, $\mu\text{кал/см}^2\text{сек}$
Области альпийской складчатости		
Малый Кавказ	Tr—Q	2,30
Казбек, Эльбрус, КМВ	N—Q	2,20
Венгерская впадина, Закарпатский прогиб	N—Q	2,45
Области Тихоокеанской складчатости		
Восточная Камчатка	N—Q	2,40
Япония	N—Q	2,20
Северная Америка	Tr—Q	2,20
Области кайнозойского эпиплатформенного орогенеза		
Центральная Европа	Tr—Q	2,20
Южная Австралия	N—Q	2,10
Области кайнозойского вулканизма в целом	Tr—Q	2,20

Фоновый тепловой поток в областях кайнозойского вулканизма для континентальных и переходных зон. Они в принципе отражают глубину залегания слоя пониженной вязкости в верхней мантии, который может рассматриваться как слой первичного магмообразования. Действительно, изотермы $1300\text{—}1400^\circ\text{C}$, соответствующие температуре фракционного плавления основной магмы, залегают здесь не глубже $40\text{—}60 \text{ км}$ от поверхности Земли.

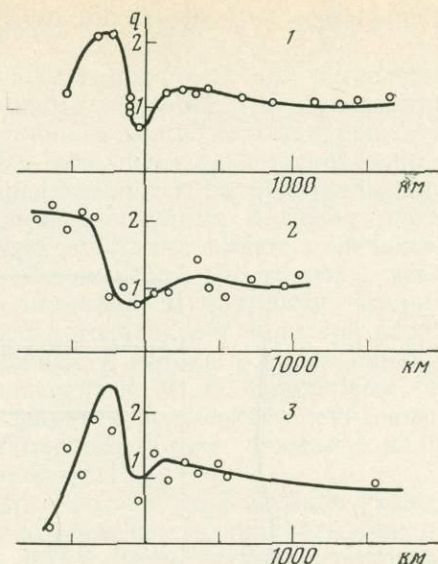
Локальные термоаномалии, связанные с действующими вулканическими аппаратами, проявляются в значительно больших величинах теплового потока — до $10\text{—}15 \mu\text{кал/см}^2\text{сек}$ в непосредственной близости от действующих вулканов. Однако размер такого теплового потока невелик — порядка первых десятков километров (Lovering, 1935; Поляк, 1964 и др.).

В дне акваторий также часто находятся области с величинами теплового потока, близкими к $2,20 \mu\text{кал/см}^2\text{сек}$. Эти области перечислены в табл. 53.

Так же как и в континентальных областях, слой потенциального первичного магмообразования залегает здесь на небольших глубинах — не глубже $40\text{—}100 \text{ км}$ от поверхности. Многочисленные данные определений абсолютного возраста вулканических пород в подводных частях островных дуг и в рифтовых зонах срединных хребтов свидетельствуют о молодом возрасте вулканических образований — в подавляющем большинстве случаев не древнее неогена. В этих же зонах установлены многочисленные проявления позднекайнозойского и современного вулканизма, например в Исландии, на островах Маскаренских, Кергелен, Гавайских; Идзу-Бонинской, Алеутской, Марианской и других островных дуг, у Тихоокеанского побережья Северной Америки и т. д.

Рис. 43. Профили теплового потока через Курильскую (1), Японскую (2) и Идзу-Бонинскую (3) дуги (относительно осей одноименных желобов)

Высокие пики теплового потока соответствуют зонам кайнозойского вулканизма



Таким образом, с большой уверенностью можно утверждать, что тектонические зоны дна океанов, характеризующиеся тепловыми потоками около $2,20 \text{ \muкал/см}^2\text{сек}$ и выше, являются преимущественно позднекайнозойскими и современными вулканическими областями.

Характер распределения фонового глубинного теплового потока в переходных и океанических активных структурах, в которых по комплексу данных можно предполагать широкое развитие молодых вулканических процессов, показан на рис. 43, 44.

Таблица 53

Тектонические области дна акваторий с типичными «вулканическими» и более высокими величинами теплового потока (по Я. Б. Смирнову, 1968)

Тектонические области	Возраст вулканизма	Средний тепловой поток, $\mu\text{кал/см}^2\text{сек}$
Подводные части островных дуг	Не древнее Q	2,10
Подводные части кайнозойских геосинклиналей континентов . . .		2,10
Активные глыбовые хребты . . .	N—Q	2,0
Рифты		
Байкальский	N—Q	2,5
Красного моря	N—Q	3,0
Аленского залива	N—Q	3,90
Калифорнийский	N—Q	3,60
Рифтовые зоны срединноокеанических хребтов	Не древнее N	3,70
Выходы центральных частей срединных хребтов на поверхность (Исландия)	Tr—Q	3,60

Здесь следует обратить внимание на высокие величины глубинного теплового потока в рифтовых зонах срединных хребтов — в среднем $3,60 \text{ \muкал/см}^2\text{сек}$ (до $4,80$ в рифтовых вулканических грядах). Эти цифры свидетельствуют о том, что температура плавления основных магм достигается на глубинах всего $10\text{--}20 \text{ км}$. Последнее может быть

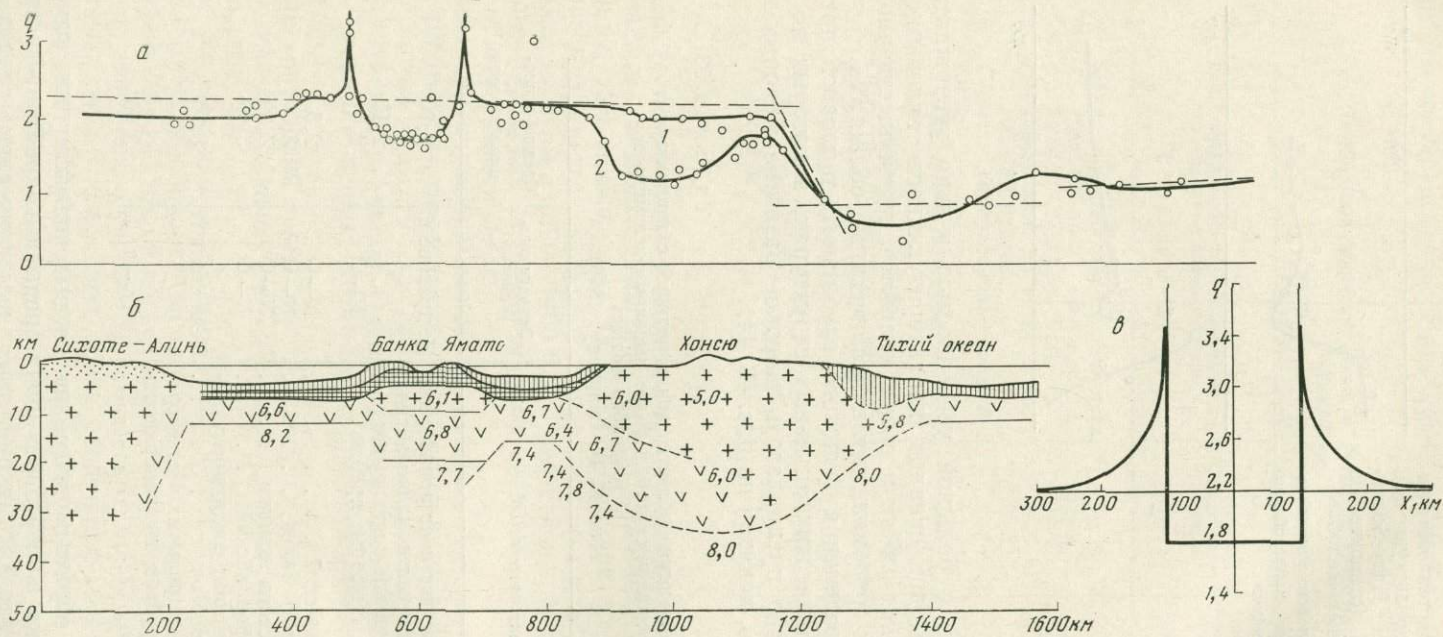


Рис. 44. Распределение теплового потока в зонах перехода от континента к океану по профилю Сихотэ-Алинь — банка Ямато — Хонсю — Японский желоб — Тихий океан

a — профиль теплового потока (1 — пересечение в районе Фосса-Магна; 2 — пересечение в районе палеозойского ядра Японских островов); *б* — структура коры по профилю; *в* — теоретическая

модель возникновения теплового потока в районе банки Ямато (по Я. Б. Смирнову)

причиной отличительных особенностей вулканической деятельности на срединноокеанических хребтах.

Изложенные соображения служат основанием для выделения по геометрическим данным тех подводных областей, где проявление молодого подводного вулканизма наиболее вероятно (Смирнов, 1967_{1,2}, 1968). Однако выявление отдельных вулканических аппаратов по измерениям теплового потока пока представляется затруднительным. Это связано с рядом причин. Во-первых, необходима большая плотность измерений теплового потока, так как аномалии имеют маленькие размеры (как это установлено для континентов). Во-вторых, довольно сложна и расшифровка природы аномалий. В частности, на рис. 49, показывающем изменение теплового потока вкост Японской островной дуги, имеются два резких пика теплового потока у краев банки Ямата. Соответствующие расчеты, проведенные Я. Б. Смирновым, свидетельствуют о том, что эти пики следует в большей степени связывать с краевым эффектом рефракции теплового потока, нежели с наличием здесь подводных вулканических аппаратов.

Тем не менее измерения теплового потока дна океанов указывают, вероятно, именно на действующие вулканические аппараты или приповерхностные магматические очаги. Это высокие величины тепловых потоков (более $5 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$) в рифтовых зонах срединных хребтов вблизи активного разлома Сала-И-Гомес (около $10 \text{ мкал/см}^2\text{сек}$), в районе островов Галапагос и т. п.

В недавнее время появились материалы и для сравнительного сопоставления интенсивности вулканических излияний дна океана и поверхности материков. Менард (1966) приводит объемные характеристики некоторых вулканических построек (в км^3) дна Тихого океана, составленные заведомо без учета базальтов, выстилающих океанское ложе:

1. Подножия архипелагов (при средней мощности около 2 км)	20×10^6
2. Главнейшие вулканические хребты (в части, выступающей над дном)	$2,3 \cdot 10^6$
3. Главнейшие группы островов (в части, выступающей над дном)	$1 \cdot 10^6$
4. 100 относительно изолированных островов (в части, выступающей над дном)	$0,3 \cdot 10^6$
5. 1000 более низких вулканов (в части, выступающей над дном)	$0,3 \cdot 10^6$

Всего $2,4 \cdot 10^7 \text{ км}^3$

Суммарный объем этих построек — $2,4 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ — имеет тот же порядок величины, что и объем излившегося вулканического материала на всех континентах (10^7 км^3). Однако необходимо иметь в виду, что материал обсчитанных построек юго-западной части Тихого океана накапливался на площади $2 \cdot 10^7 \text{ км}^2$ в течение 10^8 лет, в то время как на материках аналогичный материал накапливался на площади $15 \cdot 10^7 \text{ км}^2$ в течение $3 \cdot 10^9$ лет. Сравнение этих цифр убедительно показывает, что средняя интенсивность вулканизма на юго-западе Тихого океана была по крайней мере в несколько сот раз выше средней интенсивности вулканизма на материках. Иными словами, лавовые излияния на дне Тихого океана по темпу и продолжительности накопления вполне сопоставимы с излияниями континентальных платобазальтов типа траппов Декана или базальтов Колумбии, а вероятнее всего, значительно превосходят их.

Детальные работы Менарда (1966) позволили также реконструировать геологическую историю подводного вулканизма Тихого океана. По представлениям этого исследователя, в первоначально невулканической Тихоокеанской впадине начиная с мезозоя стали постепенно возникать группы вулканов — почти все крупные вулканические острова Тихого

океана имеют мезозойский или еще более молодой возраст. Кульминация вулканизма приходится на позднемезозойское — раннекайнозойское время. Известно, что в эоцене были образованы Северные Маршалловы острова, архипелаг Туамоту и подводные горы хребта Мид-Пасифик. Вулканизм продолжался в течение всего третичного периода, когда были сформированы Гавайские острова, гайот Эрбен и хребет Паска. «В настоящее время, — пишет Менард, — в пяти островных группах еще имеются активные вулканы, а другие пять групп включают высокие и слабо расчлененные вулканы, которые, вероятно, действовали в четвертичное время. Таким образом, почти четвертая часть всех групп крупных вулканов была активной совсем недавно. Начало второго периода мощного вулканизма падает на конец неогена. По-видимому, он продолжается и сейчас. Времени, прошедшего с третичного периода, оказалось достаточно, чтобы некоторые вулканы поднялись над океанским дном на высоту нескольких километров и превратились в острова» (1966, стр. 107).

Морфология и строение подводных вулканов — а именно этим названием Менард (1966) предлагает заменить существующий в океанологии термин «подводная гора» — изучены к настоящему времени достаточно подробно. В большинстве случаев это типичные базальтовые щитовые вулканы с пологими склонами, сложенные нагромождениями лавы и шлака. «Морфологически вулканизм Тихого океана выражается в создании скорее пологих равнин, чем конусов» (Менард, 1966, стр. 74). Пепел в строении подводных вулканов (особенно глубоководных) практически отсутствует. Известные случаи находок скоплений тонкозернистого «пеплового» материала на больших глубинах вблизи заведомо глубоководных подводных вулканов (например, в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия) отнюдь не свидетельствуют о подводных эксплозиях, аналогичных наземным: продуктивность этого «пепла» чрезвычайно низка (частицы широко рассеяны в осадке и входят лишь в мелкую фракцию последнего), а форма зерен (тонкие пластинки или обломки с раковистым изломом) более всего напоминает «...зерна, образовавшиеся в результате разрушения пород при участии каких-то внешних агентов, например охлаждения, а не взрывов изнутри» (Менард, 1966, стр. 73).

Сейсмические исследования Гескелла, Рейтта и Шора на атоллах Нукуфетау и Фунафути и вулканическом о. Гарднер показали, что под крупными вулканами и группами вулканов поверхность мантии опущена и масса этих вулканов поддерживается более мощной линзой коры. При этом внутренние глубинные части вулканов по своему строению мало чем отличаются от нормальной океанской коры, а плотное ядро покрыто совершенно однородным слоем вулканических пород со значительно меньшей скоростью прохождения продольных сейсмических волн (3,1—3,9), обусловленной, по-видимому, более низкой плотностью. Выявляются как бы две стадии развития вулканических сооружений на больших глубинах. Вначале плотное вещество, сходное с океанской корой, пассивной интрузией поднимается от мантии к поверхности океанского дна и образует первичный вулкан, плотные базальты которого почти лишены газовых полостей. На второй стадии вулкан приближается к поверхности океана, и тогда его древнее плотное ядро приближается к пузырчатой лаве. Впоследствии под влиянием нагрузки поступившего вулканического материала ядро опускается до глубины 3—5 км (Менард, 1966).

Исходя из современных знаний о подводном вулканизме, можно уже сейчас в общих чертах представить себе механизм деятельности подводных вулканов. В основе таких представлений лежит постулат о том, что вулканизм, определяемый как совокупность явлений, связанных с прорывом земной коры глубинными расплавленными массами (Рит-

ман, 1964), является единым независимо от того, происходят ли эти явления на суше или на дне океана. Известно, что и на земле и под водой мы имеем дело с одними и теми же продуктами вулканизма — это доказывает как прямым петрологическим тождеством большого числа наземных и подводных лав, так и непосредственными наблюдениями над преобразованием подводных вулканов в наземные (островные) в ходе непрерывного вулканического цикла. Достоверно также, что в ходе вулканического процесса происходит обязательное разделение внедряющихся глубинных масс на силикатные и летучие компоненты. В разных геологических условиях внедрение приводит к самым разным проявлениям вулканизма. Так, на поверхности земли наблюдаются эксплозии (взрывы), лавовые излияния, экструзии вязкой лавы и газовая поствулканическая деятельность.

Сравнительно немногочисленная регистрация подводных извержений показывает некоторое тождество проявлений вулканизма на земле и под водой, где также различаются эксплозии, излияния, экструзии и газовая деятельность. Однако во всех этих проявлениях подводный вулканический процесс приобретает специфические особенности, обусловленные резким отличием физических свойств водной среды от атмосферы.

Механизм подводного взрыва детально изучен применительно к техническим задачам и особенно в военно-морском деле. Суть его состоит в том, что при взрыве под водой «детонация взрывчатого вещества происходит мгновенно, но после ее окончания не происходит разлета взрывных газов, а последние постепенно адиабатически расширяются, аналогично газам в двигателе внутреннего сгорания; совершаемая ими механическая работа идет на преодоление внешнего давления и на создание кинетической энергии жидкости, постепенно приходящей в движение; на границе между газом и жидкостью все время имеем равенство давлений с обеих сторон» (Власов О. Е., 1945, стр. 222). Скорость расширения газов, в начальный момент взрыва равная нулю, постепенно увеличивается, достигает некоторого максимума и затем снова уменьшается до нуля. Таким образом, возникают периодические колебания вмещающей ВВ жидкости. Рассчитано и экспериментально проверено максимальное расширение продуктов взрыва в воде с учетом давления окружающей среды (p_0). Это величина, близкая к 1 атм в приповерхностных условиях, с глубиной приобретает существенное значение, так как объем расширяющейся газовой камеры зависит от отношения давления образовавшихся при взрыве газов к давлению окружающей среды ($\frac{p_1}{p_0}$). Так, по данным О. Е. Власова (1945), для тротила десятикратное расширение взрывающихся газов (увеличение радиуса газовой камеры в 2,15 раза) осуществляется при $\frac{p_1}{p_0} = 12,7$, а для тысячекратного расширения (увеличение радиуса в 10 раз) необходимо уже $\frac{p_1}{p_0} = 830$. Таким образом, максимальный объем расширяющихся взрывных газов в глубоких слоях воды, где p_0 измеряется десятками и сотнями атмосфер, существенно ограничен. Результатом такого подводного взрыва является только гидравлический удар, вызванный колебаниями жидкости под воздействием расширяющихся газов.

Можно думать, что подводный взрыв, происходящий в результате, скажем, цепной реакции взрывоспособных вулканических газов (Гущенко, 1965), по своему механизму весьма близок к детонации взрывчатых веществ под водой, причем расширение газовой камеры, учитывая давление при наземных взрывах такого рода, осуществляется в пределах нескольких радиусов.

Существенным отличием подводного газового взрыва от наземного

является отсутствие в его продуктах пирокластического материала (пепла, лапилли и вулканических бомб). Дробление пород при бескратерных глубоких взрывах, с которыми можно сравнивать взрывы под водой, обычно незначительно. Так, например, при подземных ядерных взрывах, которые по своей мощности соизмеримы со средним извержением вулкана ($7,2 \cdot 10^{19}$ эрг), сфера раздробленных пород имеет радиус всего 40 м (Джонсон, Хиггинс, Вайолет, 1962). Возможность же перемещения продуктов дробления энергией взрыва в условиях водной среды весьма ограничена. Дело в том, что поступательное движение твердых частиц в средах различной плотности подчиняется законом динамики. Лобовое сопротивление этому движению прямо пропорционально плотности среды, а, как известно, плотность воды на три порядка выше плотности атмосферы. Поэтому если даже предположить под водой возможность взрыва, равного по мощности катастрофическому взрыву вулкана Безымянного 30 марта 1956 г., в результате которого обломочный материал был поднят в атмосферу на высоту 34—38 км (Горшков, Богоявленская, 1962), то и тогда активное перемещение продуктов дробления вряд ли превысило бы несколько десятков метров.

Подводные взрывы газов часто фиксируются на поверхности моря. В тех случаях, когда расширяющаяся газовая камера сплошь ограничена водной средой, ощущаются «моретрясения», толчки корпусов кораблей, волны цунами. Если же сфера расширяющейся газовой камеры пересекает поверхность моря, картина резко меняется. Газовая камера из сферической превращается в вертикально-удлиненную, и газы устремляются вверх, поднимая над морем столбы воды и острые «кинжалы» пламени взрыва. Явления такого рода неоднократно наблюдались моряками (Neumann van Padang, 1938).

Совершенно иначе трансформируется под водой явление, установленное Ферхугеном (1951), как результат активного выделения летучих компонентов в поднимающейся по жерлу вулкана жидкой лаве и в наземных условиях реализующееся эксплозиями с образованием ювенильных пепловых туч. Основная роль в этом процессе, как известно, принадлежит интенсивно расширяющимся газам, разрывающим и разбрасывающим частички жидкой лавы.

Несомненно, что летучие компоненты с не меньшей энергией выделяются и в лаве, поднимающейся по жерлу подводного вулкана. Однако в условиях водной среды, определяющей медленное расширение газов в существенно ограниченном максимальном объеме, взрыва практически не происходит. В силу ограниченного пространственного распространения летучих, выделившихся в массе вспененной лавы, последняя не разбрасывается газами, как при наземном извержении, а выдавливается из жерла извергающегося вулкана, как паста из туба, и без всяких взрывов всплывает на поверхность. Таким образом формируется подводный аналог ювенильного пепла — пемза, представляющая собой в данном случае скованный плотной водной средой и насыщенный летучими компонентами затвердевший силикатный материал, который в нормальных наземных условиях превратился бы (со взрывом) в тучу ювенильного пепла. На поверхности моря всплывшая пемза образует плавающие горы шлака и пемзовые поля, измеряющиеся иногда многими десятками квадратных миль.

Таким образом, подводные вулканические взрывы, особенно газовые, принципиально отличаются от наземных минимумом диспергирования твердого силикатного материала. Можно полагать, что основное геологическое значение таких взрывов под водой заключается прежде всего в интенсивном насыщении водной среды газообразными продуктами взрывов. Обильное поступление пирокластического материала в морские бассейны происходит лишь в случае образования вулканических островов, т. е. в условиях перехода подводного вулканизма в наземный со

всеми характерными для последнего проявлениями. Этот процесс, происходящий обычно в мелководной зоне, наиболее доступен наземному наблюдателю, часто фиксируется во всем своем многообразии и хорошо известен вулканологам.

Характерной особенностью извержений близповерхностных вулканов, образующих острова, является всплывание пластов раскаленной лавы со взрывами у поверхности воды, дробящими лаву на медленно тонущие блоки, что особенно детально наблюдали при возникновении островов Тулуман австралийские вулканологи Рейнольдс и Бест (Reynolds, Best, 1957), а также интенсивное, не сравнимое ни с каким наземным вулканом пеплообразование. Достаточно сказать, что во время извержения подводного вулкана Капелиньш (Азорские острова) конус ювенильного пепла диаметром 1 км и высотой 200 м образовался над водой всего за 48 часов (Tazieff, 1958).

Экструзивный процесс в условиях водной среды является ведущим и наиболее распространенным, особенно в глубоководных частях океанов. Это объясняется тем, что экструзивный механизм под водой энергетически наиболее выгоден, так как внедряющейся на дне лаве противостоит в основном лишь гидростатическое давление воды. Активному проявлению этого механизма способствуют также исключительная податливость водной среды внедрению (сравнительно с консолидировавшимися твердыми породами коры, которые приходится прорывать интрузиям), отсутствие в толще воды каких-либо ощутимых внешних агентов разрушения, падение веса внедрившихся пород в силу закона Архимеда и заметное снижение гидростатического давления воды по мере подъема внедрившихся масс. Под воздействием этих факторов подводные экструзии в комбинации с лавовыми излияниями формируют гигантские щитовые вулканы, измеряющиеся тысячами метров от основания до вершины. Подавляющее большинство многочисленных подводных гор и хребтов представляют собой экструзивные образования. Это особенно хорошо заметно в тех случаях, когда экструзии поднимаются к поверхности океана и превращаются в вулканические острова или становятся фундаментом возникающих островных вулканов. Хорошо изученным примером такого рода островов, образовавшихся в историческое время, является о. Богослов в Алеутской дуге, поднявшийся с глубины 2 тыс. м; таковы же острова Камени близ острова-вулкана Санторин в Средиземном море, о. Фалькон в архипелаге Тонга (Neumann van Padang, 1938). Эти острова, по мнению Нейман ван Паданга, образованы лавой, поступавшей из недр Земли на протяжении многих сотен лет.

Одновременно с экструзивными внедрениями по трещинам вокруг поднимающихся экструзий и непосредственно из трещин ложа океана происходят излияния жидкой лавы, заполняющей подводное «межгорье». Именно поэтому в районах многих архипелагов Тихого океана на ровном дне наблюдается аномальная (в несколько километров) мощность вулканических пород, обусловленная заполнением прогибавшихся рвов лавовыми потоками, вытекшими из трещин ложа океана. Как уже упоминалось, такие лавовые поля обнаружены у островов Кука, Каролинских, Маркизовых и многих других. В Индийском океане с глубин 4—5 тыс. м поднимаются отдельные конусы, группы соединенных конусов и вулканические хребты с относительными высотами до 3 тыс. м. Громадные площади заняты лавовыми полями бугристого и глыбового строения; подводные пики с боковыми паразитическими конусами чередуются с приподнятыми бугристыми поверхностями и выровненными лавовыми площадками (Живаго, 1960). В Атлантическом океане Азорские острова поднялись над уровнем моря в результате обильных подводных трещинных излияний базальтовой лавы и образуют вместе с многочисленными подводными лавовыми плато единые тектонические линии (Dias, 1959). Подобного рода примеры можно сколько угодно

но продолжить, ибо обширные пространства дна океанов характеризуются в основном именно такими вулканическими проявлениями.

Интенсивность экструзивных процессов океанического ложа, в ходе которых из глубин Земли выжимаются существенные объемы изверженных пород при значительной амплитуде экструзий, имеет одно важное следствие: в этот медленно протекающий многовековой процесс вовлекаются не только верхние зоны магмы, но и относительно более глубокие, более дифференцированные ее слои. Поэтому наряду с андезитами и разнообразными базальтами в глубоких рифтовых зонах на поверхность дна океана попадают основные и ультраосновные лавы.

Отдельные выходы таких пород известны в центральной части Атлантического океана и на Срединно-Атлантическом хребте, в Индийском океане, на Аравийско-Индийском хребте и в других рифтовых зонах. Особенно ценный материал, отражающий разнообразие основных и ультраосновных пород на дне океана, собран с помощью утяжеленной модифицированной драги во время 36-го рейса э/с АН СССР «Витязь» в Индийском океане (Удинцев, Чернышева, 1965). В результате тщательного выборочного драгирования ряда участков Срединно-Индийского хребта — на гребнях рифтовых гор, склонах рифтового ущелья и на его дне — на борт «Витязя» было поднято большое количество (сотни килограммов) свежих обломков коренных пород. Со дна ущелий и гребней получены свежие угловатые обломки стекловатых базальтовых лав (оливиновых и безоливиновых), а со склонов рифтовых ущелий — крупнокристаллическое габбро и ультраосновные породы, главным образом гарцбургиты (перидотиты) и образованные по ним серпентиниты, в меньших количествах — дуниты и хромититы. Наличие отчетливо видимых плоскостей скольжения на отдельных образцах этих пород убедительно показало, что они были не «излиты», а именно «выжаты» из глубины Земли, может быть, уже в виде твердых кристаллических масс.

Совершенно очевидно, что столь грандиозный процесс формирования обильных лавовых излияний и экструзий сопровождался и сопровождается отделением существенного количества летучих компонентов, которые в условиях водной среды улавливаются океаном и входят в состав морской воды и осадков. Эти процессы поствулканической деятельности подводных вулканов мы рассмотрим в следующей главе.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ И ПОДВОДНАЯ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Поскольку летучие продукты подводного вулканизма неизбежно фильтруются толщей океанической воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях, вулканический процесс под водой имеет специфические геохимические особенности, отличающие его от наземного вулканизма.

Для примера познакомимся с некоторыми подводными извержениями, имевшими место в недавние годы.

В сентябре 1957 г. в архипелаге Азорских островов началось подводное извержение. Вот как описывает его со слов директора местной обсерватории профессора Антонио Алькантора ди Мендоса Диаш участник Атлантической экспедиции 1958 г. на судне «Михаил Ломоносов» Е. М. Сузюмов: «28 сентября 1957 г. жители северо-западной оконечности о. Фаял обратили внимание на то, что в одном километре от берега океан начал бурлить, появились буруны, образовался водоворот в виде огромной воронки. На следующий день из воды начала появляться гора, и в течение трех дней на этом месте вырос остров. К 5 октября остров принял характерную подковообразную форму. Во внутренней части этой «подковы» был расположен кратер диаметром около 1 км. Высота острова достигала 100 м, а столб пара и пепла выбрасывался на высоту нескольких тысяч метров. Пепла было так много, что в течение нескольких дней он засыпал западную часть о. Фаял слоем в 1—2 м. Новый вулкан получил название Капелиньиш, по имени ближайшего к нему северо-западного мыса о. Фаял. Интересно отметить, что последнее вулканическое извержение на о. Фаял произошло в 1672 г. на западном берегу, как раз вблизи района, где возник сейчас новый остров.

13 октября 1957 г. высокие берега острова начали понижаться и погружаться в океан — остался только кратер с едва возвышающимися над водой границами. Деятельность вулкана стала затухать. Но период затишья длился недолго. Уже 10 ноября 1957 г. там же началось новое извержение и на месте погрузившегося вырос новый остров. Активная деятельность вулкана продолжалась непрерывно, остров вырастал на глазах. Затем он начал соединяться с берегом тонким перешейком, который все увеличивался; в результате образовался полуостров.

Вскоре извержение перешло в новую фазу: до этого из недр выбрасывался только пепел, а 16 декабря 1957 г. появилась лава. Ее поток толщиной 10 м и шириной до 150 м непрерывно изливался и стекал в океан по склону острова. После этого западная часть полуострова вновь опустилась в океан, осталась восточная, ближайшая к о. Фаял. Весь февраль 1958 г. кратер вулкана, подобно гейзеру, извергал вверх потоки горячей воды. Деятельность вулкана продолжается до сих пор с небольшими интервалами в течение всего дня; форма полуострова

продолжает все время изменяться, а перешеек становится все шире и шире» (Сузюмов, 1958, стр. 100—101). Известный вулканолог Г. Тазиев, наблюдавший это извержение, отмечает его высокую эксплозивную активность, приведшую к образованию менее чем за 48 часов конуса высотой около 200 м и диаметром около 1 км (Tazieff, 1958). При этом следует подчеркнуть, что океан постоянно стремился разрушить это сооружение, что ему частично удавалось в периоды затишья, и новая фаза извержения начиналась либо под водой, либо в затопленном кратере. Этапы этой борьбы видны на схемах, составленных Г. Тазиевым (рис. 45). Кроме того, на серии фотографий, выполненных им же (1948) и Ассоциацией фоторепортеров (Де ля Рю, 1959), отчетливо видна рас-

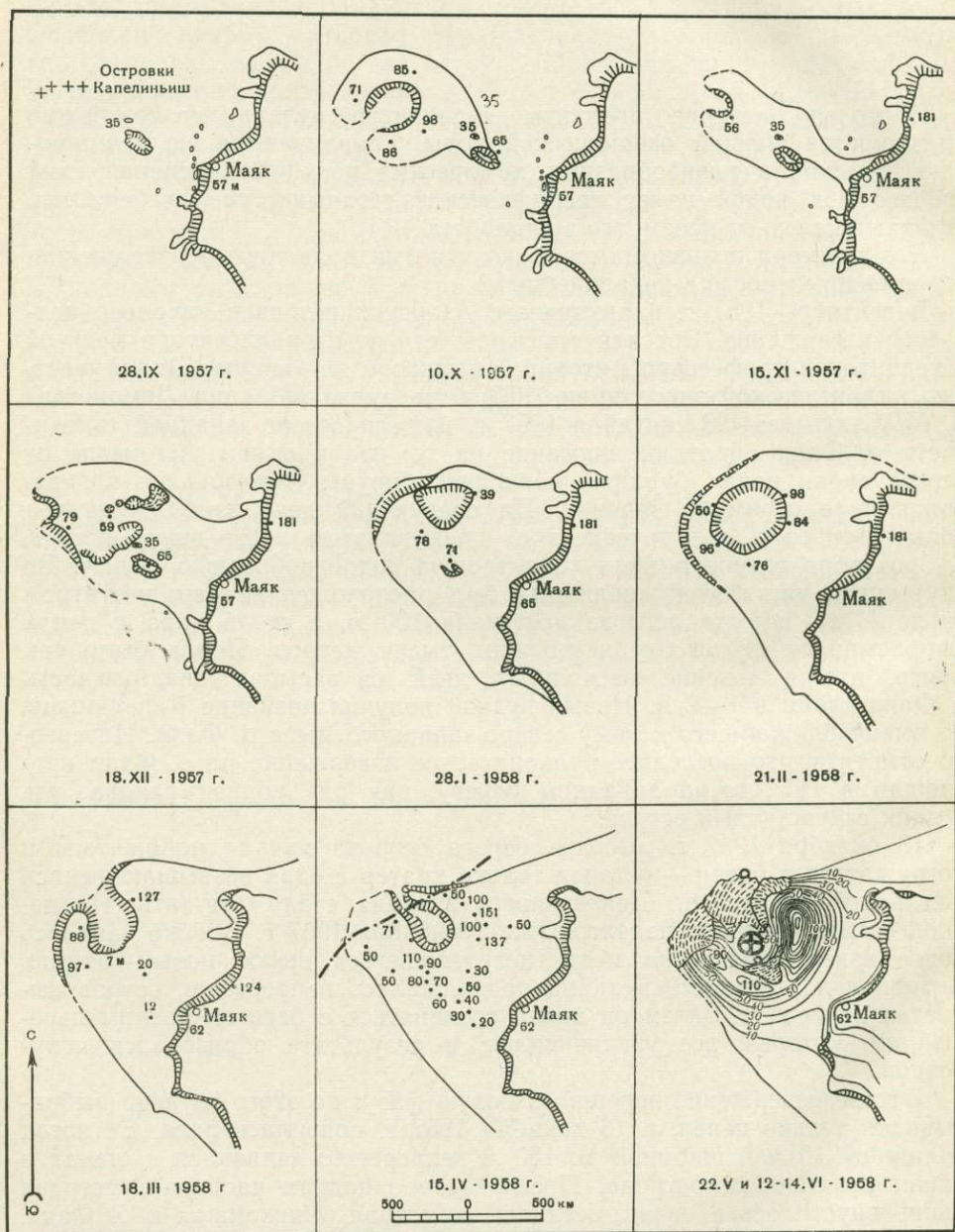


Рис. 45. Схема образования вулкана Капелиньш (Tazieff, 1958)

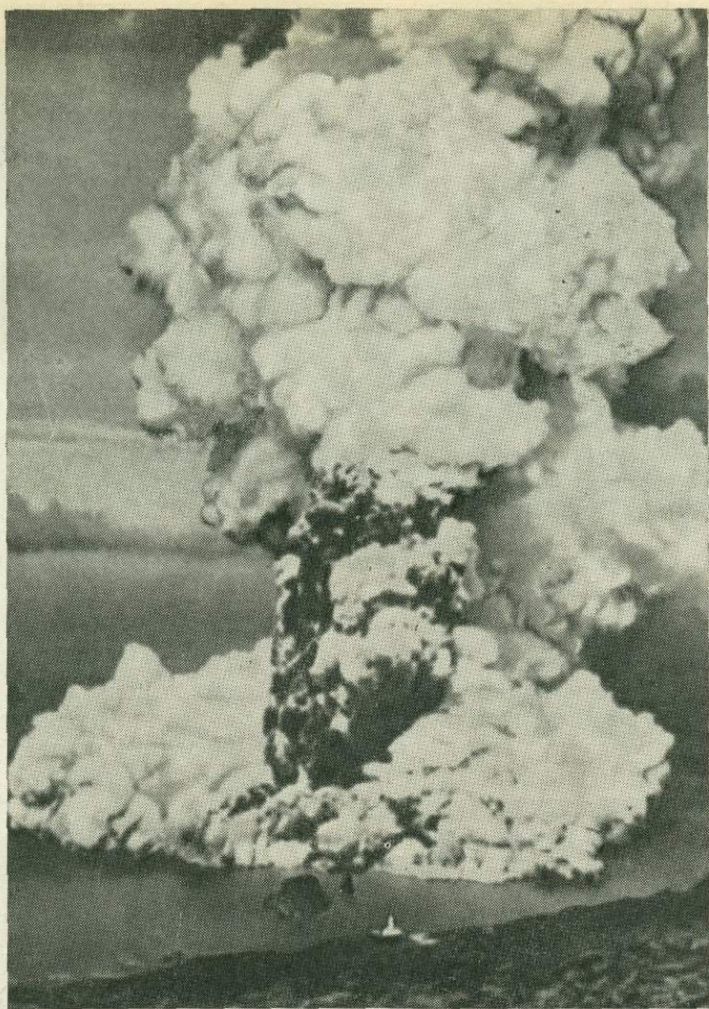


Рис. 46. Извержение вулкана Капелиньиш (Де ля Рю, 1959)

прострающаяся от центра извержения в море густая мутная полоса, несомненно, содержащая уловленные океанической водой продукты вулкана (рис. 46, 47, 48).

Интересное описание продолжительного проявления подводного вулканизма в архипелаге островов Адмиралтейства к югу от о. Манус сделано австралийскими вулканологами М. Рейнольдсом и Дж. Бестом (Reynolds, Best, 1957).

Проявления подводного вулканизма между островами Лоу и островом-вулканом Балуан впервые были отмечены в марте 1883 г. Н. Н. Миклухо-Маклаем во время его третьего посещения Новой Гвинеи. Тогда в этом районе возникла отмель глубиной около 120 м. Начиная с 27 июня 1953 г. вулканическая активность возобновилась здесь вновь и наблюдалась с небольшими перерывами до 25 марта 1955 г. За это время в разных местах было зафиксировано по крайней мере 6 очагов, 4 из которых сформировали в конце концов из шлака, пемзы и лавы надводные вулканические постройки — группу островов Тулуман.

Наблюдения М. Рейнольдса над ходом подводного извержения в моменты подводных лавовых излияний вскрыли очень интересные детали. Оказывается, газы, выделяющиеся во внезапно охлажденной лаве в ре-

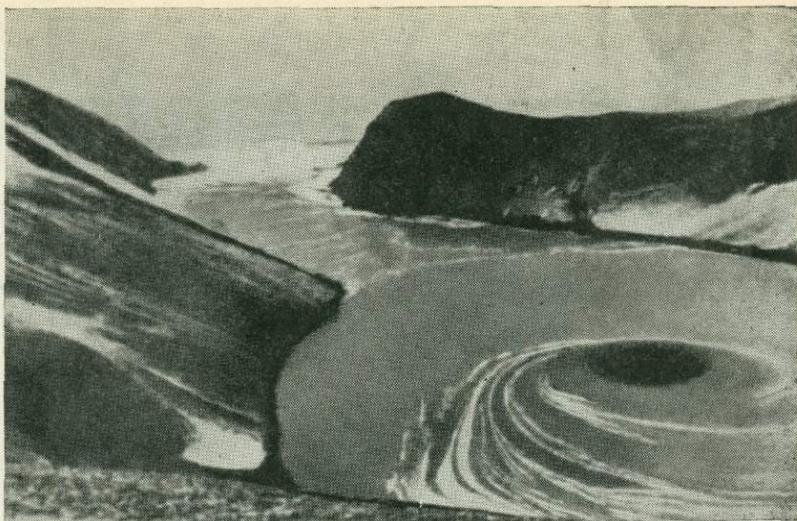


Рис. 47. Бурлящий затопленный кратер вулкана Капелиньш (Tazieff, 1958)

в результате падения давления, расширяют ее и заставляют всплывать крупными блоками на поверхность. Здесь наружное давление над блоками еще докрасна раскаленной лавы (что особенно хорошо было видно в ночное время) резко падает, и в результате нового интенсивного расширения газов происходит взрыв, разламывающий всплывающий блок лавы на мелкие куски и подбрасывающий их на высоту нескольких десятков метров. Освобождающиеся газы (преимущественно водяной пар) смешиваются с паром, возникающим во время реакции между докрасна раскаленной лавой и морской водой, и образуют белые клубящиеся тучи. Как только газ выделялся, лава теряла свою плавучесть и медленно тонула (рис. 49). Образующаяся одновременно с этим процессом пемза оставалась на поверхности и впоследствии разносилась морем на большие расстояния.

Таким образом, М. А. Рейнольдс установил, что «1) взрывы и выделение больших количеств летучих совпадают с достижением поверхно-

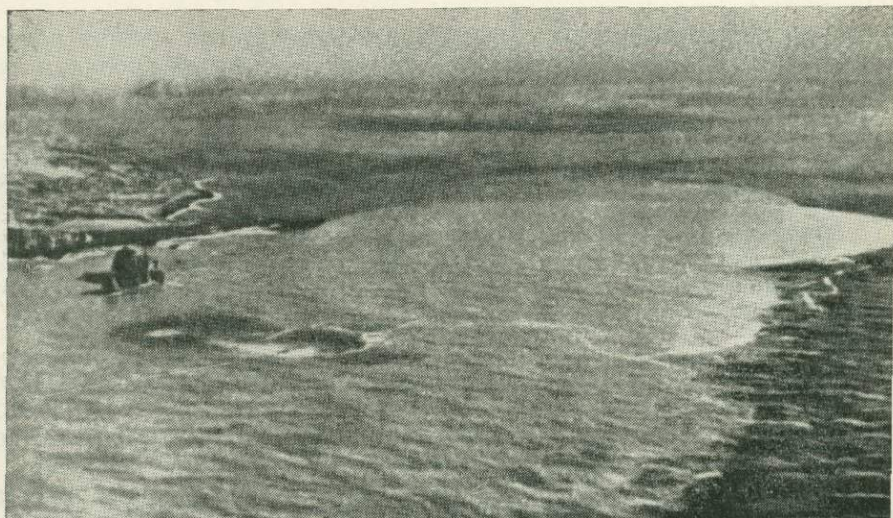


Рис. 48. Начало подводного извержения вулкана Капелиньш. Проникновение летучих компонентов в морскую воду (Де ля Рю, 1959)

сти моря крупных блоков лавы; 2) пар сопровождает выход небольших порций лавы, ясно видимых под водой; 3) вспучивание воды предшествует появлению лавы на поверхности. Взрывы, во время которых пепел и обломки пород выбрасываются на высоту до 30 м, совпадают с появлением лавы. Шум, сопровождающий извержение, похож на гром; 4) пар и газ, отделяющиеся от лавы, образуют белые кучевые клубы, которые уносятся ветром, в то время как сама масса лавы медленно погружается. Когда большинство газов полностью освобождается, лавовая масса скрывается под поверхностью воды. Обычно это продолжается менее 10 минут» (Reynolds, Best, 1957, стр. 9).

Это очень важное наблюдение убедительно показывает, что и в условиях подводного вулканизма взрывы, обусловленные резким расширением вулканических газов, происходят обычно близ поверхности воды, в обстановке атмосферного или близкого к атмосферному давления: все предшествующее взрыву время лава постепенно отдает летучие газы окружающей морской воде.

Об интенсивном растворении кислых летучих газов в морской воде косвенно свидетельствует их незначительное выделение в атмосферу. Во время осмотра образовавшихся вулканических островов в периоды затишья, как отмечает Дж. Бест, «концентрация кислых газов и сероводорода была удивительно низкой, так что не было необходимости надевать противогаз. Кислые галоиды, казалось, отсутствуют, а двуокись серы и сероводород присутствуют в очень небольших количествах. Поэтому было удивительно обнаружить, что после двухчасового пребывания в этой атмосфере мои блестящие наручные часы из нержавеющей стали сильно потускнели, как это бывает при высокой концентрации кислых газов в эксгаляциях» (Reynolds, Best, 1957, стр. 7). В то же время летучие интенсивно выделялись со дна заполненного морем кратера и растворялись в воде, придавая ей устойчивый ярко-зеленый цвет. В море около центров подводных извержений наблюдались пятна желтой пены, образованной серой или ее соединениями.

Еще более определенно растворение летучих компонентов в морской воде можно было наблюдать в 1952—1953 гг. при подводном извержении в зоне Фудзи, около 350 км к югу от Токио, закончившимся возникновением рифа Медзин.



Рис. 49. Блоки лавы, плавающие во время извержения 24 марта 1955 г. у островов Тулуман (Reynolds, Best, 1957)



Рис. 50. Пятно обесцвеченной воды в районе подводного извержения (Dietz, 1954)

Выше уже упоминалось о том, что в этом районе подводная вулканическая активность многократно наблюдалась в течение последних 50 лет. При этом проявления активности иногда ограничивались лишь изменением цвета морской воды до мутно-желтого. Так было, например, в мае 1934 г., когда проходящими судами были отмечены появление желтого пятна и серный запах на площади диаметром около 200 м.

Во время подводного извержения 1952—1953 гг. неоднократное появление вулканических пород рифа Медзин каждый раз сопровождалось интенсивным изменением цвета морской воды. Это было отмечено 17 сентября 1952 г. в самый первый этап возрождения вулканической активности; 11 марта 1953 г., когда желтое пятно, осмотренное с самолета, достигло размеров 2×4 км; 14 апреля 1953 г. и в другие дни (Mogimoto, Ossaka, 1955). Р. Дитц приводит в своей работе (Dietz, 1954) выразительные фотографии, показывающие, что обесцвечивание морской воды наблюдается на значительной площади и осуществляется

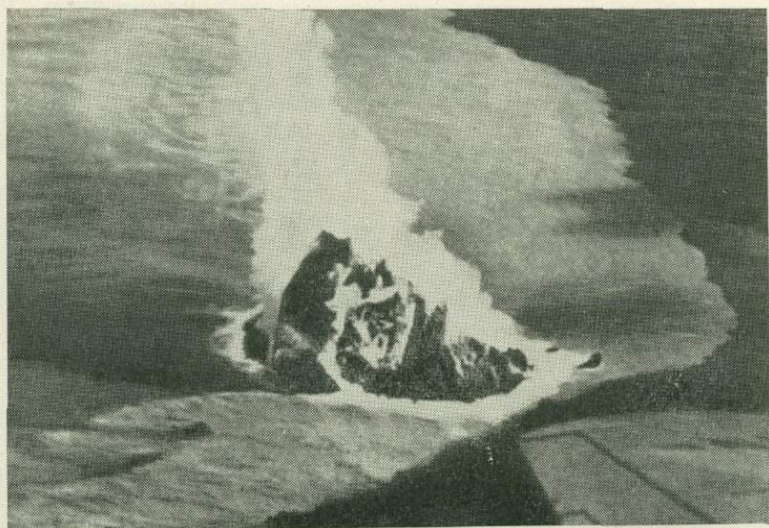


Рис. 51. Появление рифа Медзин (Dietz, 1954)

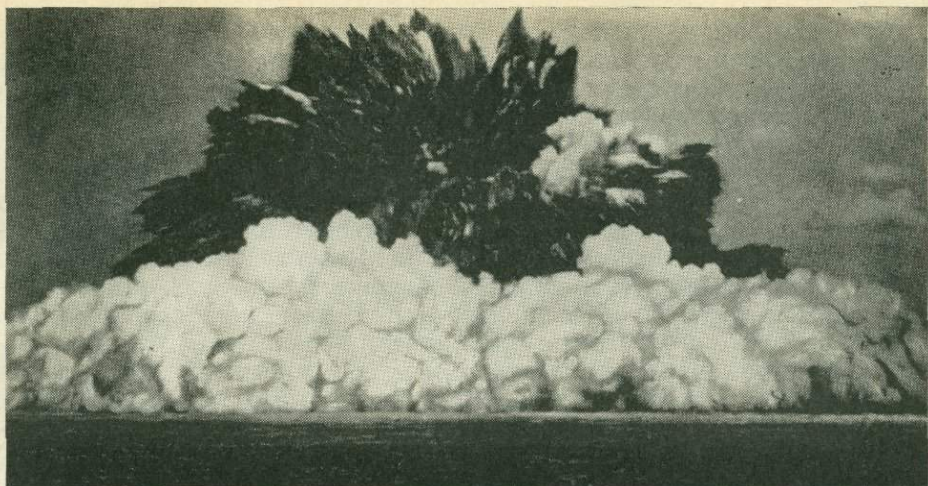


Рис. 52. Эксплозивный взрыв в районе рифа Медзин (Dietz, 1954)

совершенно спокойно, без волнений и возмущений (рис. 50). И только лишь когда раскаленная, обогащенная выделяющимися газами лава поднимается к поверхности воды (как мы это знаем по извержению Тулумана), происходит сильный взрыв с выбросом обломков лавы, пемзы, пепла и выделением больших количеств пара (рис. 51, 52). Именно такой взрыв в сентябре 1952 г. послужил причиной гибели японского гидрографического судна «Кайе-Мару-5» с 9 исследователями и 22 моряками на борту.

Моримото и Оссака (Morimoto, Ossaka, 1955), наблюдавшие подводное извержение 23 сентября 1952 г. с моря, пишут, что риф Медзин в это время представлял собой три отдельные скалы, выступавшие на 1,5 м над поверхностью воды в отлив и исчезающие в прилив. Море было спокойным, за исключением бурунов вокруг скал на площади 1—2 км в диаметре и постоянного потока мутной воды желтого цвета, образованного подводными эмиссиями. Мутный поток начинался у скал Медзин среди плавающей белой пемзы и пепла и протягивался на юго-восток по течению Куроиси со скоростью 0,8—1,5 км/час. Количество взвеси в воде достигало 30 мг/л. Было отмечено присутствие взвеси серы, запах сероводорода иногда чувствовался на палубе корабля при пересечении мутной полосы. Вода мутного потока на поверхности имела желто-грязную окраску, прозрачность 3 м, рН 7,5—7,7. На глубине 25 м загрязняющий вулканический материал отсутствовал, окраска воды была оливково-желтая или оливково-зеленая, рН 8,5. Поток по четкой границе соприкасался с неизменной водой Куроиси, обладающей голубым цветом, прозрачностью 23 м и рН 8,5.

В это время с близкого расстояния было описано четыре эксплозивных взрыва, происшедших вблизи скал рифа Медзин и очень походивших на извержение гейзеров. В течение нескольких минут перед взрывом вблизи центра извержения поднимался синеватый темный дым. Затем вода, темно-красная по цвету, резко вспучивалась, и сквозь образовавшийся купол прорывался султан зеленоватой воды с обломками лавы на гребне. Султан сначала с большой скоростью расширялся во всех направлениях, затем внезапно опадал и обволакивался клубами белого дыма. Белый клубящийся дым смешивался с черным клубами вулканического пепла, и все это вместе, по форме напоминающее кочан цветной капусты, быстро поднималось вверх, отрываясь от уровня моря и достигая тысячеметровой высоты. На подветренной стороне из тучи

начинал выпадать вулканический пепел, а с темно-зеленой и пузырящейся морской поверхности продолжал выделяться пар (рис. 53).

Как видно из описания, эксплозии рифа Медзин, так же как и вулкан Тулман, происходили непосредственно у поверхности воды и не оказывали никакого влияния на характер мутного потока.

На составленной Р. Моримото и Дж. Оссака схеме мутного потока (рис. 54) видно, что этот поток подчиняется исключительно движению воды течения Куроисио и совершенно не зависит от направления ветра, сносящего в сторону плавающие по поверхности воды пемзу и шлак. Это объясняется тем, что растворившиеся в морской воде вулканические газы на глубине перемещаются вместе со всем потоком воды. Близ поверхности в результате ряда причин — таких, как падение давления, окисление поверхностным кислородом и т. д., характер газового раствора резко меняется. CO_2 и, вероятно, частично SO_2 выделяется в спонтанном состоянии, H_2S окисляется с выделением серы, другие летучие компоненты в результате эвакуации CO_2 из раствора также частично переходят во взвесь. Выделение этой взвеси происходит довольно медленно и лишь непосредственно в верхнем слое воды, насыщенной

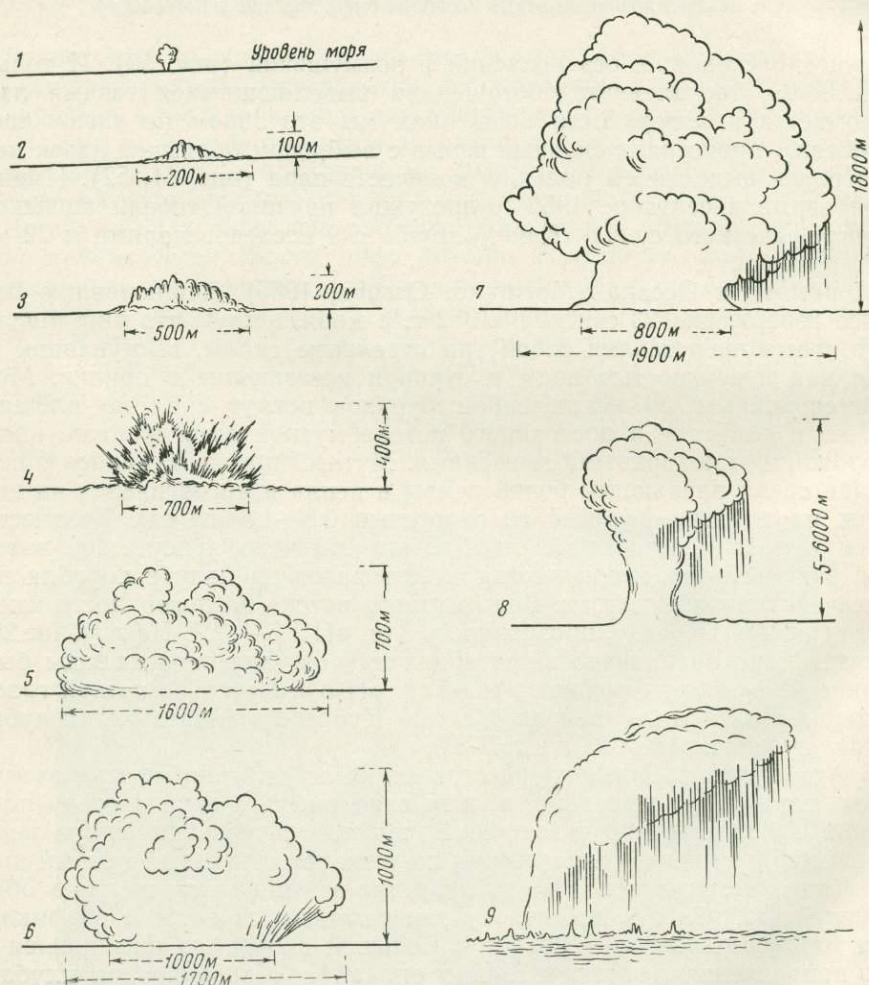


Рис. 53. Зарисовки эксплозивного взрыва в районе рифа Медзин (Marimoto, Ossaка, 1955)

1 — начало взрыва; 2 — через 11 сек; 3 — через 30 сек; 4 — через 1 мин; 5 — через 2,5 мин; 6 — через 5 мин; 7 — через 6,5 мин; 8 — через 10 мин; 9 — через 20 мин. после начала взрыва

газами и постепенно относимой морским течением от очага вулкана. Поэтому мутный поток в отличие от мгновенно выброшенных на поверхность моря пемзы и шлака не подчиняется другим факторам (ветру, волнению и т. д.).

Изменение цвета морской воды, вызванное химическими процессами, отмечается почти при каждом описании подводных вулканических извержений. Это оставляет яркое впечатление даже у далеких от вулканологии людей. Так, капитаны Аляскинской коммерческой компании Хагу и Андерсон, проходившие в 1883 г. мимо острова-вулкана Новый Богослов (Алеутская дуга) вскоре после его образования, отмечали широкие полосы красной и зеленой воды в 300 м от острова, причем выброшенный на всю длину 40-метровый лот не достал дна (Davidson, 1884). В океанологии существует даже специальный термин «обесцвеченная вода», которым называют слои воды над районами кратеров известных участков подводного вулканизма, утратившие нормальный цвет и отличающиеся от воды, окружающей эту область (Vuljan, 1955).

Каков же химизм изменений, вызываемых вулканическими эксгаляциями в морской воде? Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим еще одно подводное извержение — на этот раз на дне обширного кратерного озера, заполняющего кальдеру действующего вулкана Заварицкого на о. Симушир (Курильская островная гряда).

Бирюзовое озеро, названное так за необычайно красивый голубовато-зеленый цвет воды, имеет площадь около 4 км² и максимальную глубину 75 м. Оно заполняет кальдеру, образовавшуюся в результате взрыва по эксплозивному рву меридионального простираия и последующего расширения за счет обрушения стен (Горшков, 1960). Остаток этого рва и сейчас виден в рельефе дна озера (рис. 55). Озеро пи-

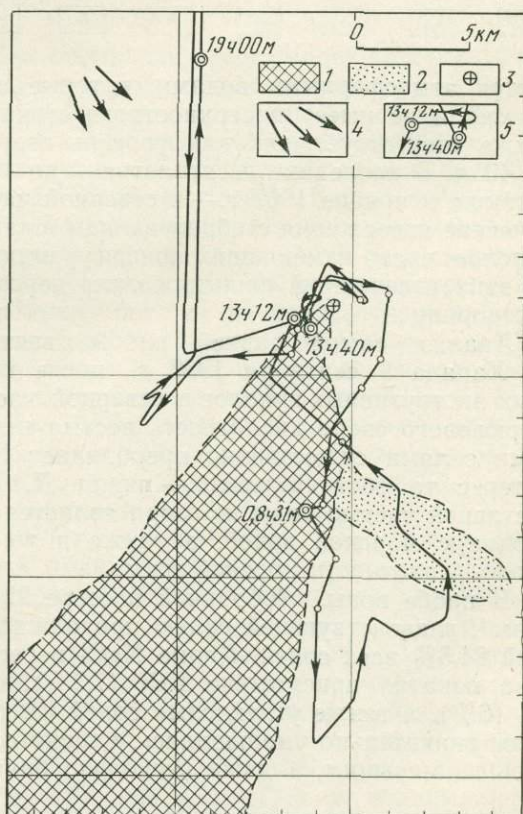


Рис. 54. Перемещение продуктов подводного извержения рифа Медзин в зависимости от направления течения и ветра (Morimoto, Ossaka, 1955)

1 — мутный поток с частицами серы и запахом сероводорода; 2 — пемза и шлак; 3 — риф Медзин; 4 — направление ветра; 5 — путь корабля

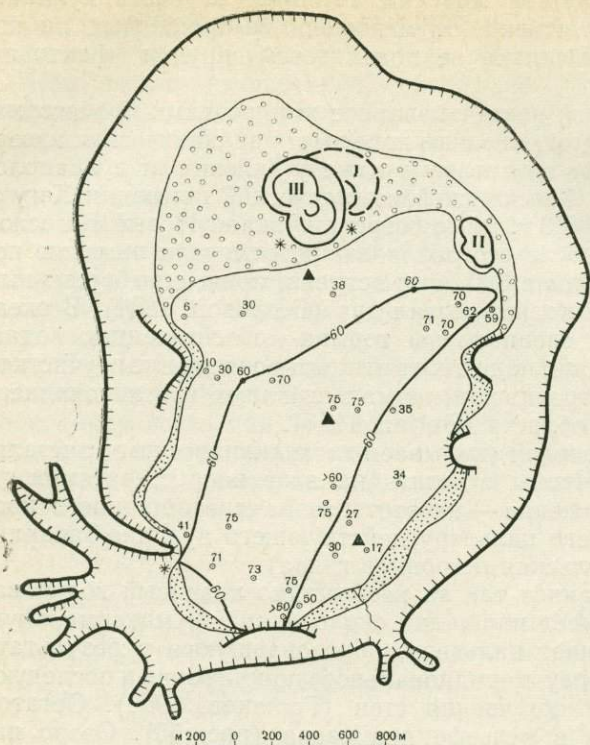
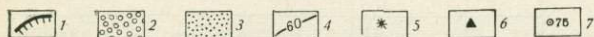


Рис. 55. Кальдерное озеро
Бирюзовое (о. Симушир)

1 — крутые обрывы внутренней кальдеры вулкана Заварицкого; 2 — свежий пирокластический материал извержения 1957 г.; 3 — пляжи, образовавшиеся после падения уровня в озере; 4 — изобата 60 м; 5 — точки отбора проб воды источников; 6 — точки отбора проб воды озера; 7 — отметки глубин озера (в м)

I — место шлакового конуса, образовавшегося ранее 1916 г. и уничтоженного извержением 1957 г.; II — экструзивный купол, образовавшийся между 1916 и 1933 гг.; III — экструзивный купол и лавовый поток извержения 1957 г.



тается атмосферными водами, которые собираются с площади около 25 км^2 , и не имеет поверхностного стока. Подземная связь с океаном также отсутствует, так как уровень озера превышает уровень океана на 40 м. В последние десятилетия — до 1916 г., между 1916 и 1931 гг., а также в ноябре 1957 г. — в северной части озера происходили вулканические извержения с образованием шлаковых конусов и экструзивных куполов, часто изменявших конфигурацию озера. Газообразные продукты этих извержений фильтровались через толщу воды озера, частично растворялись в ней и в той или иной степени изменяли ее.

Анализ самой ранней пробы, взятой японским исследователем Д. Харада 9 сентября 1938 г., после образования по крайней мере двух экструзивных куполов в северной части озера, показал, что в воде Бирюзового озера кислотность весьма незначительна и над всеми другими солями существенно преобладает NaCl. «Представляет большой интерес то обстоятельство, — пишет Д. Харада (1934), — что главной составной частью воды из озера является NaCl и на первый взгляд она сходна с морской водой, а также и то, что плотность ее составляет около $\frac{1}{9}$ плотности морской воды».

В пробе воды, отобранной в озере 22 года спустя Ю. С. Желубовским¹, главенствующей солью продолжал оставаться NaCl, составляющий 84,5% всех солей. Кроме NaCl пересчет на эквивалентные количества показал присутствие KCl (7,2%), сернокислых солей Na, Mg и Ca (6%), а также углекислых солей Ca (2,3%). Общая минерализация воды значительно уменьшилась, однако содержание ионов хлора оказалось не меньшим, а даже несколько большим, чем в пробе Д. Харада

¹ Результат анализа любезно сообщен нам О. Н. Толстихиным.

(табл. 54). При этом несколько повысилось соотношение Cl и SO₄: в 1933 г. оно составляло 11,10, а в 1955 — 11,25.

12 ноября 1957 г. в северной части кальдеры, заполненной озером, началось извержение, приведшее к образованию нового шлакового конуса и экструзивного купола. Ход извержения, наблюдавшегося жителями поселка Косточко и китоккомбината «Скалистый», подробно описан Е. К. Мархиным (1960). По наблюдениям местного врача В. Е. Устиновского, «...Бирюзовое озеро все парило. Пар сплошными хлопьями застилал водную поверхность. Временами среди пепельно-белых клубов пара проглядывала волнистая поверхность озера. Чувствовался резкий

Таблица 54

Состав воды Бирюзового озера (в мг/л) в 1933, 1955 гг.
и в декабре 1957 г.
(по данным различных исследователей)

Компоненты	Исследователи			Компоненты	Исследователи		
	Д. Харада, 9 IX.1933 г., аналитик Есимура	Ю. С. Же- лубовский, 1955 г., аналитик Т. В. Дол- матова	Е. К. Мар- хинин, 12 XII. 1957 г., аналитик Е. П. Ря- бичкина		Д. Харада, 9 IX.1933 г., аналитик Есимура	Ю. С. Же- лубовский, 1955 г., аналитик Т. В. Дол- матова	Е. К. Мар- хинин, 12 XII. 1957 г., аналитик Е. П. Ря- бичкина
Al ³⁺	—	—	17,7	SO ₄	104,5	111,4	923,1
Fe ³⁺	0,05	—	13,0	CO ₃	21,2	Нет	Нет
Mn ⁴⁺	0,05	—	—	HCO ₃	—	49,0	Нет
Ca ²⁺	111,0	46,0	151,0	SiO ₂	58,6	96,2	—
Mg ²⁺	—	6,0	48,5	P ₂ O ₅	0,65	—	—
K ⁺	—	109,0	—	Сухой остаток	3768,4	2450,0	4062,0
Na ⁺	1152,0	757,0	—	pH	6,8	—	2,95
Cl ⁻	1160,0	1253,0	1448,4				

запах сернистых газов. На зубах ощущался песок. Через каждые 10 минут в северо-западной части озера в районе действующего кратера происходили взрывы, напомиавшие взрывы артиллерийских снарядов и бомб, и поднимались столбы песка и камней» (Мархинин, 1960, стр. 9). 12 декабря Е. К. Мархинин совместно с В. Е. Устиновским и Б. А. Скороходовым спустились непосредственно к берегу Бирюзового озера. «Озеро было окутано паром. Действующий кратер на северо-западном берегу имел вид громадной черной клешни, сложенной глыбами лавы. Фумаролы выбрасывали мощные белые клубы пара и в центре действующего кратера, и с его северо-восточной внешней стороны, менее сильные струи пара выходили в ряде мест вокруг кратера» (стр. 11). Вода в озере значительно нагрелась и в день спуска достигала температуры 34°. Резко изменился состав воды: в пробе, взятой Е. К. Мархиным 12 декабря 1957 г., удалось установить резко повышенную общую минерализацию (сухой остаток 4062,0 мг/л), понижение pH (до 2,95), увеличение содержания хлора и особенно значительное SO₄²⁻, появление растворенных железа и алюминия (см. табл. 54).

В результате извержения 1957 г. северная часть Бирюзового озера оказалась засыпанной свежими вулканическими продуктами, главным образом пирокластическим материалом. На этой площадке образовался новый андезитовый экструзивный купол диаметром около 300 м и высотой 10 м. По границе между монолитным телом купола и брекчиевой корой, окружающей ее подножие, поднимался дым фумарол. К юго-востоку от купола к озеру спустился короткий 300-метровый язык лавового потока, не достигший берега всего в нескольких метрах (Горшков, 1960). Уровень воды в озере упал на 6—8 м. Вдоль вновь образовавшегося северного берега на протяжении более 1,5 км поднимали паровые струи. Температура поверхностной воды близ берега оставалась

высокой, а в районе нового эруптивного тела образовались горячие источники ($85-90^{\circ}$), впадающие в озеро.

Исследование фумарольных газов, выполненное И. И. Товаровой (1960) как для фумарол купола, так и для газовых струй (в более древней, отмечавшейся всеми предыдущими исследователями термальной площадке юго-западной части озера), дало очень интересные результаты. Оказалось, что конденсаты фумарольных газов содержат в основном анионы $\text{SO}_4^{''}$, причем на свежем куполе их роль оказалась значительно большей, чем на старой термальной площадке ($84,4 \text{ мг} \cdot \text{экв} \%$ всех анионов конденсата фумарольного газа свежего купола против $60,5 \text{ мг} \cdot \text{экв} \%$ всех анионов конденсата фумарольного газа термальной площадки). Это увязывается с тем обстоятельством, что с самого начала извержения в воду озера стало поступать значительное количество сернистых газов. В то же время вытекающий у подножия купола горячий источник, в воде которого отфильтрована основная часть вулканических газов, содержит в своем составе главным образом NaCl , составляющий $76,5\%$ всех растворенных солей. Газ же фумарол, проходящий через воду в виде пузырьков вблизи берега, на 85% представлен CO_2 . Отсюда следует очень важный вывод: вулканические газы, попадая в приповерхностную, насыщенную грунтовыми водами зону, резко дифференцируют, причем их дифференциация определяется физико-химическими свойствами самих газов. Интенсивно растворяющийся в воде HCl поглощается грунтовыми водами на самом раннем этапе соприкосновения газов и вод; «отфильтрованные» таким образом сернистые газы либо фиксируются в водах озера, либо удаляются в атмосферу; CO_2 уходит в атмосферу во всех отмеченных случаях.

И. И. Товаровой обращено внимание еще на одно важное обстоятельство: конденсаты фумарольных газов молодого купола, образовавшегося на площадке из пирокластического материала и в северной трети озера, имеют слабо кислую, почти нейтральную реакцию ($\text{pH } 5,5-5,6$) и содержат большое количество катионов металлов, главным образом Na , K и Fe (в сумме около 90% всех катионов), что свидетельствует в данном случае об активном взаимодействии паров и газов (или вод, насыщенных вулканическими газами) с окружающими породами. На это же указывают налеты возгонов сульфатов кальция, магния, алюминия и железа, обильно распространенные близ выходов фумарол.

Во время полевых исследований в июле 1958 г. нами был отобран ряд проб воды озера и втекающих в него горячих ручьев по меридиональному профилю с севера на юг (см. рис. 61); результат анализа этих проб сведен в табл. 55.

Анионный состав воды горячих ручьев у подножия купола характеризуется весьма высоким содержанием хлора ($86,2\%$ всех анионов) и некоторым количеством ионов $\text{SO}_4^{''}$ ($11,6\%$); соотношение Cl и $\text{SO}_4^{''}$ равно $7,42$. Эти анионы, без сомнения, накопились за счет растворения в воде хлористого водорода и сернистого газа. При этом водород всех кислот оказался почти полностью замещен катионами щелочных металлов, главным образом натрием ($89,5\%$ всех катионов), что привело к значительному увеличению pH ($> 8,4$). Примерно такой же по своему составу является вода небольшого ручья, стекающего в озеро с более древнего юго-западного сольфатарного поля. Катионный состав этой воды также характеризуется преобладанием натрия ($85,7\%$ всех катионов), роль хлора еще более велика ($98,7\%$ всех анионов). Как и воды источников у подножия купола, вода ручья юго-западного сольфатарного поля обладает щелочной реакцией ($\text{pH} > 8,4$). Этот ручей в зависимости от атмосферных осадков то исчезает, то появляется вновь.

Вода самого озера в отличие от воды поступающих в него горячих источников характеризуется кислой реакцией, причем pH ее повышается от $3,30$ в южной части до $4,95$ в северной, подверженной активному

Состав воды Бирюзового озера и впадающих в него горячих ручьев в июле 1958 г. (аналитик М. А. Канакина)

Компоненты	Горячий ручей, стекающий с купола			Северная часть озера близ купола			Центральная часть озера			Южная часть озера			Горячий ручей юго-западного сольфатарного поля		
	мг/л	мг · экв/л	мг · экв%	мг/л	мг · экв/л	мг · экв%	мг/л	мг · экв/л	мг · экв%	мг/л	мг · экв/л	мг · экв%	мг/л	мг · экв/л	мг · экв%
H ⁺	Нет	—	—	0,01	0,01	0,01	0,17	0,17	0,27	0,54	0,54	0,97	Нет	—	—
Al ³⁺	0,85	0,09	0,11	7,38	0,82	1,30	11,61	1,29	2,07	9,18	1,02	1,83	0,65	0,07	0,11
Al(OH) ²⁺	Нет	—	—	8,14	0,37	0,59	0,88	0,04	0,07	0,44	0,02	0,03	Нет	—	—
Fe ³⁺	1,66	0,09	0,11	6,56	0,35	0,56	6,36	0,34	0,55	4,99	2,27	0,48	1,50	0,08	0,13
Ca ²⁺	75,05	3,75	4,71	143,00	7,15	11,38	172,50	8,62	13,86	189,50	9,47	16,97	47,50	2,35	3,79
Mg ²⁺	20,72	1,70	2,13	23,50	1,93	3,07	37,00	3,04	4,89	30,00	2,48	4,44	20,72	1,70	2,75
K ⁺	107,5	2,75	3,45	71,25	1,82	2,90	90,00	2,31	3,71	90,25	2,31	4,14	180,00	4,61	7,45
Na ⁺	1640,75	71,33	89,49	1150,0	50,00	79,57	1059,20	46,05	74,02	905,00	39,35	70,51	1220,61	53,07	85,77
Li ⁺	—	—	—	2,75	0,39	0,62	2,5	0,35	0,56	2,5	0,35	0,63	—	—	—
Σ	—	79,71	100,00	—	62,84	100,00	—	62,21	100,00	—	55,81	100,00	—	61,88	100,00
Cl ⁻	2303,29	64,95	86,24	1746,64	49,20	80,14	1627,89	45,85	78,27	1593,26	44,88	79,74	2058,37	57,98	93,69
SO ₄ ⁻	419,75	8,74	11,61	585,25	12,19	19,86	609,12	12,69	21,66	542,40	11,30	20,08	140,94	2,94	4,75
HSO ₄ ⁻	Нет	—	—	Нет	—	—	3,88	0,04	0,07	9,70	0,10	0,18	Нет	—	—
HCO ₃ ⁻	98,82	1,62	2,15	—	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	58,56	0,96	1,56
Σ	—	75,31	100,00	—	61,39	100,00	—	58,58	100,00	—	56,28	100,00	—	61,88	100,00
ΔΣ	—	4,40	—	—	1,45	—	—	3,63	—	—	0,47	—	—	—	—
Сухой остаток	4816,0	—	—	4008,0	—	—	3816,00	—	—	3616,00	—	—	3988,0	—	—
SiO ₂	350,0	—	—	200,0	—	—	201,00	—	—	193,00	—	—	203,00	—	—
P	Не опр.	—	—	0,88	—	—	0,91	—	—	0,88	—	—	Не опр.	—	—
F	3,2	—	—	3—4	—	—	4,00	—	—	3,2	—	—	0,2	—	—
Br	Следы	—	—	1,0	—	—	3,00	—	—	0,5	—	—	Следы	—	—
I	0,25	—	—	Следы	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	0,25	—	—
B ₂ O ₅	Не опр.	—	—	16,70	—	—	9,74	—	—	8,70	—	—	Не опр.	—	—
pH	>8,4	—	—	4,95	—	—	3,81	—	—	3,30	—	—	8,4	—	—

воздействию остывающего эффузивного выброса. Анионы представлены Cl и SO_4'' , причем, несмотря на преобладание хлора, SO_4'' играет заметную роль (в центре озера $\text{Cl}' : \text{SO}_4 = 3,61$). Среди катионов главенствует по-прежнему натрий, доля которого велика в северной части (80% всех катионов). Наряду с ним существенное значение приобретает кальций, содержание которого повышается с севера на юг от 11 до 17%. Продолжает находиться в растворе некоторое количество алюминия и железа — значительно, однако, меньшее относительно зафиксированного непосредственно после извержения.

В июле 1959 г. нам удалось снова посетить Бирюзовое озеро. На куполе по-прежнему продолжалась устойчивая фумарольная деятельность; так же интенсивно, как и в 1958 г., парила северная кромка озера. Прозрачность воды заметно уменьшилась, цвет ее стал густым, масляно-зеленым. Уровень воды в озере упал еще на 1,8—2 м, причем обнажившаяся часть дна по всей окружности озера оказалась покрытой тонким желто-коричневым налетом свежевывапавшего лимонита.

Анализ проб воды озера, отобранных примерно в тех же местах, что и в 1958 г., показал, что солевой состав воды в общем почти не изменился, причем пробы на разных участках профиля отличаются друг от друга гораздо менее резко, чем год назад (табл. 56). Тем не менее удалось отметить, что по сравнению с 1958 г. в воде озера несколько понизилась концентрация водородных ионов (рН 4,15—5,09), чуть увеличилось отношение Cl' к SO_4'' (до 3,97 в центре озера), более чем вдвое выросло количество растворенного магния и очень резко упало содержание растворенного железа. Именно этот процесс интенсивного, почти полного выпадения гидроокислов железа в осадок и обусловил возросшую мутность воды и оранжевую лимонитовую кайму вокруг озера.

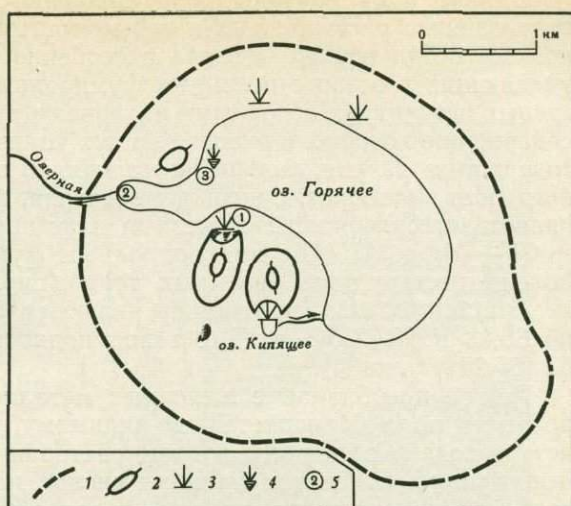
Сравнение серии анализов, характеризующих воду Бирюзового озера в 1933, 1955, 1957, 1958 и 1959 гг., позволяет составить представления о режиме формирования и причинах изменения солевого состава этой воды. Основной хлоридно-натриевый фон, вероятнее всего, сформировался под влиянием серии извержений, протекавших до 1931 г. в северной части заполненной водой кальдеры (см. рис. 61). Это можно предположить, наблюдая в настоящее время интенсивное улавливание хлористого водорода водой, соприкасающейся с горячими породами экструзивного купола, и энергичное замещение водорода в воде на ион натрия. Затухание процесса, как показывает анализ вод юго-западного сульфатарного поля, приводит к повышению отношения $\text{Cl}' \text{SO}_4''$ (см. табл. 55). После извержения 1965 г. под воздействием выделившихся и профильтровавшихся сквозь озеро вулканических газов в воде озера повысилось содержание хлора, фосфора (более чем в 3 раза) и особенно SO_4'' , ибо сернистые газы, как показали непосредственные наблюдения на озере (Мархинин, 1960) и анализы конденсатов фумарольного газа (Товарова, 1960), играли в момент извержения весьма существенную роль. Кроме того, в момент извержения в водах озера появилось растворенное железо. В дальнейшем железо перешло из раствора в осадок, влияние сернистых газов заметно уменьшилось и только хлориды натрия продолжали поступать в Бирюзовое озеро с прежней (если не большей) интенсивностью.

Для полноты картины химизма подводных вулканических процессов небезынтересно несколько подробнее остановиться на описании еще одного подводного вулканического явления — выхода газов подводного фумарольного поля на дне кальдерного озера действующего вулкана Головнина (о. Кунашир, Курильская островная гряда). Это фумарольное поле автору удалось наблюдать в августе 1958 г. непосредственно под водой с помощью легководолазного аппарата типа ИПА-3.

Головнинское озеро (рис. 56) занимает северо-восточную половину обширной кальдеры вулкана Головнина диаметром около 3 км и имеет

Рис. 56. Озеро в кальдере вулкана Головнина

1 — граница кальдеры; 2 — экструзивные купола; 3 — наземные фумарольные поля; 4 — подводное фумарольное поле; 5 — точки отбора проб воды



глубины, в некоторых местах превышающие 60 м. Общий объем воды озера составляет около 15 млн. м³. По берегам озера расположено несколько сольфатарных полей с обширными зонами осветленных пород, мощными газовыми выходами и небольшими термальными источниками, вода которых характеризуется низким рН (около 1) и сравнительно высоким содержанием железа и алюминия. На крайней западной оконечности озера из него вытекает р. Озерная, состав воды которой приблизительно соответствует среднему составу воды озера.

Подводное фумарольное поле расположено в северо-западной части озера на крутом подводном склоне (40—50°), начинающемся примерно в 10 м от берега с глубины около 2 м, и занимает площадь около 400 м², с которой поднимаются многочисленные струйки газа разной интенсивности. С берега поле отчетливо выделяется общей белесой окраской, которая складывается из серии обособленных мелких бесформенных белесых пятен, приуроченных к газовым выходам. Вода озера над полем и у берега, куда она оттесняется волнением, имеет голубой оттенок и сильно опалесцирует.

Подводный склон усеян крупными глыбами андезита, среди которых, вероятно, есть и коренные выходы, принадлежащие находящемуся у берега экструзивному куполу. Выходы газов приурочены либо к трещинам в андезитах, либо к округлым воронкам, по краям которых расположены крупные камни, а в центре — мелкий песок. Из многих воронок видимых выделений газов нет, однако песок в центре таких воронок заметно теплый, местами даже горячий. В этих местах конденсируется водяной пар. Струйки газа имеют умеренную температуру; резкое повышение температуры ощущается лишь в иле на глубине 20—30 см. Близ выходов газов и в горячих воронках скапливается большое количество мелких желтовато-зеленых хлопьевидных водорослей, а дно воронок обычно заполнено тесно прижимающимися друг к другу ручейниками с домиками, склеенными из песчинок. Над самым дном накапливается легко взмучиваемая и очень медленно оседающая взвесь тончайших белых частичек серы.

Никакого видимого изменения пород, хоть сколько-нибудь напоминающего изменения наземных фумарольных полей, на подводном фумарольном поле нет. В местах интенсивного выхода газов из трещин наблюдаются лишь незначительный черный налет сернистого железа и желтые пятна налета серы. Во всем остальном породы подводного фумарольного поля не отличимы от неизменных эффузивных пород на берегу.

Однако вода подводного fumarольного поля резко отличается по соотношению растворенных в ней элементов (как катионов, так и анионов) от остальной воды озера и особенно от воды кислых источников, впадающих в озеро с наземных fumarольных полей (табл. 57). Если в кислых источниках основными катионами являются железо и алюминий, содержание которых в эквивалентных количествах в 2,5 раза превышает содержание натрия, кальция и магния, то в воде подводного fumarольного поля, наоборот, содержание натрия, кальция и магния в 52 раза превышает содержание железа и алюминия, т. е. соотношение $Na + Cl + Mg$ к $Al + Fe$ над подводным fumarольным полем в 130 раз больше, чем в воде наземных терм (рис. 57). Основными анионами кислых термальных источников являются SO_4'' и HSO_4' (соответственно 66,43 и 29,62 мг·экв%), а вод подводного fumarольного поля — Cl (85,28 мг·экв%).

Резкое преобладание щелочных металлов в воде подводного fumarольного поля объясняется, по-видимому, тем, что при непосредственном выходе в обширный водоем растворяющиеся газы не в состоянии формировать концентрированных кислот, как это свойственно наземным термам. Кислотное разложение пород в том виде, как оно наблюдается на суше, под водой не происходит, и из слагающих дно эффузивов выносятся лишь сравнительно незначительное количество легко растворимых щелочных металлов. Преобладание хлора можно объяснить высокой растворимостью хлористого водорода, в то время как сероводород окисляется до элементарной серы и лишь частично переходит в сульфат-ион. Тонкие частицы выделяющейся серы, отчетливо видимые под водой, как раз и образуют те светлые пятна вокруг выходов газов, которые создают общий белый фон fumarольного поля. CO_2 не растворяется в воде и составляет основную массу (82,5%) газов, уходящих в атмосферу. Вместе с вулканическими газами на площади подводного fumarольного поля выходит значительное количество водяного пара, который конденсируется и тем самым заметно понижает в этом месте общую минерализацию придонной воды.

Имеются также данные о газогидротермальной деятельности подводных вулканов в море.

Таблица 57

Состав воды Горячего (Головинского) озера в кальдере вулкана Головина (о. Кунашир, Курильская гряда)

Компоненты	Кислый источник действующего fumarольного поля		Источники р. Озерной		Подводное fumarольное поле	
	мг/л	мг·экв%	мг/л	мг·экв%	мг/л	мг·экв%
H^+	38,05	53,98	2,77	30,85	1,63	23,42
Al^{3+}	177,45	27,98	7,16	8,80	0,86	1,30
Fe^{3+}	22,26	1,69	2,71	1,56	0,26	0,15
Fe^{2+}	67,00	3,39	Нет	—	Нет	—
Ti	Нет	—	—	—	—	—
Ca^{2+}	67,90	4,81	35,00	19,49	31,25	22,41
Mg^{2+}	57,25	6,67	14,40	13,14	15,12	17,82
Na^+	20,00	1,23	52,50	25,38	52,00	32,47
K^+	Нет	—	1,10	0,33	2,06	0,71
Li^+	1,25	0,25	0,31	0,45	0,81	1,72
Cl'	90,78	3,95	191,48	58,69	201,41	85,28
HSO_4'	1859,49	29,62	23,28	2,61	3,88	0,60
SO_4''	2064,0	66,43	170,88	38,70	45,12	14,12
Сухой остаток	6524,0	—	444,0	—	428,0	—
SiO_2	280,0	—	37,2	—	49,5	—
pH	1,57	—	2,60	—	2,82	—
Кислотность	53,20	—	1,64	—	—	—

В апреле 1959 г. М. Шенью, Г. Тазиевым и Р. Фабром (1965) было отобрано несколько проб воды над действующими подводными вулканами Каруа и Лайка (архипелаг Новые Гебриды). Сравнение состава вод, находящихся в контакте с вулканическими эманациями, с составом чистой морской воды вне вулканического района не вскрыло каких-либо заметных отклонений в содержании основных растворенных солей. Однако растворенные газы и взвешенный материал в водах над различными участками подводной вулканической деятельности оказались различными.

Выяснилось, например, что растворенные газы воды зоны активного кипения отличаются от таковых над краевой частью вулкана более низким содержанием углекислоты и присутствием сероводорода (табл. 58). Особенно разными по составу (в %) оказались взвеси, выделившиеся из этих вод.

Так, в воде зоны активного кипения (над кратером) обнаружена голубовато-серая взвесь с высоким содержанием меди (более 12%), а вода над краевой частью вулкана оказалась насыщенной светло-желтой железистой взвесью, содержащей около 30% железа (Шенью, Тазиев и Фабр, 1965).

В январе 1963 г. автору в составе вулканологической экспедиции Геологического института АН СССР в Индонезии удалось наблюдать непосредственно под водой деятельность подводного вулкана Бану Вуху, находящегося в fumarольной стадии. Этот вулкан расположен в группе мелких островов архипелага Сангихе (к северу от о. Сулавеси), приблизительно в 0,5 км от небольшого островка Махенгетан, с координатами 3°08' с. ш. и 125°29'26" в. д. (Neumann van Padang, 1951).

Краткая история Бану Вуху, по данным Г. Кеммерлинга, следующая. Первое извержение, о котором сохранились сведения, произошло 23 апреля 1835 г. и после нескольких дней непрерывной активности завершилось образованием лавового острова-купола высотой 30 м. К 1848 г. остров разрушился и в море осталось лишь несколько утесов, 6 сентября 1889 г. вулкан снова начал действовать, причем извержение в течение двух месяцев сопровождалось частыми землетрясениями, разрушительными на о. Сангихе и ощутимыми на Северном Сулавеси, и цунами (около 1,5 м в бухте Таруна). В результате извержения на северный мыс бухты Таруна оказалось выброшено большое количество мертвой рыбы. В конце 1895 г. жители Махенгетана наблюдали диковинные гейзерообразные струи, бьющие вертикально вверх из «кипящего» моря. «Гейзеры» сопровождалась выходом сернистых газов и массовой ги-

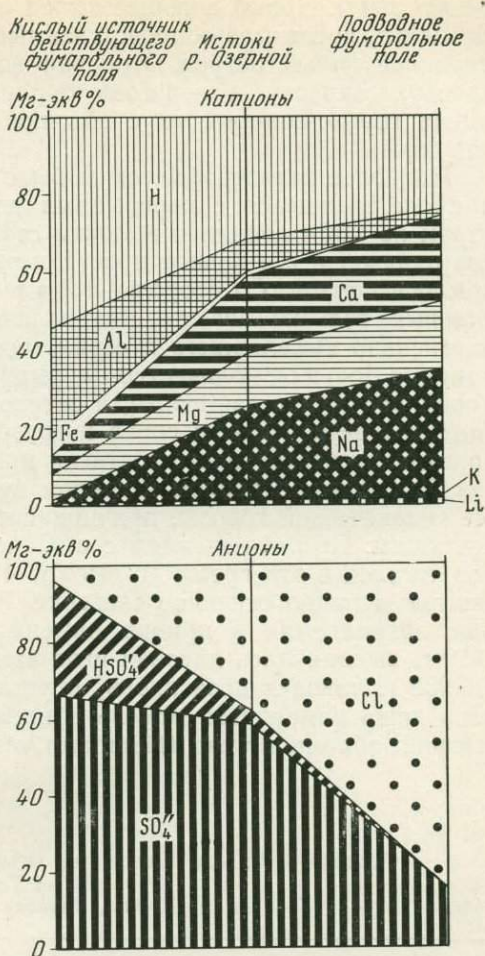


Рис. 57. Состав воды Головнинского озера в кальдере вулкана Головнина (о. Кунашир)

белью рыбы. Новый сильный выход сернистых газов произошел 17 апреля 1904 г., после чего сопровождаемый серией ощутимых толчков из моря поднялся новый остров. Морская вода вокруг острова имела ржаво-красную окраску и неистово бурлила, однако оставалась холодной, имела горько-соленый вкус обычной морской воды и неприятный запах серы.

Наиболее катастрофическим было извержение, начавшееся в 1918 г. и продолжавшееся с перерывами до конца 1919 г. 18 июля 1918 г. утром из моря поднялся высокий столб воды, вызвавший разрушительное цунами, и все водное пространство, насколько хватало взгляда, покрылось пемзой. Со стороны моря в течение 4 часов подряд доносился сильный гул. 20 августа это явление повторилось в сопровождении интенсивно выделявшегося сернистого газа, в результате чего к берегу прибило большое количество одурманенной рыбы. 2 февраля 1919 г. над морем поднялись две скалы, и остров Махенгетан был засыпан пеплом, однако к вечеру скалы снова погрузились в «кипящее» море. В апреле эруптивная деятельность достигла максимальной силы. Остров Махенгетан был засыпан пеплом и градом вулканических бомб размером больше человеческой головы, причинивших ущерб кокосовым плантациям и жилищам. По наблюдениям с о. Сангихе, столб «дыма» над Бану Вуху поднимался в это время до высоты 4—5 тыс. м, были слышны сильные взрывы и видно огненное свечение. В результате образовалась обширная, затопляемая в прилив каменистая банка, из которой в конце 1919 г. выдвинулась лавовая игла высотой 20—30 м (Kemmeling, 1923). К 1935 г. лавовая игла вновь опустилась в море, и от острова осталась лишь каменистая отмель и несколько обнажающихся в отлив невысоких обломков скал (Neumann van Padang, 1938) (рис. 58)

Таблица 58

Растворенные газы в воде над подводными вулканами архипелага)
Новые Гебриды
(по Шенью, Тазиеву и Фабру, 1965)

Характер газа	Образцы			
	I	II	III	IV
Запах	Сернистый	Без запаха	Без запаха	Без запаха
pH	6,2—6,3	6,1—6,2	6,5	6,1—6,2
Остаток при 140°, г/л	37,18	37,00	36,75	37,37
Хлор, г/л	19,74	19,44	19,31	19,03
Фтор, мг/л	2,2	2,2	2,2	2,2
SO ₄ , г/л	2,777	2,864	2,857	2,836
Магний г/л	1,469	1,455	1,262	1,275
Осадок, мг/л	95,3	50,0	24,6	17,7
Цвет осадка	Голубовато-серый	Светло-желтый	Желтый	Желтый
Растворенные газы				
CO ₂ , мг/л воды	3,71	7,06	*	2,96
O ₂	1,12	2,68	—	1,66
N ₂ + редкие газы, мг/л воды	10,60	10,41	—	11,66
H ₂ S, мг/л воды	0,11	—	—	—
Неопределенные, мг/л воды	—	0,33	—	—
Общий объем, мг/л воды	15,54	20,18	—	16,28

* Растворенные газы не изучались, так как пробка флакона была повреждена.

Примечание: I — вулкан Каруа. Вода отобрана с поверхности в зоне активного кипения (11 апреля 1959 г., 13 часов), II — вулкан Каруа. Вода отобрана с глубины 1 м на некотором расстоянии от вершины (11 апреля 1959 г., 13 час.); III — вулкан Лайка на юго-западе, между Тонго и Эпи. Вода отобрана с поверхности; IV — морская вода, отобранная вне вулканического района.

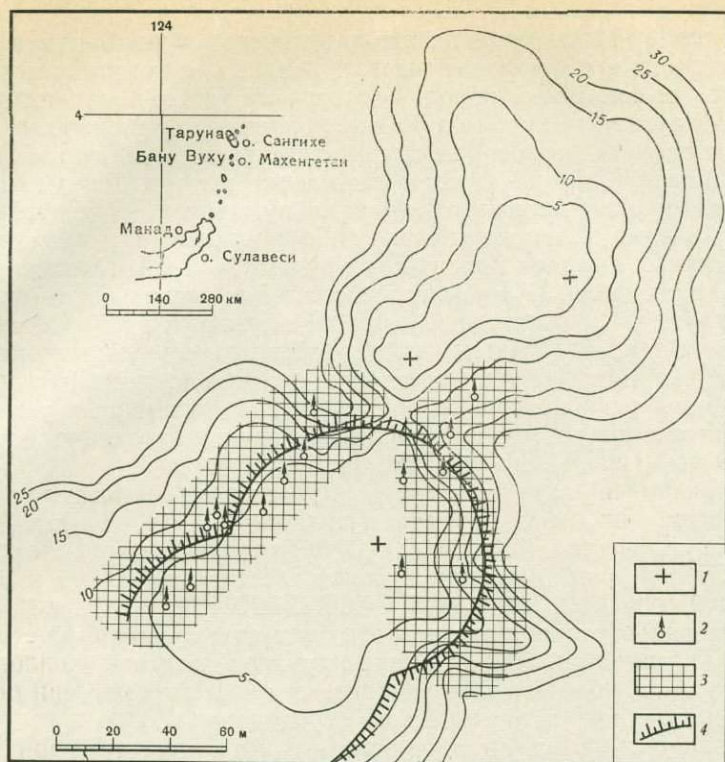


Рис. 58. Схема подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия)

1 — вершины, обнажающиеся во время отлива; 2 — выходы газов и горячих струй; 3 — подводные фумарольные поля с Fe—Mn осадками у выходов горячих струй; 4 — граница молодого купола с подвижной крупноглыбовой осью; 5 — горизонтали глубин (в м от уровня океана)

В настоящее время «вершина» Бану Вуху представляет собой овальную в плане мелководную банку с крутыми склонами, вытянутую с юго-запада на северо-восток на 500 м и окруженную глубинами порядка 100 м и более. Эта подводная гора стоит на пути сильного приливно-отливного течения, перемещающего значительные массы воды. В периоды действия течения стремительный поток пронесится над банкой с севера на юг или с юга на север со скоростью, полностью исключаяющей возможность якорной стоянки. Центральная часть банки — отмель пятиметровой глубины с тремя обнажающимися в отлив скальными выходами. Примерно посередине, между южным и центральным скальными выходами, отмель разделена 15-метровым каньоном, так что по существу банка состоит как бы из двух блоков (рис. 64а).

Осмотр блоков под водой показал их некоторое различие. Если поверхность северного блока интенсивно заросла различными прикрепленными организмами, в том числе одиночными и колониальными кораллами, то южный блок представляет собой сравнительно свежий развал тех же пород и резко обеднен прикрепленной фауной. Под водой видны массивные скальные глыбы, разнохарактерные остроугольные обломки осыпи торчащих тут же массивных скал; иногда в скалах видна отдельность типа «поленниц». Представляется, что здесь мы имеем дело с продолжающим свой рост экструзивным образованием 1919 г., верхушка которого разрушилась перед 1935 г. Сложена экструзия андезитодацитом; один из сравнительно однообразных образцов этой породы содержит (в %): SiO_2 — 57,46; TiO_2 — 0,76; Al_2O_3 — 16,33; Fe_2O_3 — 3,19; FeO — 3,20; P_2O_5 — 1,12; MnO — 0,18; CaO — 7,52; MgO — 2,74; Na_2O — 2,59; K_2O — 1,52; H_2O^+ — 3,76 (аналитик К. С. Горина).

Внимательный осмотр андезито-дацитового купола под водой, так же как и просмотр шлифов, показали полное отсутствие заметных гидротермальных изменений пород, несмотря на то что с запада и востока южный экстрезивный купол окаймляют активные фумарольные поля.

Восточное поле, на котором идет интенсивное выделение газов, занимает площадь в несколько сот квадратных метров. Газы выделяются либо мелкими равномерными цепочками пузырьков на большой площади среди дресвы осыпи экстрезии, либо мощными струями из трещин среди скальных выходов или из-под крупных камней. Иногда струи пузырей газа окаймляют обрывистые скальные выходы, напоминающие воронки взрыва. Стремительное движение пузырьков газов вверх сопровождается отчетливо слышным под водой низким, иногда вибрирующим по силе и тембру гудением, отдаленно сходным с гудением продувающего турбины реактивного самолета. Гудение временами усиливается, и тогда появляются высокие свистящие звуки, пугающие плавающих над полем рыб (рис. 59 см. приложение).

Выделяющийся газ на 96,97% представлен углекислотой и на 2,86% азотом, кислород и водород полностью отсутствуют. Отмечено небольшое количество (0,17%) CH_4 , что находится в пределах точности анализа. Гелий и аргон составляют соответственно 0,0265 и 2,390% к азоту (аналитик Л. Д. Кузнецова, ГЕОХИ АН СССР).

На поверхности моря вода над выходом газов часто бывает замутнена белой чрезвычайно тонкой опалесцирующей взвесью коллоидальной серы, которая обычно выделяется близ поверхности воды при окислении растворенного в воде вулканического сероводорода.

У основания газовых выходов (под водой) видно, что наряду с газовыми струями существуют менее заметные газирующие «муаровые» колышющиеся струи горячей воды, бьющие обычно среди груды покрытых ржавым налетом гидроокислов железа обломков пород. Диаметр струй достигает 10—20 см, минимальная скорость подъема — примерно 1 м/сек. На выходе вода горячих струй имеет температуру 40—50°, вверх (в воде) температура быстро снижается и выравнивается с температурой окружающей придонной воды, а в глубь камней, наоборот, быстро повышается, так что на глубине 20 см (в грунте) голыми руками уже невозможно работать. Особенно много горячих водяных струй на западном фумарольном поле, которое по размерам не уступает восточному, хотя газирует значительно менее интенсивно. Здесь колышющиеся «муаровые» столбы выходят по линии края круглого обрыва купола и, кроме того, видны (слабо пузырятся) и во внутренней части обрыва.

При помощи акваланга в наиболее горячих частях струй у основания выходов было взято несколько проб воды (табл. 59). Вода этих струй по солевому составу идентична окружающей нормальной морской воде; однако ясно выступают и некоторые различия.

Первое из них состоит в том, что анионы углекислоты находятся в горячем потоке исключительно в бикарбонатной форме и в несколько повышенном против нормы количестве.

Вторым существенным отличием этих вод является высокое (по сравнению с океанической водой) содержание растворенного кремнезема. Особенно высокие содержания его (20 и 45 мг/л) установлены для воды западного фумарольного поля, однако есть опасение, что содержание кремнезема здесь несколько завышено за счет стекла посуды, в которой транспортировалась проба. Более надежными являются цифры анализов вод восточного фумарольного поля и морской воды, отобранные и транспортировавшиеся в полиэтиленовых флягах. Калориметрическим методом (без солевых поправок) здесь установлено содержание кремнезема до 8 мг/л в горячем потоке, 2,4 мг/л в поверхностной воде над фумарольным полем и 0,8 мг/л в окружающей вулкан морской воде. Эти цифры значительно превышают известные средние содержа-

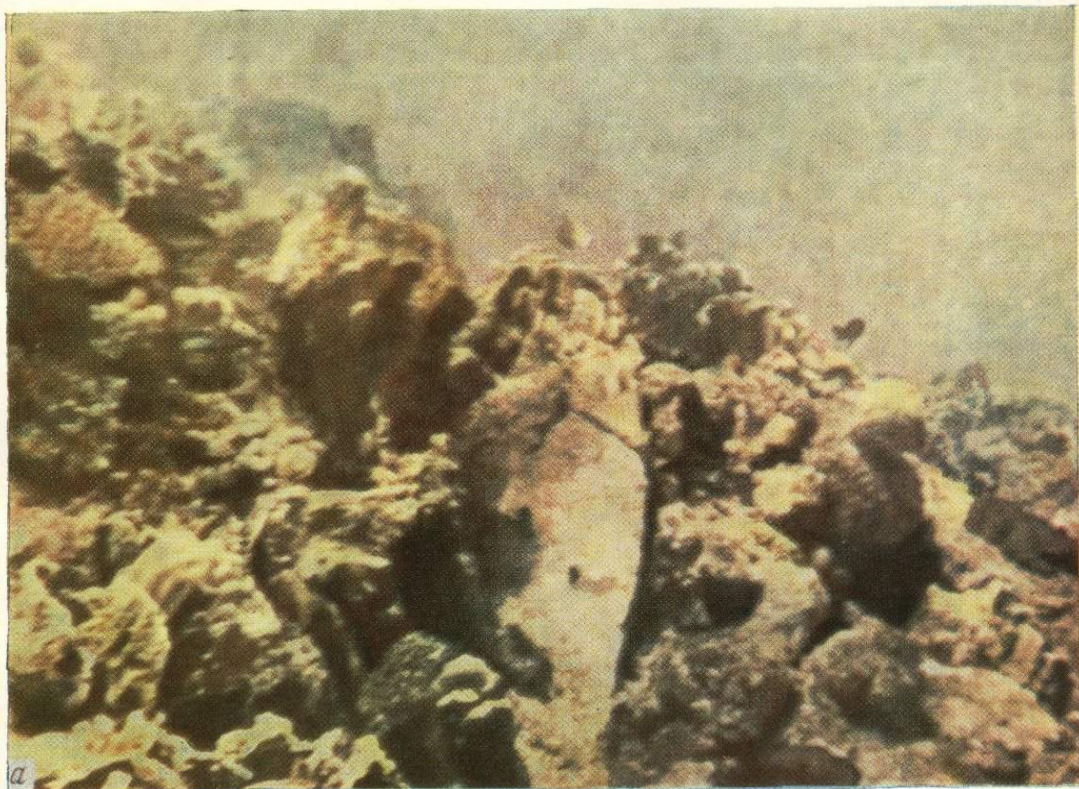


Рис. 59. Восточное фумарольное поле: *а* — вверху — скрытый глубоко под водой свежий развал лавы извержения 1919 г.; *б* — Подводный вулкан Бану Вуху (Индонезия). Вместе с глазами из недр земли в океан поступают железо и марганец.

Красный осадок на камнях — гидроокислы этих металлов

Состав воды подводных горячих струй вулкана Бану Вуху
(аналитик М. А. Каякина)

Компоненты	Западное фумарольное поле				Восточное фумарольное поле				Морская вода					
	1-я фумарола		2-я фумарола		1-фумарола		2-фумарола		Над восточным фумарольным полем		У якорной стоянки Бану Вуху		У якорной стоянки о. Махангетан	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
Fe ³⁺	2,40	0,13	14,40	0,77	3,20	0,17	1,60	0,08	16,00	0,86	1,60	0,08	9,60	0,51
Al ³⁺	0,20	0,02	0,20	0,02	0,25	0,03	0,20	0,02	0,15	0,02	0,20	0,02	0,20	0,02
Ca ²⁺	410,95	20,54	400,23	20,01	418,09	20,90	443,11	22,15	400,23	20,01	412,52	20,63	410,95	20,55
Mg ²⁺	1259,00	103,53	1274,35	104,79	1271,05	104,53	1267,80	104,26	1287,45	105,87	1280,90	105,33	1286,35	105,78
Na ⁺	11062,50	480,97	11062,50	480,97	10963,00	476,65	10296,80	447,69	10296,80	447,69	10296,80	447,69	10187,0	442,91
K ⁺	537,50	13,78	537,50	13,78	530,00	13,58	530,00	13,58	537,50	13,78	522,50	13,38	522,50	13,38
Σ	—	618,97	—	620,34	—	615,86	—	587,78	—	588,23	—	587,13	—	583,15
CO ₃ ²⁻	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—	4,80	0,16	3,60	0,12
HCO ₃ ⁻	163,48	2,68	161,04	2,64	158,60	2,60	180,56	2,96	141,52	2,32	134,20	2,20	140,30	2,30
Cl ⁻	19171,52	540,65	19012,19	536,16	19142,82	539,84	1912,95	539,48	19225,45	542,17	19214,07	541,85	19104,23	538,75
SO ₄ ²⁻	2857,85	59,54	2837,29	59,12	2886,67	60,14	2907,24	60,57	2849,63	59,37	2837,29	59,11	2847,58	59,38
Σ	—	602,87	—	597,62	—	602,58	—	603,01	—	603,86	—	603,32	—	600,55
ΔΣ	—	16,10	—	22,42	—	13,28	—	15,23	—	15,63	—	16,19	—	17,40
Сухой остаток	41736,0	—	40792,0	—	42612,0	—	44220,0	—	54800,0	—	59460,0	—	48800,0	—
SiO ₂	20,0	—	45,0	—	8,0	—	7,6	—	2,4	—	0,8	—	0,8	—
pH	—	7,98	—	8,45	—	8,09	—	8,06	—	8,25	—	8,52	—	8,61
Взвесь гидроокислов	103,8	—	133,8	—	99,2	—	143,8	—	Нет	—	Нет	—	Нет	—
Fe ₂ O ₃ , %	23,03	—	27,29	—	34,28	—	32,46	—	—	—	—	—	—	—
MnO, %	0,45	—	0,30	—	Следы	—	0,59	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Пробы западного фумарольного поля отобраны в стеклянную посуду; остальные — в полиэтиленовые флаги.

Состав железо-марганцевого осадка (в % на воздушно-сухую)
(Аналитик)

№ образца	Место отбора	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MnO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Восточное фумарольное поле, тонкая взвесь	7,83	0,19	0,07	39,09	7,34	2,76	1,16	—	1,63	1,70	6,49	0,50
2	Там же, песок с лимонитом . . .	50,79	0,65	8,91	9,98	2,70	7,63	0,22	—	7,04	2,81	3,00	1,30
3	Западное фумарольное поле, тонкая взвесь	5,69	0,23	3,92	43,92	1,89	1,45	3,31	3,23	1,48	1,40	5,98	0,55
4	Там же, тонкая взвесь, промытая пресной водой	8,01	0,17	Нет	62,64	0,71	4,08	0,92	—	1,18	0,66	0,32	0,14
5	Там же, песок с лимонитом . . .	12,69	0,09	4,19	41,22	1,42	2,15	1,55	5,36	2,29	1,57	4,81	0,65

ния кремнезема в океанической воде (Бруевич, 1953). В то же время повышенные содержания растворенного кремнезема в водах близ очагов подводных извержений весьма обычны и отмечались у острова-вулкана Ивозима-синтэдо 16,25 мг/л (Okada, 1936), в Адриатическом море до 0,4 мг/л (Vuljan, 1955) и в других местах.

Третьим отличием является выделение из остывающей воды горячих струй взвеси гидроокислов железа и марганца.

Выпадение во взвесь гидроокислов железа и марганца можно наблюдать непосредственно под водой. Отчетливо видно, что поднимающаяся кверху «муаровая» струя воды около 1 м над дном начинает желтеть и мутнеть; при охлаждении проб, взятых у самого устья прозрачных горячих струй, во взвесь выпало от 100 до 140 мг гидроокислов железа и марганца на литр воды. Основная масса выделившейся взвеси уносится течением, часть же ее оседает непосредственно у основания «муарового» столба — на ровной или наклонной площадке, обычно усыпанной большим количеством разнообразных по размеру обломков пород экструзивного купола.

Эти обломки в местах выхода горячих струй оказались покрытыми мягким ярко-оранжевым мажущимся налетом гидроокислов железа, под которым иногда выступает более плотная, тонкая, сизо-черная, легко ломающаяся корка гидроокислов железа и марганца. Камни, находящиеся даже в самом центре выхода горячей струи, представляют собой совершенно свежую породу без каких бы то ни было следов гидротермального изменения. Заметны лишь красно-бурые налеты, проникающие в породу с поверхности на 1—2 см. Сам по себе бурый осадок на камнях дна залегает слоем в несколько сантиметров; при его взмучивании прозрачность воды у дна резко падает, почти до 1 м. Все предметы, побывавшие в этой воде, включая текстиль и резину, долго сохраняют следы бурой ржавчины. Из живых организмов здесь распространены лишь водоросли, также покрытые бурой взвесью; благодаря этому места выхода горячих струй отчетливо выделяются на дне ржавыми пятнами размерами по несколько квадратных метров.

Покрытые налетом гидроокислов железа и марганца камни были аккуратно собраны во флягу, подняты на борт судна и затем очищены капроновой щеткой в воде фляги. Получившаяся густо-коричневая суспензия затем отстаивалась, а отстоявшийся осадок нализовывался. Результаты анализа приведены в табл. 60.

H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	S	S ₃	Cl	Σ ₁	O=Cl ₂	O+N	O=S	Σ ₂
6,29	8,00	4,08	3,53	1,02	0,50	8,63	100,81	-1,23	—	—	99,59
3,30	1,31	0,26	0,26	0,14	Не опр.	0,14	100,44	—	—	—	—
6,52	9,12	2,26	1,88	0,01	1,40	7,51	101,75	-1,72	+0,75	—	100,78
6,47	12,69	1,12	0,73	0,12	Не опр.	0,13	100,09	—	—	—	—
5,39	8,74	1,26	0,84	Нет	1,12	5,38	100,82	-1,99	+1,41	-0,51	99,72

Образцы 1 и 2 взяты на восточном fumarольном поле, причем образец 1 представляет собой наиболее тонкий материал, преимущественно верхнюю часть бурого налета на камнях и среди водорослей (последнее обстоятельство определило повышенное содержание органического углерода в пробе), а образец 2 — отстоявшийся во фляге (из взвеси) бурый лимонитовый песок с обломками пород, более грубой дровяной железомарганцевых корочек и т. д. Под микроскопом отчетливо видно, что образец 2 представляет смесь бурых сгустков коллоидов гидроокислов железа и мелких обломков породы интрузивного купола, среди которых можно определить зеленую роговую обманку, основные плагиоклазы, обломки стекла. Несмотря на то что этот образец (как и все остальные) взят непосредственно из устья fumarолы, даже тонко-раздробленный эффузивный материал не несет каких-либо следов разложения. Образцы 3, 4 и 5 взяты на западном fumarольном поле; образцы 3 и 5 также составляют соответственно тонкую взвесь и грубый осадок у устья наиболее интенсивной fumarолы, а образец 4 представляет тонкий налет бурой взвеси, собранной с крупных камней и промытой в пресной воде.

В изученных образцах обращает на себя внимание высокое содержание гидроокислов железа (до 62% в промытом осадке), марганца (до 7%) и фосфора (до 7,6% P₂O₅ в грубом песке). Сравнение анализа промытой и непромытой взвесей ясно показывает, что хлор и щелочи непромытых образцов 1, 2, 3 и 5 (до 16%) образовались из солей морской воды, выпавших при подсушивании взвеси. SiO₂ и Al₂O₃ всех проб, как установлено с помощью микроскопа, принадлежат попавшим в пробу мельчайшим обломкам изверженных пород вулкана.

Очень интересными оказались результаты спектрального анализа этих образцов, проделанные в спектральной лаборатории ВСЕГИНГЕО В. Н. Привизенцевой и М. М. Малашкиной. В буквально «только что» коагулировавшей и осевшей у устья горячих струй взвеси гидроокислов железа и марганца ими установлены кроме отмеченных выше компонентов V и Sr (десятые доли %), Mo, Cr, Zn, Ba (сотые доли %), Ni, Co, Zr, Pb, Sn, Ge, Y, Ga и Vb (тысячные, а также десятитысячные доли процента). Иными словами, в формирующемся осадке гидроокиси железа и марганца оказался весь комплекс редких и малых элементов, характерных для железомарганцевых конкреций дна Тихого океана. При этом отметим, что в свежих андезито-дацитах купола из

числа перечисленных элементов Mo, Zn, Co, Sn и Ge вообще спектрально не были обнаружены.

В двух образцах — в андезитово-дацитовый породе купола Бану Вуху и в тонкой железо-марганцевой взвеси западного фумарольного поля — некоторые малые элементы (Cu, Ni, Cr, V, Co) были определены весовым способом (табл. 61). Оказалось, что содержание меди в железо-марганцевой взвеси на 60%, ванадия — на 50% и никеля в 7,3 раза выше, чем в породе, а хром и кобальт вообще в породе отсутствуют и обнаруживаются только в железо-марганцевой взвеси. Эти данные достаточно убедительно показывают, что малые элементы железо-марганцевой взвеси, обнаруженные как весовым, так и спектральным анализами, отнюдь не связаны с разрушением изверженных пород; более чем очевидно, что эти элементы также попали в морскую воду в результате подводной вулканической деятельности и затем частично сорбированы из морской воды в момент коагуляции золя гидроокисей железа и марганца.

Изложенный материал позволяет подчеркнуть некоторые особенности газогидротермальной вулканической деятельности, протекающей под водой. Очевидно, что пары воды, составляющие в наземных условиях основу вулканических эксгаляций, в море полностью конденсируются,

Таблица 61

Содержание некоторых малых элементов в экструзивной породе Бану Вуху и в железо-марганцевом осадке в устье горячих струй (в %)

Объект анализа	Cu	Ni	Cr	V	Co
Андезит-дацит экструзивного купола Бану Вуху	0,0050	0,0013	Нет	0,0134	Нет
Тонкая железо-марганцевая взвесь западного фумарольного поля	0,0080	0,0095	0,0006	0,0201	0,0004

а сопутствующие им кислые газы, летучие хлористые сернистые соединения металлов, фосфор и кремнезем поглощаются водной средой в соответствии с физико-химическими свойствами каждого компонента. Практически полностью усваивается толщей воды хлористый водород, по отношению к которому емкость океанической воды бесконечно велика, сероводород, окисляясь, выделяет коллоидную серу; избыток слабо растворимой углекислоты удаляется в атмосферу. Существенно при этом, что высвобождающееся при диссоциации кислых газов количество водородных ионов бесконечно мало по сравнению с общей массой гидроксильных ионов океанической воды, вследствие чего рН среды в целом понижается весьма незначительно и почти не меняет общего фона концентрации водородных ионов. Поэтому хлористые соединения группы железа гидролизуются с формированием коллоидов гидроокисей соответствующих элементов. Щелочные и щелочноземельные металлы пополняют катионный состав растворенных солей; фосфор удерживается в растворе в соответствии с режимом растворенной углекислоты, а кремнезем — в зависимости от температуры. Редкие и рассеянные элементы либо пополняют состав растворенных солей, либо сорбируются коагулирующими коллоидами гидроокисей железа и марганца, а также фосфатами и кремнеземом. Таким образом, вулканическая деятельность под водой определенно приводит к существенному накоплению в морской воде самых различных компонентов.

Эти положения, установленные, строго говоря, на мелководе, можно с определенной долей условности принять и для глубоководного вулканизма.

ВЛИЯНИЕ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА
НА СОСТАВ ОКЕАНСКОЙ ВОДЫ И ОСАДКОВ

Для того чтобы представить механизм глубоководного извержения, следует прежде всего вспомнить, что давление столба воды в 1000 м грубо соответствует давлению в 100 атм. Следовательно, вулканический процесс в абиссальных глубинах океанов проходит под давлением 500—600, а иногда и 1000 атм.

Уже только одно это обстоятельство влечет за собой очень важное следствие. Как известно, указанное давление значительно превышает критическое давление всех газовых компонентов лавы (соответственно для H_2O , HCl , H_2S , SO_2 и CO_2 критические давления составляют 217,7; 83,0; 89,0; 77,9 и 72,9 атм). Это значит, что все упомянутые компоненты находятся в глубинах океана в жидком состоянии и какое-либо парообразование или спонтанное выделение газа полностью исключено. Механизм подводного извержения или, лучше сказать, излияния принципиально мало чем отличается от интрузивного внедрения. Разница заключается в том, что в случае интрузии летучие компоненты, миграция которых прекрасно разобрана недавно Краускопфом (1960), перемещаются по ослабленным зонам среди твердых вмещающих пород и в благоприятных условиях концентрируются в отдельных участках, а в случае подводного излияния улавливаются подвижной толщей воды и рассеиваются в ней.

Однако насыщение летучими компонентами морской воды отнюдь не беспредельно. Известно, что в обычных поверхностных условиях растворимость различных газов в воде резко различна. Так, например, при температуре $+20^\circ C$ и атмосферном давлении в 1 объеме воды может раствориться 442 объема хлористого водорода, 2,582 объема сероводорода, 39,97 объема сернистого ангидрида и 0,878 объема углекислого газа. Повышение давления резко увеличивает растворимость углекислоты. Так, при той же температуре в $20^\circ C$ и давлении 50 атм в одном объеме воды растворяется уже 25,7 объемов углекислого газа. В значительно меньшей степени увеличение давления влияет на растворимость хлористого водорода, так как последний в водном растворе практически целиком диссоциирован на ионы H^+ и Cl^- и при растворении большая часть его молекул подвергается распаду на ионы (Бродский, 1948).

Иначе влияет на растворимость газов повышение температуры. Так, растворимость углекислоты при 50 атм при повышении температуры от 20 до $60^\circ C$ падает от 25,7 до 10,2 объемов в одном объеме воды, а при 100 атм и $100^\circ C$ составляет лишь 9,7 объема. По отмеченной уже выше причине растворимость хлористого водорода, как и в случае повышения давления, реагирует на повышение температуры менее резко: в атмосферных условиях при повышении температуры от 0 до 50° она уменьшается всего в 1,4 раза, в то время как растворимость углекислоты в тех же условиях уменьшается почти в 4 раза.

К сожалению, в литературе, насколько известно автору, отсутствуют

Экспериментальные или расчетные данные относительно растворимости хлористого водорода и сернистых газов в интересующих нас пределах давления и температуры. Однако то, что известно о других газах (углекислый газ, метан, водород, азот), показывает, что закон Генри, устанавливающий в растворе пропорциональность весовой концентрации газа его давлению, применим с соответствующими поправками и в области высоких давлений (Кричевский, 1946; Намиот, 1960). А это позволяет предположить (разумеется, в самой грубой схеме) некоторое постоянство по крайней мере порядков соотношений растворимостей различных газов при разных давлениях. По-видимому, существующее в нормальных условиях соотношение растворимостей в воде $\text{HCl} : \text{SO}_2 : \text{CO}_2 = 100 m \cdot 10 n \cdot 1 p$, где m , n и p — числа одного порядка) не может очень резко измениться при повышении как давления, так и температуры в рассматриваемых нами пределах. Отсюда весьма вероятно, что весовые концентрации основных анионов морской воды, соотношение между которыми устойчиво, составляет $\text{Cl} : \text{SO}_4^{2-} : \text{HCO}_3^- = 19360 : 2701 : 128$ (по Полдерварту, 1957), отнюдь не случайны и отражают растворимость соответствующих газов, например, в условиях перехода воды из надкритического состояния в жидкую фазу.

Как убедительно показал А. П. Виноградов (1959), вода гидросферы вместе с кислыми газами является продуктом дегазации мантии. Есть все основания предполагать, что глубоководные вулканические излияния являются тем основным механизмом, посредством которого океаны постоянно пополняются не только водой, но и соответствующим комплексом растворенных в ней солей.

При разборе химизма подводных извержений в кратерных озерах вулканов Головнина и Заварицкого уже отмечалось, что в условиях большой обводненности и при температурах остывающей лавы наблюдается интенсивный процесс замены водорода растворенных в воде кислых газов на ионы щелочей, главным образом натрия. Повышение давления и присутствие углекислоты значительно увеличивают активность этого процесса. В этом отношении интересен опыт С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960), при котором раствор, образовавшийся после 15-дневной обработки измельченного андезита солянокислым раствором с pH 2, подвергался (в присутствии того же измельченного андезита) воздействию углекислоты при температуре 210—220° и давлении 23—25 атм. В результате произошла полная замена водорода растворенной HCl натрием и pH резко поднялась от 2,95 до 6,30 (табл. 62).

Таблица 62
 Метаморфизм солянокислого раствора под воздействием CO_2
 (по Набоко, Сильниченко, 1960)

Компоненты	HCl+вода+андезит $T=100^\circ; p=1 \text{ атм}$		Раствор+андезит+ CO_2 $T=210-220^\circ; p=23-25 \text{ атм}$	
	г/л	мг · экв	г/л	мг · экв
Al^{2+}	0,0576	6,405	0,0060	0,667
Fe^{3+}	0,0310	1,665	0,0199	0,069
Ca^{2+}	0,0476	2,375	0,0490	2,445
Mg^{2+}	0,0030	0,247	0,0090	0,740
Na^+	—	—	0,2390	10,390
K^+	0,0393	1,709	0,0830	2,121
H_2SiO_3	0,1299	—	0,8460	—
HCO_2^-	Нет	—	0,0490	0,803
Cl^-	0,3540	10,012	0,3540	10,062
pH	2,95		6,30	

Многочисленные опыты по взаимодействию воды и пород в условиях высоких температур и давлений были проведены рядом исследователей, в их числе Н. И. Хитаровым (1953, 1957). Эти опыты, даже без учета влияния кислых газов, показали высокую активность и реагирующую способность формирующихся растворов, усиливающуюся по мере усложнения их продуктами гидролиза (Хитаров, 1953). Так, растворимость кремнезема в воде достаточно большая в условиях высоких температур и давлений (рис. 60), в присутствии NaOH или бикарбоната натрия возрастает в несколько раз.

Отсутствие достаточного экспериментального материала не позволяет в настоящее время говорить о конкретных химических реакциях, проходящих на дне океанов в ходе глубоководного вулканизма. Однако, используя известный экспериментальный материал и зная направленность и физико-химические условия этого процесса, уже сейчас можно представить его себе хотя бы приблизительно.

Как мы уже говорили, глубоководное извержение по своему характеру больше всего напоминает интрузивное внедрение. Раскаленная лава, преодолевая высокое гидростатическое давление столба воды, медленно растекается по океаническому дну, отвердевая в результате соприкосновения с относительно бесконечными по своей теплоемкости водами океана. В период остывания лава отдает воде большое количество летучих компонентов, активно ассимилирующихся природной водой, находящейся в это время в надкритических условиях температуры и давления. Именно в этот момент морская вода снабжается тем обширным комплексом разнообразных элементов, который резко отличает ее от всех других природных вод и сближает с конденсатом вулканических эманаций (Вернадский, 1963). Не следует забывать, что в числе летучих компонентов главенствующую роль занимают отделяющиеся от лавы вода и кислые газы, значительно разубоживающие концентрации других летучих компонентов.

В ходе дальнейшего остывания лавы (а процесс этот, вероятно, протекает сравнительно быстро) вода первая из всех летучих компонентов переходит точку критической температуры и растворяет в себе кислые газы (HCl , H_2S , SO_2 , CO_2), все еще находящиеся в надкритическом состоянии, в соотношениях, соответствующих их растворимостям ($\text{HCl} : \text{SO}_2 : \text{CO}_2 = 100 m : 10 n : 1 p$). Образовавшийся раствор начинает (вернее, продолжает) активно взаимодействовать с еще горячей лавой, обменивая водородные ионы на щелочи (главным образом, натрий), растворяя кремнекислоту и другие компоненты. В ходе этих реакций, количественно ограниченных растворимостью соответствующих газов, и формируется морская вода, являющаяся по существу со всем

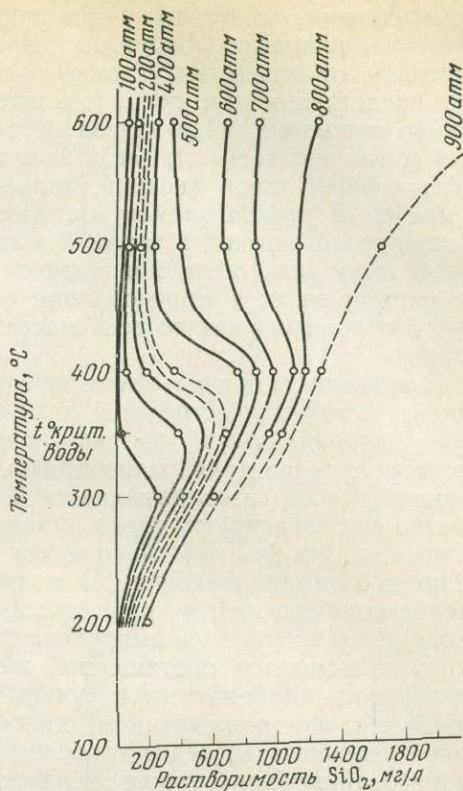


Рис. 60. Изобары устойчивости кварца в воде (Хитаров, 1953)

своим солевым составом и растворенными летучими компонентами одним из основных продуктов дифференциации остывающей магмы. В отличие от наземных условий эта часть магмы улавливается океаном, представляющим собой гигантский термостат, бесконечно и постоянно пополняющийся как за счет летучих (воды, кислые газы, хлориды металлов, фосфор), так и за счет продуктов реакции этих летучих с остывающей лавой (натрий, кальций и магний, железо и марганец, кремнезем и другие элементы). Именно этим процессом, начавшимся на заре геологической истории Земли и продолжающимся по сей день, можно объяснить обилие в морской воде натрия и хлора, соотношение растворенных в морской воде солей и сравнительное постоянство этого соотношения как во всей массе гидросферы, так и в геологическом времени.

По-видимому, признаваемая сейчас всеми дегазация мантии (Виноградов, 1959) осуществляется в основном через толщу океанической воды, которая, сама, являясь продуктом дегазации, кроме того, играет роль уловителя разнообразных летучих продуктов вулканизма. Основная масса газов выделяется в ходе вулканического процесса совместно с конденсирующимися парами воды и другими летучими компонентами на дне океанов. Масштабом этого процесса может служить как количество самой океанической воды, так и количество растворенного в ней хлористого натрия, практически не поступающего в речном стоке. В ходе этого процесса формирующаяся морская вода помимо хлористого натрия оказывается обогащенной железом и марганцем, кремнеземом и фосфором, карбонатами и сульфатами. Дальнейшее изменение этой воды, вызванное охлаждением, понижением давления и потерей растворенной углекислоты, ведет к последующей дифференциации ее состава и образованию хемогенных осадков кремнезема, фосфора, марганца, железа, а в условиях удаления в атмосферу паров воды (испарение в аридном климате) — карбонатов магния и кальция, гипса, каменной соли.

Обратимся теперь к конкретным условиям и примерам формирования, перемещения и накопления перечисленных компонентов. Тесная генетическая связь широко распространенных осадочных кремнистых образований типа яшм и кремнистых сланцев с подводным вулканизмом почти ни у кого не вызывает сомнений. Об этом неоднократно писали Е. Девис, Н. Талиаферро, В. П. Батурич, М. С. Швецов и многие другие исследователи. Сравнительно недавно обширная литература по этому вопросу была обобщена Г. А. Каледой (1956), сделавшим также интересный подсчет соотношений между объемом кремнистых пород и синхронных им порфиритов, диабазов и их туфов. Для девонских отложений Южного Тянь-Шаня это соотношение оказалось равным 1:6, для восточного склона Урала — 1:10. Много новых мыслей высказал Н. С. Шатский, выделивший понятия яшмовой, кремнисто-сланцевой и отдаленно-кремнистой формаций и показавший их пространственную связь с подводными вулканогенными образованиями (1954, 1955). М. А. Петрова (1958), разобрав экспериментальный материал и данные по гидротермальным источникам, пришла к выводу, что «основная масса кремнезема в вулканических областях поступает при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластического материала с морской водой».

В уже упоминавшихся опытах Н. И. Хитарова (1953) десятичасовая обработка образцов гранодиорита и аркозового песчаника водой и водными растворами бикарбоната натрия в автоклаве-экстракторе при температуре 430—460° С и давлении 400—500 атм показала, что в раствор в этих условиях переходит значительное количество SiO₂ (табл. 63), увеличивающееся по мере появления в растворе бикарбоната натрия (табл. 64).

Таблица 63

Результаты обработки гранодиорита и аркозового песчаника водой при температуре 430—460°C и давлении 400—500 атм (по Хитарову, 1953)

Растворенные вещества	Гранодиорит		Аркозовый песчаник	
	мг/л	мг · экв	мг/л	мг · экв
K'	2,0	0,05	1,9	0,05
Na'	46,5	2,02	90,0	3,90
Ca''	25,5	1,27	23,7	1,18
Mg''	36,3	2,90	Нет	—
Σ	—	6,24	—	5,13
Cl'	18,7	0,52	9,3	0,27
HCO ₃ '	91,5	1,50	9,0	0,17
CO ₃ ''	36,0	1,20	27,0	0,90
SO ₄ ''	Нет	—	Нет	—
Σ	—	3,22	—	1,32
HSiO ₂	232	3,02	293	3,81
Σ	—	6,24	—	5,13
SiO ₂ (своб.)	219	—	162	—
ΣSiO ₂	400	—	390	—
Σ минеральных солей	625	—	588	—

Важно подчеркнуть, что приведенные в таблице определения кремнезема сделаны в охлажденном растворе. Как пишет Н. И. Хитаров, «...абсолютное содержание SiO₂ в растворе в условиях опыта, до охлаждения, должно быть еще большим. Это особенно относится к опытам, где гидротермальная обработка велась с раствором бикарбоната натрия. Значительное количество кремнезема в этом случае было сброшено при охлаждении в виде гелевидных образований» (1953, стр. 197).

В природных условиях высокое содержание растворенного кремнезема отмечается в перегретых водах, имеющих на глубине температуру, вероятно, 150° С и выходящих на поверхность в виде горячих гейзеров в вулканических областях Камчатки, Новой Зеландии и в Йеллоустонском парке (Иванов, 1958). При охлаждении кремнезем выделяется из воды гейзеров и накапливается на термальных площадках в виде гейзерита.

Нет никакого сомнения, что изменение режима температуры и давления соответственно влияет на поведение кремнезема и в ходе подводного излияния. На первом этапе взаимодействия воды с раскаленной лавой кремнезем активно растворяется; затем при охлаждении избыток кремнезема начинает выделяться в виде геля. По всей вероятности, те яшмы районов подводного вулканизма, которые тесно связаны с излившимися лавами, образовались главным образом в результате простого охлаждения насыщенной кремнеземом воды. Последующее перемещение

Таблица 64

Результат обработки аркозового песчаника водными растворами бикарбоната натрия (в мг/л) при температуре 430—460°C и давлении 400—500 атм (по Хитарову, 1953)

Действующий раствор	Концентрация	K'	Na'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ ''	SiO ₂
H ₂ O	—	2,0	90,0	23,7	Нет	9,3	Нет	390
NaHCO ₃	0,1 N.	2,9	—	11,2	"	11,2	—	492
NaHCO ₃	1,0 N.	56,4	—	2,95	"	7,5	Следы	90

водных масс, содержащих кремнезем, за пределы района вулканической деятельности может привести их в конце концов в более мелководную зону, где в результате снижения давления начнется новое выделение кремнезема, а стало быть, и новое формирование яшм и сланцев, составляющих основу отдаленно-кремнистых формаций.

Вообще говоря, одной из характернейших черт подводного вулканизма является широкое распространение его продуктов в массе всего водного бассейна, далеко за пределами зоны непосредственного излияния. Это касается и железных руд, часто переслаивающихся с кремнистыми сланцами. Как мы уже знаем, железо поступает в водный бассейн в первую фазу подводного излияния, главным образом в легко отделяющемся от магмы соединении с хлором (FeCl_3).

Выдвинутая недавно шведским геологом Христофором Офтедалем теория «эксгальтивно-осадочных» руд железа, свинца, цинка и меди (Ofstedahl, 1958), основанная на поступлении этих металлов в водный бассейн в виде вулканических эксгальций в ходе подводных излияний, достаточно убедительно раскрывает непонятное с других точек зрения одновременное широкое развитие железорудных месторождений в весьма ограниченный отрезок времени. Можно только присоединиться к мнению Офтедаля, объясняющего таким образом кратковременное появление значительных количеств железа в осадочных породах конца нижнего ордовика на обширной территории Европы, от Центральной Швеции до Северной Испании. Следует, однако, отметить, что Офтедаль, к сожалению, приписывает всю эксгальтивную деятельность исключительно кислото вулканизму, не принимая во внимание среднего и основного, за что в основном и подвергается своими коллегами заслуженной критике. Опираясь на опыты Крумбейна и Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952), установивших поля устойчивости гематита, сидерита и пирита в зависимости от рН и окислительно-восстановительного потенциала, Офтедаль указывает на возможность образования в определенных условиях осадконакопления не только лимонитовых и гематитовых, но и хемогенных сидеритовых и пиритовых руд. Многообразие устойчивых минеральных соединений железа наряду с существованием двух форм с резко различными условиями растворимости (закисной и окисной) приводит к широкому разнообразию железорудных осадочных месторождений — от непосредственно связанных с зоной вулканических излияний (например, Лан-Дилль) до потерявших всякую видимую связь с вулканическим очагом (железистые кварциты). Однако почти во всех случаях железные руды, образовавшиеся в результате накопления продуктов подводных вулканических излияний, могут довольно часто содержать заметные количества кремнезема, марганца, фосфора, ванадия, серы и других элементов вулканических эксгальций. Количество этих примесей, различное в различных типах руд, меняется в зависимости от большей или меньшей близости физико-химических условий садки железа и сопутствующих ему компонентов. Благодаря тому, что диапазон условий, благоприятных для накопления железных руд, довольно широк, мы встречаем в них самые разнообразные примеси, даже не принимая во внимание возможные различия в составе эксгальций.

Давно известно, что с кремнистыми морскими осадочными породами — кремнистыми сланцами, яшмами, опоками, спонгилитами — обычно генетически связаны осадочные морские месторождения марганца, нередко с громадными запасами руд. «Судя по чередованию слоев, гидроокислы марганца и кремнезема отлагались либо последовательно, либо одновременно. Накопление гидроокислов железа и глинозема в момент осаждения гелей марганцевых соединений или вовсе не проявлялось (третьи месторождения), или происходило обособленно в самостоятельных фациях (палеозойские месторождения Казахстана) (Бетехтин, 1946). Н. С. Шатский (1954), используя обширный материал по место-

рождениям марганца Урала и Казахстана, поставил вопрос о принадлежности отложений этого типа к вулканогенно-осадочным («вулканогенно-кремнистым») формациям. А. Арну и П. Рутье (Arnould, Routhier, 1956) выделили месторождения марганца Калифорнии — Новой Каледонии, связанные с подводными базальто-андезитовыми излияниями, в особый «вулканическо-седиментационный» тип, по мнению авторов, довольно широко распространенный. Постепенно остается все меньше и меньше геологов, сомневающихся в тесной генетической связи подводных вулканических излияний и месторождений марганца.

Геохимия этого элемента, обладающего большим количеством разновалентных соединений, изучена еще слабо. Основные вехи этих исследований изложены в работе Л. П. Лисовой (1961). Здесь отметим лишь, что различные соединения марганца весьма подвижны в широких пределах концентрации водородных ионов и начинают выпадать из раствора при значениях рН 8,5 (гидроокись), 8,68 (основной карбонат), 7,6 (средний карбонат). Именно это обстоятельство и служит причиной разделения марганца и железа при осаждении: «Наиболее вероятно, — пишет Л. П. Лисова, — что разделение железистых и марганцевых отложений происходит вследствие более быстрого осаждения железа из раствора при окислении в том случае, если среда постепенно изменяет реакцию от слабокислой до щелочной. Этим путем разделение может осуществляться в природе вследствие прохождения раствора, содержащего Fe и Mn, через известняк, причем растворенное железо будет осаждаться в известняке, а остающийся раствор приобретает все более высокое отношение Mn : Fe. Эти выводы сделаны на основании экспериментов автора. Тонко истертый базальт растворялся в течение 1 часа в NH_2SO_4 , при этом был получен раствор, содержащий 5 мг/л Mn и 230 мг/л Fe, к которому для нейтрализации прибавлялся NaOH, так что рН раствора составлял около 6—7. При рН около 7 Fe постепенно выпадало, и через два дня его уже нельзя было обнаружить в растворе, Mn же практически еще целиком оставался в растворенном состоянии.

В последующем из этого раствора Mn, по мнению автора, легко может выделиться совершенно изолированно от Fe в виде MnO_2 , достаточно только, чтобы рН было выше 8 (Лисова, 1961, стр. 22). В ходе подводного излияния роль «известняка» выполняет интенсивно идущая реакция замены ионов водорода на натрий, в результате которой концентрация водородных ионов заметно понижается.

Следует заметить, что константы, полученные при изучении так называемых чистых растворов, не всегда выдерживаются в случае сложного многокомпонентного соединения, каким является морская вода особенно в момент своего формирования. Это довольно хорошо видно на графиках, составленных Л. П. Лисовой для разных растворов. В морской воде, особенно в присутствии солей железа, кривая осаждения гидроокислов марганца несколько сдвигается в сторону более низких рН (рис. 61—63). В то же время К. Краускопф указывает, что высокие содержания кремнезема (180—500 мг/л) предотвращают осаждение коллоидов из растворов с концентрацией железа и марганца около 50 мг/л даже при рН 9 (Krauskopf, 1957). Вероятно, это объясняет тесную ассоциацию марганца и кремнезема в осадках: удаление из раствора кремнезема автоматически влечет за собой немедленное выпадение гидроокислов марганца и железа, если последние к этому времени еще сохранялись в растворе.

В современных вулканических областях наблюдаются отложения марганца из вод термальных источников с высокими значениями рН. В Восточных Кордильерах Центральной Боливии горячие источники с водой кальциево-хлоридного типа отлагают пласты и линзы коричневого полосатого опала, участками содержащего небольшие темно-ко-

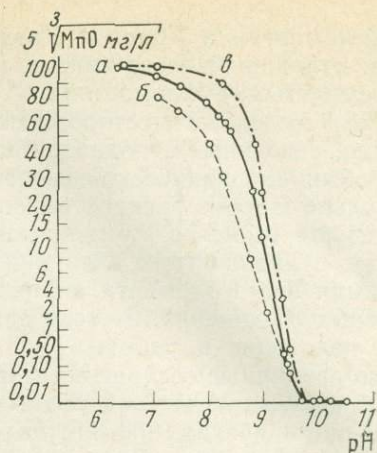
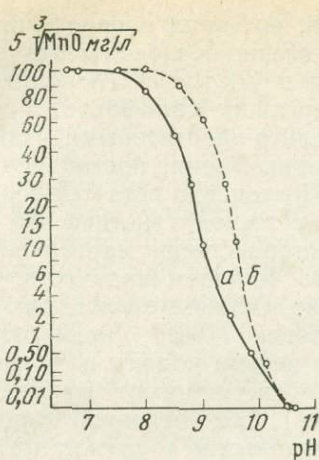


Рис. 61. Осаждение гидрата закиси марганца из растворов его солей в зависимости от исходных значений рН среды (Листова, 1961)

а — из раствора $MnCl_2$; б — из раствора $MnSO_4$

Рис. 62. Осаждение гидроокиси марганца в системе $MnCl_2-NaOH$ морская вода в зависимости от исходных значений рН среды (Листова, 1961)

а — морская вода нормальной солености; б — 2 N солености; в — 0,5 N солености

ричневые включения двуокиси марганца, а также слои плотного серого известковистого осадка, включающего линзы пористой черной марганцевой руды мощностью иногда более 1 м (Lindgren, 1922). В Японии залежи марганца, являющегося продуктом отложений горячих источников, известны в префектурах Ямагата, Симанэ, Тоттори, а особенно крупные — на южном склоне горы Адзаму на о. Хоккайдо, где марганцевые отложения четырех сливающихся источников с рН 7,4—8,9 покрывают землю черным порошком двуокиси марганца на площади около 2000 м² и продолжают накапливаться в настоящее время (Кимура, Сима, 1954).

На Камчатке установлено повышенное содержание марганца на термальных площадках источников Паужетки (Набоко, Пийп, 1961).

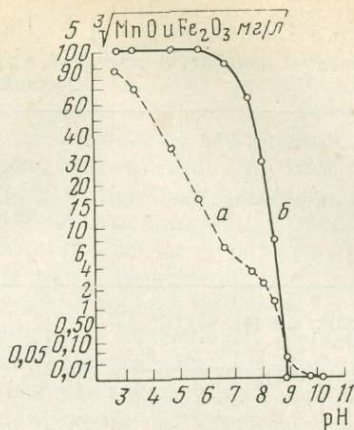
Значительное обогащение марганцем (до 10% MnO_2) наблюдается в отложениях кратерного Головинского озера (о. Кунашир, Курильская гряда), выведенных на поверхность в результате неоднократных вулканических проявлений в заполненной водой обширной кальдере вулкана Головинна и вскрытых Серной протокой, соединяющей небольшое кипящее озеро с Головинским (см. рис. 62). Эти бывшие озерно-кратерные отложения, представленные в основном чередованием слоев пирокластического материала различной крупности, равномерно и на большом протяжении сцементированы лимонитом, причем в отдельных участках и прослоях вместо лимонита оказалась плотная коржевидная фиолетово-черная марганцевая руда. Очевидно, что лимонитизация и обогащение отложений марганцем происходили еще на дне озера и, следовательно, подвергались воздействию подводных вулканических процессов.

Значительное количество марганца вносят в океан подводные источники вулканической зоны Фиджи, проходящей близ юго-восточного побережья Японии (Niino, 1959).

Поступление марганца в составе эксгаляций подводного вулкана Бану Вуху подробно рассмотрено в предыдущей главе. Совершенно очевидно, что в ходе вулканического процесса, особенно подводного, в числе других компонентов мобилизуется и марганец.

В связи с этим особый интерес приобретает то обстоятельство, что марганец является одним из элементов, интенсивно накапливающихся

Рис. 63. Осаждение гидроокислов марганца (а) и железа (б) в системе $MnSO_3 - FeSO_4 - NaOH$ морская вода в зависимости от исходных значений рН среды (Листова, 1961)



в настоящее время в океанических осадках. Кларк марганца в земной коре — 0,09; среднее содержание его в глубоководных пелагических осадках — 0,7%. Особенно обогащены марганцем красные океанические глины, занимающие примерно 50% площади дна Тихого океана и около 25% площади дна Индийского и Атлантического океанов, а также железо-марганцевые конкреции, выстилающие поверхность дна океана на весьма обширных участках. Содержание марганца в красных океанических глинах достигает 3%, в конкрециях — до 50% (Мего, 1965).

Красные океанические глины представляют собой тонкий пластичный ил, обогащенный гидрооксидами железа и мелкими (0,1 мм) сферидальными образованиями, сложенными двуокисью марганца. Именно к этим образованиям приурочены рассеянные элементы, содержащиеся также в красных глинах, — медь, никель, кобальт и др.

Разработанная в последние годы методика определения скорости осадконакопления по балансу продуктов радиоактивного распада — главным образом тория и иония — в океане (Виноградов, 1967) дает возможность ориентировочно оценить абсолютную массу марганца, накапливающегося в осадке за определенный интервал времени.

В табл. 65 сведены некоторые данные по составу красных океанических глин (Goldberg, Arrenius, 1958) и скорости осадконакопления (Goldberg, Koide, 1962) в разных частях Тихого океана. Пересчет данных этих исследователей показывает, что на каждом квадратном километре площади распространения красных океанических глин в Тихом океане ежегодно накапливается от 0,0326 до 0,0420 т (в среднем 0,038) марганца, а всего в красных океанических глинах Тихого океана, распространенных на площади примерно в 70 млн. км², — около 2,66 · 10⁶ т марганца в год.

По Атлантическому океану мы располагаем анализом Корренса (Correns, 1939), показавшим 0,09% марганца в красных океанических глинах. Скорость осадконакопления этих образований в Атлантическом океане колеблется от 8 до 24 мм в 1000 лет (Goldberg, Koide, 1962; Виноградов, 1967). Приняв средний темп осадконакопления красных глин 16 мм в 1000 лет, получим абсолютное ежегодное накопление марганца в количестве 0,0360 т на 1 км², а всего на 24 млн. км² площади красных океанических глин Атлантического океана — 0,86 · 10⁶ т марганца в год.

По Индийскому океану нет синхронных определений содержания марганца и темпов осадконакопления в красных глинах. Однако известно, что среднее содержание марганца в красных глинах Индийского океана близко к тихоокеанским (1—2%), а темп осадконакопления несколько повышен (1—2,2—4 мм в 1000 лет). Это позволяет распро-

Ежегодное накопление марганца в красных глубоководных глинах на 1 км² площади дна океана

Пункт наблюдений	Содержание Mn, % (Goldberg, Arrenius, 1958) (d)	Скорость осадконакопле- ния, мм в 1000 лет		Накопление Mn на площади 1 км ² , т в год $S = 2,5 \cdot \frac{av}{100}$
		установлена по балансу иония (Goldberg, Koid, 1962)	средняя (в)	
Тихий океан; южная часть: 12—40° ю. ш.—147—174° з. д.	3,0	0,5	0,5	0,0375
Тихий океан; северная часть: 10—20° с. ш.—135° з. д.	0,87	1,5	1,5	0,0326
Тихий океан; северная часть: 28° с. ш.—130° з. д.	0,46	2—4	3	0,0345
Тихий океан; северная часть: 40° с. ш.—173° з. д.	1,6	0,6—1,5	1,05	0,0420
Атлантический океан	0,09*	8—24	16	0,0360
Тихий океан; среднее из 51 образца	0,7**	0,5—4	2,2	0,0385

* Correns, 1939.

** Sverdrup et al., 1942.

странить на Индийский океан данные, полученные для Тихого океана. Заведомая ошибка будет не очень существенной, ибо площадь распространения красных глин в Индийском океане весьма невелика и составляет не более 15% общей площади развития красных глубоководных глин Мирового океана. Исходя из этого, в Индийском океане можно предполагать накопление не менее $0,038 \cdot 10 \cdot 10^6 = 0,6 \cdot 10^6$ т марганца в год.

Подсчитанное таким образом общее годовое накопление марганца на всей площади развития красных глубоководных глин Мирового океана составит $(2,66 + 0,86 + 0,6) \cdot 10^6 = 4,12 \cdot 10^6$ т.

Приблизительно к такому же результату приводит и несколько иной путь подсчета. Свердруп, Джонсон и Флеминг (Sverdrup et al., 1942) на основании 51 анализа вывели среднее содержание марганца в красных глубоководных глинах Мирового океана — 0,7%. Преимущественные скорости накопления этих осадков, исключая резко повышенные темпы осадконакопления Атлантики, составляют 0,5—4, в среднем 2,2 мм в 1000 лет. Пересчет этих цифр в абсолютные массы дает ежегодное накопление марганца в количестве 0,0385 т на 1 км², или $4,2 \cdot 10^3$ т на всю площадь распространения красных глубоководных глин Мирового океана.

Дж. Мери (Mero, 1965) в последней сводке «Минеральные ресурсы океана» оценивает ежегодный прирост марганца в красных глубоководных глинах в $6,3 \cdot 10^6$ т.

Другим не менее существенным концентратором марганца являются железо-марганцевые конкреции, широко распространенные в верхнем слое глубоководных осадков океана. Обнаруженные почти 100 лет назад экспедицией «Челленджер», эти образования до сих пор привлекают внимание исследователей и вызывают множество дискуссий.

В обширном разделе, посвященном железо-марганцевым конкрециям, Мери свел воедино и детально проанализировал материал 166 глубоководных станций различных океанографических экспедиций, в том числе и советского э/с «Витязь». Железо-марганцевые конкреции не связаны с каким-либо определенным типом илов, хотя явно тяготеют к красным глубоководным глинам. Наибольшее содержание конкреций характерно

для центральных областей Тихого океана (8—38, в среднем $14,5 \text{ кг/м}^2$): общие запасы его исчисляются в $1,66 \cdot 10^{12} \text{ т}$.

Обстановка формирования железо-марганцевых конкреций на дне океана показана Мерио весьма убедительно. Конкреции образуются на поверхности различных по морфологии и составу вмещающих («сопутствующим») илов, в разных участках дна океана, но обязательно в окислительной среде при заметном перемещении придонных масс воды и ослабленной общей седиментации. Размеры конкреций колеблются от долей миллиметра до стяжений весом 40—50 кг и сплошных марганцевых корок на подводных скалах. Ядрами конкреций служат обломки глубоко измененных силикатных пород и пемзы, зубы акул и других рыб, кости китов, раковины фораминифер, кремневые и известковые губки, наконец, марганцевые же микроконкреции. Окислы марганца накапливаются на дне на поверхностях скальных обнажений и на различных предметах, сброшенных с судов в море. Скорость формирования конкреций резко различна. Широко известны работы Петтерссона (Pettersson, 1943), Фон-Буттлара (Von Buttlar, 1950) и Голдберга (Goldberg, 1961), где показан весьма медленный рост конкреций — 1 мм в 1000 лет, 1,3 мм в 1000 лет, 1 мм в 100 000 лет. Мерио, однако, удалось установить, что существуют гораздо более высокие скорости накопления марганца и железа на дне океана. Так, на осколке снаряда времен первой империалистической войны обнаружена корка железо-марганцевых окислов толщиной в 3 см (скорость накопления 6 см за 100 лет), а на снаряде второй мировой войны, поднятом с банки Фортимайл, характеризующейся резко окислительными условиями и большой скоростью водных течений, оказалась такая же корка толщиной около 1,5 см (почти 10 см за 100 лет). Эти очень важные наблюдения дают Мерио основание рассматривать механизм формирования конкреций весьма однозначно, а именно — как результат непосредственного выделения коллоидов железа и марганца из воды океана. При этом он полностью разделяет точку зрения Голдберга и Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958) о преобладающем значении адсорбционных процессов, приводящих к накоплению в конкрециях не только железа и марганца, но также и кобальта, свинца, цинка и многих других рассеянных в океанской воде элементов. Мерио указывает по крайней мере 15 различных химических и физических факторов, влияющих на образование конкреций. Наиболее важные из них — pH и Eh поверхностного слоя океанского дна, химические и физические свойства коллоидов, концентрация коллоидов в морской воде, размер ионов, природа зарядов поглощающих золь и поглощаемых ионов и их плотность. Кроме того, весьма существенны скорость и направление морских течений, температура и гидростатическое давление, временные и пространственные соотношения источников элементов и образующихся концентраций, биологические явления, скорости формирования ассоциирующих осадков. К сожалению, все эти весьма существенные факторы, в большинстве своем ускользающие от внимания исследователей, оцениваются лишь качественно. Выяснение действительной роли каждого из них — неотложная задача будущих экспериментальных работ.

Обширные океанографические исследования и аналитические материалы, синтезированные Мерио, дали возможность выделить в Тихом океане ряд областей, характеризующихся определенными особенностями химического состава глубоководных конкреций. Оказалось (рис. 64), что к береговым частям океана тяготеет область высокожелезистых конкреций (Fe — 28,3%, Mn — 22,3%, Mn : Fe = 0,79), а близ западных берегов Американского континента располагается область высокомарганцевых конкреций (Mn — 49,8%, Mn : Fe — 29,8%); конкреции областей, наиболее удаленных от островов и континентальной суши, содержат большие количества никеля (1,52%) и меди (1,13%), а конкреции впадин централь-

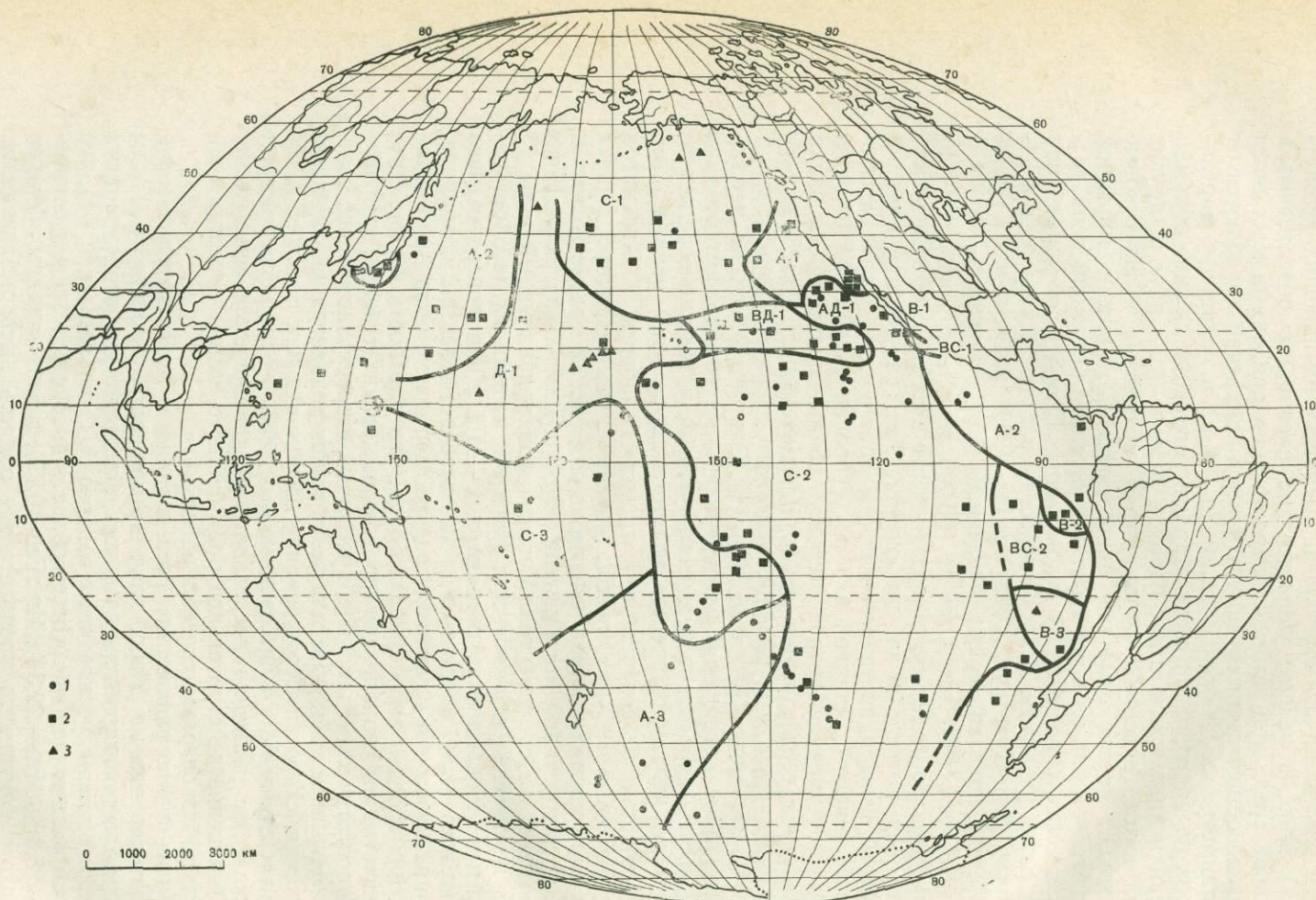


Рис. 64. Области распространения марганцевых конкреций различного состава в поверхностном слое осадков Тихого океана (Мего, 1965)

A — высокое содержание в конкрециях железа; *B* — высокое содержание марганца; *C* — повышенная концентрация никеля и меди; *D* — высокая концентрация кобальта.
На карте указано также расположение станций, для которых выполнены

химические анализы конкреций: 1 — конкреции подняты в колонках донных осадков; 2 — станции драгирования; 3 — образцы с вершин подводных гор. Указанный масштаб сохраняется вдоль меридианов и параллелей в интервале +40°

ных частей Тихого океана характеризуются высоким содержанием кобальта (0,7—2,1; в среднем 1,2%).

Исходя из общих запасов конкреций поверхностного слоя осадков Тихого океана ($1,66 \cdot 10^{12}$ т), среднего содержания марганца в конкрециях (24,2%) и минимальной скорости роста конкреций (1 мм в 1000 лет), Мерио рассчитал ежегодный прирост марганца в конкрециях придонных осадков Тихого океана — $1,5 \cdot 10^6$ т (Мерио, 1965, стр. 235). Некоторое количество марганца накапливается и в других пелагических осадках океана. Работа В. И. Баранова и Л. А. Кузьминой (1958), в которой определены скорость осадконакопления и содержание марганца в различных горизонтах глинистых, диатомовых и фораминиферных илов Индийского океана (табл. 66), позволяет подсчитать, что в

Таблица 66

Ежегодное накопление марганца в органогенных илах дна Индийского океана на 1 км² площади

№ станции	Координаты	Зона	Горизонт отбора	MnO, %	Mn, %	Время накопления 1 см, лет	Толщина осадка в 1000 лет, мм	Накопление на площади 1 км ² т в год
97	40°32'—120°35'E	Фораминиферовые илы	6—20	0,10	0,08	2000	5	0,0100
103	50°21'—110°12'E	Глинисто-диатомовые илы	6—11	0,017	0,01	1600	6,25	0,0015
107	50°48'—90°54'E	То же	5—20	0,051	0,04	1100	9	0,0090
17	60°25'—90°48'E	" "	5—10	0,08	0,06	830	12	0,0180
127	30°42'—60°42'E	Глинисто-известковистые илы	5—10	0,05	0,04	1600	6,25	0,0030

верхнем слое осадков этого типа марганец накапливается в количестве 0,0088 т на 1 км² в год. Приняв условно это накопление марганца за среднее, можно подсчитать, что в пелагических органогенных илах Мирового океана ежегодно осаждается $1,3 \cdot 10^6$ т марганца. Таким образом, общее годовое накопление этого элемента в глубоководных осадках Мирового океана составляет (в т):

Красные глубоководные глины	$4,2 \cdot 10^6$
Железо-марганцевые конкреции	$1,5 \cdot 10^6$
Органогенные пелагические илы	$1,3 \cdot 10^6$
Всего	$7 \cdot 10^6$

Общий сток растворенного марганца с континентов составляет, как известно, $3,5 \cdot 10^5$ т (Виноградов, 1967). Сравнение полученных цифр убедительно показывает, что в океане имеется еще по крайней мере один источник марганца, существенно преобладающий над речным стоком. На сегодня наиболее достоверно считать этим источником активный подводный вулканизм.

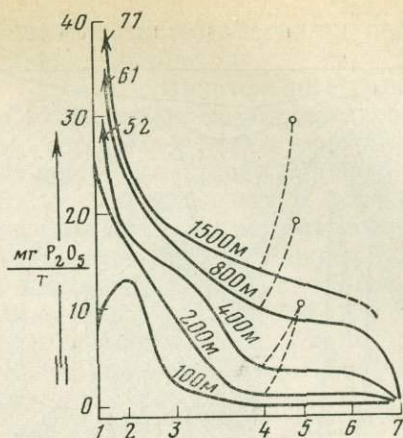
Исследователи железо-марганцевых конкреций давно уже обращаются к этому источнику для объяснения поистине феноменальных концентраций этого элемента в осадках глубоководных частей океанов. Так, например, Э. Боннатти и Р. Найду в статье «Происхождение марганцевых конкреций на дне океана» (Bonnatti, Naydu, 1965), пришли к выводу, что формирование этих конкреций на дне Тихого океана происходило под влиянием подводного вулканизма, причем основным механизмом мобилизации вещества описываемых конкреций авторы считают экстрагирование железа и марганца океанской водой из извергающейся на дне горячей лавы. Основываясь на детальных петрологи-

ческих и петрографических наблюдениях, Боннатти и Найду устанавливают прямую связь между железо-марганцевыми конкрециями и продуктами изменения лав подводных извержений («гиалокластитами»), представленными палагонитом, нонтронитом и цеолитами. Эта связь видится авторам не только в частой пространственной ассоциации скоплений марганцевых конкреций с гиалокластитами и другими продуктами подводных извержений, но и непосредственно в конкрециях, из которых можно составить непрерывный ряд образцов, изменяющихся от гиалокластитов с ничтожными сегрегационными выделениями окислов железа и марганца до железо-марганцевых конкреций с незначительными остатками гиалокластитов. Обогащение железо-марганцевых конкреций никелем, кобальтом, медью, свинцом и другими элементами, по Боннатти и Найду, также обязано процессам вулканизма.

Д. Аррениус, Д. Мери и Я. Коркиш в статье «Происхождение марганцевых минералов океана» (Arrenius, Mero, Korkisch, 1964) рассматривают проблему источника вещества железо-марганцевых конкреций в геохимическом аспекте. Справедливо полагая, что в снабжении океана марганцем участвуют как подводный вулканизм, так и речной континентальный сток, авторы сделали попытку найти критерии, позволяющие отличать марганцевые окислы, связанные с подводными извержениями, от окисных минералов марганца, вещество которых могло быть генетически связано с выветриванием на континентах. Наиболее совершенным элементом — индикатором, хранящим «память» о своем происхождении, оказался кобальт, присутствие которого наряду с двухвалентным марганцем указывает на низкие значения окислительно-восстановительного потенциала среды формирования, очевидно, свойственной областям подводного вулканизма. Отсутствие же кобальта и MnO в минеральной структуре окисла, наоборот, явно свидетельствует о высокой степени окисления марганца во время осаждения и может быть связано с медленным его накоплением из разбавленного раствора с обычной концентрацией кислорода. Проведенный под этим углом зрения анализ многочисленного материала показал, что обедненные кобальтом конкреции ($Mn:CO > 300$) распространены главным образом в периферических районах океана, в то время как подавляющая масса конкреций центральных глубоководных частей заметно обогащена кобальтом и, вероятнее всего, образовалась в результате быстрого осаждения весьма нестойкого двухвалентного марганца, привнесенного в ходе подводного вулканизма. Новый оригинальный путь решения вопроса об источнике веществ, растворенных в океанской воде, нашли Д. Шутц и К. Турекьян, авторы статьи «Изучение географического и вертикального распределения некоторых рассеянных элементов в морской воде при помощи нейтронного активационного анализа» (Schutz, Turekian, 1965). Эти исследователи выполнили для вод Атлантического, Тихого и Индийского океанов более 750 достаточно точных определений содержания 18 различных рассеянных элементов, из которых наиболее неравномерно распределенными оказались никель, кобальт и серебро. Анализ размещения этих трех компонентов в водной массе океанов показал их полную независимость от речного стока. Установлено, например, что хотя в северную часть Атлантического океана попадает около 60% всех растворенных веществ континентального стока планеты, этот район отличается относительно низкими концентрациями кобальта, никеля и серебра по сравнению с глубинными водами центральных областей Индийского и Тихого океанов и Южной Атлантики. Более того, воды Южной Атлантики, движущиеся в северном направлении, характеризуются более высокими концентрациями перечисленных элементов, чем воды, идущие из Северной Атлантики на юг. Авторы приходят к выводу, что в центральной части Тихого океана из подводных вулканических очагов поступают столь значительные количества кобальта и никеля,

Рис. 65. Содержание фосфатов в водах Средиземного моря на профиле к востоку от Гибралтара (Buljan, 1955)

1 — Кадисский залив; 2 — море Альборан; 3 — Балеарское море; 4 — участок между Сардинией, Тунисом и Сицилией; 5 — Тирренское море; 6 — Эгейское море



что они доминируют в общем балансе и существенно влияют на изменение концентраций этих элементов в располагающихся выше водах. Именно это обстоятельство, по мнению Шутца и Турекьяна, может объяснить также и несоответствие соотношения M_p и S_o в глубоководных и прибрежных конкрециях, установленное Аррениусом, Мерио и Коркишем (Arrhenius, Merio, Korkisch, 1964).

С рядом вулканогенно-кремнистых геосинклинальных толщ помимо марганца бывают связаны также крупнейшие пластовые месторождения фосфоритов, достаточно подробный обзор которых был сделан Н. С. Шатским (1955). Сравнительно недавно фосфориты были обнаружены непосредственно среди морских вулканогенно-осадочных отложений: в верхнемеловой эффузивно-осадочной толще Грузии (Нарчемашвили, 1958), в третичных эффузивно-осадочных породах Сахалина (Бродская, 1959).

Как известно, присутствие фосфора среди летучих компонентов лав весьма обычно. Наблюдения японского океанографа Т. Окада (Okada, 1936), сделанные в районе вулканического о. Ивозима-Синто непосредственно после его возникновения в результате подводного извержения у берегов Японии в декабре 1934 г., показали, что количество растворенного фосфора в воде на глубине 100—200 м возросло до 50—60 мг/м³. После подводного извержения 1957 г. в кальдере вулкана Заварицкого (Курильские острова), как нам удалось установить, содержание P_2O_5 в воде Бирюзового озера повысилось от 0,65 мг/л перед извержением до 2,12 мг/л после него.

М. Бульян (Buljan, 1955), рассматривая повышенное содержание фосфора в водах Тирренского моря по сравнению с сопредельными морями (рис. 65), убедительно объясняет его влиянием распространенного в Тирренском море подводного вулканизма. Именно в этом районе Средиземного моря комплексной океанографической экспедицией 1959 г. на судне «Академик Вавилов» обнаружен новый «активный в недалеком прошлом», вероятно, действующий и сейчас подводный вулкан, возвышающийся на 2800 м над уровнем дна (Емельянов, 1961). О протекающих на дне Тирренского моря эксгаляционных процессах свидетельствует сообщение Дитца о необычной пробе воды, отобранной Х. Томпсоном и А. Брауном в Тирренском море во время плавания «Дана». «Проба воды, взятая вблизи дна, имела более высокую температуру, чем окружающая вода. При этом вода в пробе сильно пузырилась, но не было возможности уловить выделяющиеся газы. Попытка повторить пробу была безуспешной. По мнению Томпсона, на морском дне должен быть какой-то источник газа, однако наблюдение казалось таким странным (so bizarre), что не было опубликовано» (Buljan, 1955, стр. 53).

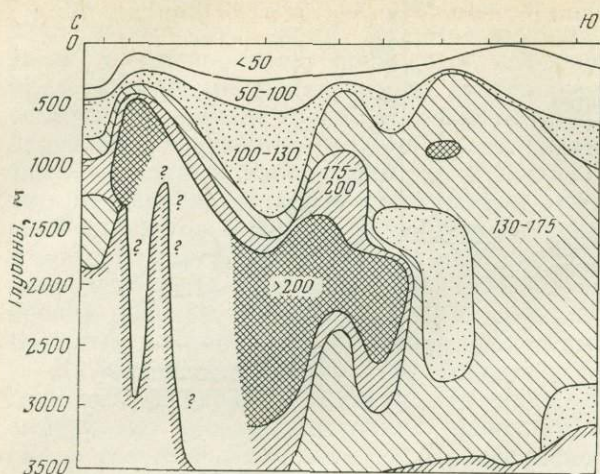


Рис. 66. Вертикальное распределение фосфатов в водах Карибского моря по меридиану о. Санта-Курс (в мг атом/л; Rakestraw, Smith, 1957)

Чрезвычайно интересные карты и профили (рис. 66), показывающие распределение фосфора в водах Карибского моря, были составлены по материалам экспедиции на «Атлантике» в 1933 г. Н. Ракестрау и Смитом (Rakestraw, Smith, 1937). На этих картах отчетливо видно, что максимум растворенного фосфора находится в районе вулканических островов Малой Антильской дуги, известной интенсивным наземным (Мон-Пеле, Суфриер, Сент-Винсент и др.) и подводным вулканизмом. Особенно показательны в этом отношении карты больших глубин — 2000 и 3000 м. Чем ближе к поверхности, тем больше на запад распределяются фосфаты по Карибскому морю, что вызвано его особенностью «моря текущих вод»: как известно, воды Атлантического океана интенсивно проникают в Карибское море через проливы Малых Антильских островов, создают сильное течение с востока на запад и формируют «начальные воды Гольфстрима», выходящие из Мексиканского залива и быстро устремляющиеся через Флоридский пролив (Валло, 1948). Составленные карты убедительно показывают, что воды Атлантики совершенно не приносят фосфора и что современные фосфоритовые желваки многочисленных банок Флоридского пролива образованы за счет фосфора, принесенного из Карибского моря. Особенно наглядно указывает на источник фосфора профиль, составленный Ракестрау и Смитом по

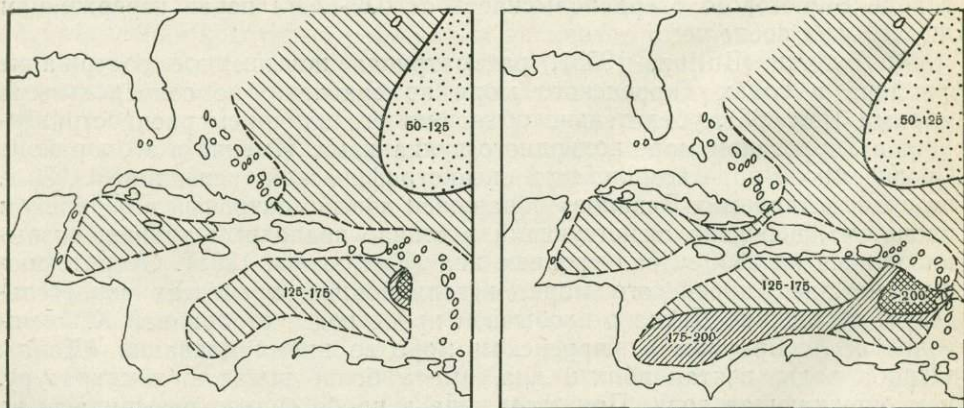


Рис. 67. Горизонтальное распределение фосфатов в водах Карибского моря в мг атом/л (Rakestraw, Smith, 1937)

А — на глубине 2000 м; Б — на глубине 3000 м

меридиану о. Санта-Крус вдоль Малой Антильской гряды, пересекающий подводный вулканический аппарат (рис. 67).

Сейчас еще нет данных для расчета сравнительного накопления фосфора на дне океанов, хотя бы даже такого грубого, как это было сделано для марганца. Однако появление все новых и новых фактов о фосфоритонакоплении в океане заставляет достаточно придирчиво пересматривать классические представления об образовании фосфоритовых конкреций в результате разделения больших масс органического вещества, содержащего фосфор. Так, фосфоритовые конкреции хорошо изученного месторождения у берегов Южной Калифорнии, «словно противореча этим теоретическим представлениям» (Мего, 1963), сформированы в резко окислительной среде. Напомню, что общая площадь Южно-калифорнийского побережья, на которой найдены фосфоритовые конкреции, составляет 36 тыс. кв. миль, а разведанные запасы — 2 млрд. т (рис. 68). На отдельных участках этой зоны (например, район банки Фортмайл) поверхностная концентрация конкреций в среднем равна 107 кг на 1 м².

Следует также отметить, что фосфоритовые конкреции образуются не только на шельфе, но и среди глубоководных осадков океана.

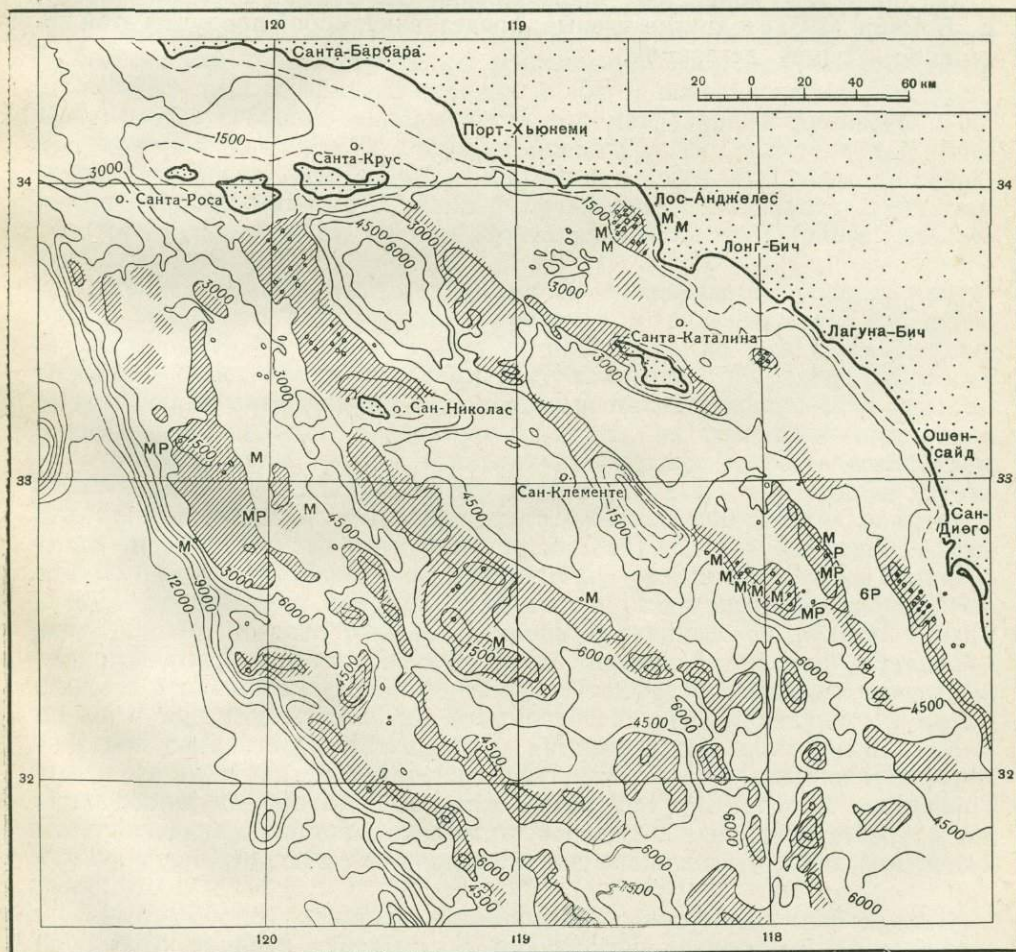


Рис. 68. Карта морского дна района Южной Калифорнии (Мего, 1965)

Заштрихованы поля развития фосфоритовых конкреций; точками показаны места взятия проб
 М — конкреции содержат миоценовые и более поздние фораминиферы; Р — плейстоцен-четвертичные

Об этом свидетельствуют совсем недавние находки э/с «Витязь». В мае 1968 г. залежи конкреций фосфоритов были обнаружены на трехкилометровых глубинах Тихого океана к западу от Гавайских островов (сообщение П. Л. Безрукова). Эти находки открывают совершенно новую страницу в учении о формировании фосфоритовых конкреций дна океана и заставляют думать, что фосфориты банки Агульянц, обнаруженные экспедицией «Челленджер» на глубине более 3000 м у основания континентального склона Африки близ Мыса Доброй Надежды, не перемещены мутьевыми потоками, как полагает Мери (Мери, 1965), а также являются глубоководными образованиями. Имея в виду данные Харвея (1948), установившего, что биомасса приустьевых частей рек ассимилирует более 90% фосфатов, выносимых с суши, трудно представить себе континент единственным источником грандиозных (порядка 30 млрд. т) запасов фосфоритов верхнего слоя океанского дна.

Изложенные данные позволяют утверждать, что подводный вулканизм, являющийся характерной особенностью океанических впадин, в основных чертах определяет химический состав как вод, так и осадков Мирового океана. Масштабы деятельности подводного вулканизма — это масштабы формирования Мирового океана, поскольку подводный вулканизм является одним из основных механизмов дегазации мантии, а океаническая вода, как предполагают А. П. Виноградов (1959), В. В. Руби (1957) и другие ученые, представляет собой продукты этой постоянно идущей дегазации.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ
В СОВРЕМЕННОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Вулканические процессы рудообразования существенно отличаются от хорошо изученных литологами гипергенных процессов рядом особенностей, обусловленных главным образом принципиально иным энергетическим режимом. Если ведущим источником энергии последних являются космические силы (солнечная радиация), то вулканический процесс осуществляется главным образом за счет внутренней энергии Земли в ходе перемещения вещества мантии к поверхности Земли. При этом вулканический процесс протекает и развивается в условиях температур и давлений, весьма заметно отличающихся от поверхностных. Гипергенный процесс свободно укладывается в температурный диапазон $\pm 60^\circ$ при обычном давлении в 1 атм; температура же вулканических процессов достигает $1200\text{--}1500^\circ$, а давление — сотен атмосфер. В пределах колебания температур вулканического процесса находятся как температура кипения воды, так и температура плавления твердого силикатного вещества.

Широкий температурный диапазон вулканического процесса приводит к тому, что перемещение элементов в вулканических областях осуществляется не только в водных растворах, но и в газовой фазе. Особенно заметно это при температурах выше 100° , когда летучими компонентами оказываются не только известные вулканические газы, но и сама вода, галоиды различных металлов, их сернистые соединения и т. п. При более низких температурах кислые вулканические газы взаимодействуют с водной средой литосферы, резко изменяя ее характер, превращая ее из нейтрального «пособника» химических реакций в смесь агрессивных кислот. Существенно также, что выносящиеся из земных глубин на поверхность химические соединения, как правило, весьма неустойчивы, так как попадают в резко иные физико-химические условия. Короче говоря, активная вулканическая область всегда является зоной самых разнообразных химических реакций, начинающихся в перемещающемся к поверхности веществе Земли и продолжающихся в зоне гипергенеза при взаимодействии расплавленного, а затем твердого силикатного материала с активными жидкостями и газами. Именно в ходе этих реакций из глубинных зон Земли выносятся рудообразующие компоненты, которые мигрируют за пределы собственно вулканических областей, пополняют бассейны осадконакопления и в конечном счете участвуют в формировании осадочных рудных месторождений.

Здесь уместно обратить внимание на следующее обстоятельство. Почему-то принято считать, что вулканогенно-осадочные месторождения должны обязательно формироваться в толще вулканогенных пород и что основной критерий отнесения таких образований к вулканогенно-осадочным — их непосредственный контакт с лавой или пирокластическим материалом. Это установившееся мнение не совсем верно. Суть

дела в том, что миграция вулканогенных продуктов в зоне гипергеза во многом подчиняется тем же самым законам, что и миграция терригенных. А, как известно, для терригенных и хемогенных продуктов в осадочном цикле четко различаются области питания, транспортировки (переноса) и седиментации. При этом очевидно, что области «питания» и «седиментации» (особенно для компонентов, переносимых в растворе) обычно значительно разобщены и в геологических разрезах часто не обнаруживают видимой связи.

В вулканическом процессе «областью питания» служит вся зона активного вулканизма, в которой благодаря протекающим химическим реакциям формируются подвижные рудообразующие компоненты. Последние перемещаются затем к поверхности Земли в составе пепловых туч или термальных потоков, а при подводном вулканизме — океаническими водными массами. Накопление этих продуктов происходит в определенных физико-химических условиях областей «седиментации», часто находящихся уже за пределами непосредственного влияния вулканической зоны. Перемещение водных растворов и масс океанической воды, как правило, не оставляет следов в геологических образованиях, и связь рудных компонентов с породившей их вулканической зоной кажется безвозвратно «потерянной». «Потеря» эта в известной мере формальная, поскольку детальный палеогеографический анализ (с элементами палеовулканологии) и соответствующие геохимические исследования во многих случаях позволяют успешно реконструировать подобные связи.

Преобразование вещества мантии в ходе вулканического процесса начинается, пожалуй, с того самого момента, как это вещество в силу тех или иных планетарных причин проникает в земную кору и продолжает свое движение к поверхности Земли. Снижение давления и температуры магмы приводит к выделению газов и интрателлурических минеральных фаз; происходят гравитационная дифференциация силикатного расплава и отделение от магмы ее газовой составляющей. А. Ритман (1964) называет этот процесс «разделением фаз» и справедливо считает его «основным явлением вулканизма». Именно этот процесс лежит в основе механизма действия вулканических аппаратов и определяет характер вулканических процессов. Так, медленное отделение летучих компонентов из широко дифференцированной магмы на глубине приводит к спокойным излияниям жидкой базальтовой лавы, отличающейся высокой температурой, повышенной подвижностью и поразительной бедностью газами. Активное выделение летучих компонентов из вязкой андезито-базальтовой лавы вблизи поверхности сопровождается эруптивными выбросами ювенильного пепла. Взаимодействие выделившихся взрывоспособных газов в теле вулканического аппарата приводит к катастрофическим резургентным взрывам с дроблением в пепел значительной части вулканической постройки. Остывание вязкой магмы на глубине с образованием интрузивных и экструзивных тел обуславливает энергичную фумарольную деятельность и все те процессы, которые принято называть «поствулканическими».

Перераспределение разнофазовых составляющих магмы, естественно, сопровождается сложным изменением химического состава образующихся изверженных пород. Так, на изменения, вызванные гравитационной дифференциацией, накладывается «газовый перенос» или «пневматолитическая дифференциация» (Ритман, 1964). Суть этого процесса заключается в том, что летучие компоненты, в числе которых находятся хлориды металлов (главным образом, щелочей и железа), перемещаются из глубоких слоев пересыщенной газами магмы в ее более верхние горизонты, и, поскольку растворимость этих соединений с падением давления понижается, силикатный расплав заметно обогащается здесь железом и щелочами. Этот процесс еще более подчеркивает разделе-

ние магмы на легкие «кислые» и более тяжелые «основные» лавы, разница между которыми грубо фиксируется различием отношений кислорода, связанного с металлами оснований и кремнием (Заварицкий, 1955).

Характер изменения силикатного расплава в ходе дифференциации магмы давно и во многих деталях изучен петрологами. Сложнее обстоит дело с выявлением летучей составляющей дифференциатов магматического расплава, ибо ее следы фиксируются в породах разве что лишь в грубой приуроченности определенных эксгаляционных месторождений к соответствующему типу лав. Наиболее полно результат этих процессов выявляется при анализе интрузивных магматических пород. Как известно, внедрения их на разных глубинах сопровождаются формированием рудных месторождений того или иного состава — золото-серебряных, оловорудных, медноколчеданных, полиметаллических, железорудных, редкоземельных и т. п. (Горжевский, Козеренко, 1965). Для нас важно то, что даже этот неполный перечень глубинных рудопроявлений показывает весьма сложный многокомпонентный состав летучей части магматического расплава.

Непосредственные наблюдения за отделением летучих компонентов в ходе эффузивного вулканического процесса сопряжены с понятными трудностями — еще никому не удавалось произвести прямого определения состава вулканических газов в момент эксплозии. Однако наблюдения над отделением газов остывающей лавой и поствулканическими процессами в кратерах действующих вулканов и на многочисленных фумарольных и сольфатарных полях дают некоторый материал для суждения о характере газовой составляющей магмы. Д. Е. Уайт и Г. А. Уоринг (White, Waring, 1963) обобщили многочисленные анализы фумарольных вулканических газов, обработав их по единой системе. Материалы этой сводки показали широкое разнообразие состава вулканических эманаций — водяной пар, «активные» газы (CO , CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2 , HCl , H_2S , SO_2 и т. п.), «инертные» газы (азот, аргон, и т. д.), галоиды, различные щелочные и щелочноземельные металлы, кремнезем, металлы группы железа, фосфаты, нитраты и другие менее распространенные элементы и их соединения. Все эти газы и газообразные продукты поднимаются к поверхности Земли, вступают в реакции с поверхностными и подземными водами и твердыми продуктами извержения и тем самым создают в областях современного активного вулканизма довольно сложную геохимическую обстановку.

В процессе наземного извержения продукты вулканических эманаций взаимодействуют с пирокластическим материалом, перемещаются вместе с ним и затем перераспределяются атмосферными водами. Поствулканический процесс наземных вулканов, в ходе которого образуются разнообразные агрессивные термальные воды, также характеризуется весьма интенсивным перераспределением и выносом рудообразующих компонентов. Эксгаляции высокотемпературных летучих соединений металлов в этом случае почти полностью маскируются огромной массой продуктов изменения исходных изверженных пород, составляющих фундамент и тело вулканического аппарата. Наконец, в подводном вулканическом процессе продукты вулканической деятельности улавливаются толщей морской воды и перераспределяются ею.

Рассмотренные ранее исследования дают возможность подчеркнуть некоторые детали перераспределения и выноса из активных вулканических областей основных рудообразующих компонентов — железа, марганца, алюминия и титана. В разных физико-химических условиях проявления вулканизма эти элементы ведут себя неодинаково, однако почти во всех случаях они обнаруживают тенденции к обособлению, концентрации и последующему формированию рудных скоплений.

Наиболее показательным в этом отношении элементом является же-

лезо, диапазон условий миграции которого весьма обширен и возможности образования различного рода соединений достаточно многообразны. Так, можно наметить по крайней мере три основных способа концентрации железа в современном вулканическом процессе.

При взрывных извержениях железо активно участвует в виде летучих галоидных соединений. Преобразуясь в пепловой туче в коллоид гидроокиси, оно сорбируется силикатной пленкой резургентных пепловых частиц, падает на землю вместе с пеплом и затем попадает в поверхностные воды. В результате на дне водотоков, промывающих пирокластические отложения в некотором удалении от вулканического аппарата, накапливаются желвакоподобные выделения гидроокисного железа. Характерной особенностью подобных скоплений, детально описанных близ вулкана Мерапи (глава II), является постоянное присутствие кремнезема (до 30%) и некоторой примеси коллоидов гидроокисей титана и марганца, сорбированных вместе с железом пепловой тучей.

В поствулканическом процессе железо извлекается кислыми термальными водами из ранее затвердевших силикатных пород. Циркулируя в теле вулкана, эти воды разрушают железосодержащие силикаты, извлекая из них металлы, оставляя часто лишь кремневый скелет. На выходе термальных вод с pH 3—4 растворенное закисное железо окисляется и переходит в лимонитовый осадок, нередко образующий промышленные скопления (лимонитовые поля Сукадана и Вэй-Вэй на Суматре, болотные руды Гуммы в Японии, Лимонитовый Каскад на о. Итуруп и др.). Особенностью этого осадка является исключительная чистота лимонитов, не содержащих почти никаких элементов-примесей. Когда термальные воды обогащены эксгалационным фосфором, одновременно с лимонитами накапливаются различные железо-фосфаты (источники Чиатер на Яве, Кислый Ручей на о. Кунашир и др.).

И, наконец, в ходе подводных вулканических и поствулканических процессов эксгалационное галоидное железо, попадая в морскую воду, диссоциирует и затем выделяется в коллоидную гидроокисную взвесь. Эта взвесь, обладающая в момент своего образования высокой сорбционной способностью, соосаждает заметные количества редких и рассеянных элементов, находящихся в морской воде или поступающих в нее с теми же вулканическими эманациями. В этом случае в составе железистого осадка накапливаются марганец, германий, молибден, олово, свинец, ванадий, кобальт, никель, медь и другие элементы.

Вулканогенный марганец связан в основном с подводным вулканическим процессом. Установлено по крайней мере два механизма его мобилизации: поступление в составе эманаций подводных вулканов (Зеленов, 1965₃) и высвобождение в ходе взаимодействия расплавленной лавы с придонной водой (Bonnatti, Naydu 1965). И в том и в другом случаях формирующиеся соединения марганца проходят коллоидную стадию, во время которой обогащаются сорбированными редкими и рассеянными элементами. В настоящее время марганец, продуцируемый подводными вулканами, концентрируется и накапливается в глубоководных океанических осадках и железо-марганцевых конкрециях абиссальных глубин океана.

Алюминий перераспределяется и частично мобилизуется для последующей водной миграции в наземных вулканах островных дуг в ходе длительного поствулканического процесса. Сложные взаимоотношения смешивающихся вулканических газов и поверхностных вод вулканических областей приводят к образованию сульфатных терм «поверхностного» формирования, сульфатно-хлоридных терм «глубинного» формирования и к возникновению зон парогидротермального разложения по периферии активных вулканических очагов (глава III). Поведение алюминия в каждом из этих случаев зависит от физико-химических особенностей формирования термальных вод.

В зонах сольфатарно-гидротермального разложения, образованных воздействием кислых газов и терм «поверхностного» формирования, значительная часть алюминия остается на месте в составе новообразованного алунита. Это происходит в основном в тех случаях, когда среди фумарольных эксгаляций преобладают сернистые газы и сероводород. Окисление сероводорода приводит к образованию самородной серы и сульфат-иона; последний связывается со свободным глиноземом в алунит, который и накапливается в больших количествах в парагенезе с кремневым остатком пород и самородной серой.

В зонах парогидротермального разложения не возникают ультракислые растворы с низкими значениями рН, однако обработка пород происходит под воздействием высоких температур и давлений. В этих условиях, благоприятных для интенсивной миграции углекислоты, алюминий формирует устойчивые алюмосиликаты типа каолинита, бейделлита и монтмориллонита, которые впоследствии почти не поддаются разрушению даже при воздействии достаточно кислых вод.

Совершенно иначе обстоит дело в водоносных горизонтах, где возникают термальные ультракислые воды глубинного формирования. Интенсивное и весьма длительное накопление в этих водах хлористого водорода приводит к созданию преимущественно солянокислой среды, переводящей в раствор все без исключения катионы металлов эффузивных пород, в том числе и алюминий. Некоторое количество алюминия задерживается лишь в составе алунита в кровле водоносного горизонта, аналогичной зоне формирования «поверхностных» терм области окисления сероводорода, фильтрующегося через водоносный горизонт.

После перехода алюминия в солянокислый раствор судьба его решается вполне определенно: он неминуемо покидает зону гидротермального разложения и мигрирует в область стока. В дальнейшем ультракислые растворы оказываются весьма устойчивыми и повышение рН их даже при интенсивном разбавлении атмосферными водами происходит крайне медленно и в небольших пределах. Поэтому стекающие с вулканов многоводные кислые водоотoki ежесуточно выносят в море десятки тонн растворенного алюминия: так, р. Юрьева на о. Парамушир выносит 65 т в сутки, р. Банипутих на о. Ява — 70 т в сутки и т. п. (Зеленов, 1960, 1964).

В море из коллоидного раствора, возникающего в результате нейтрализации кислых термальных вод «щелочным резервом» морской воды, формируется взвесь гидроокиси алюминия. Особенно важно то обстоятельство, что появление коллоидов и все стадии их преобразования, начиная от перехода истинного раствора в золь и кончая коагуляцией и осаждением хлопьев $Al(OH)_3$, происходят непосредственно в морском бассейне. В ходе коагуляции гель гидроокиси алюминия активно сорбирует и соосаждает различные рассеянные элементы — титан, фосфор, марганец, никель, кобальт, ванадий, хром, молибден, медь, свинец, цинк, серебро и др. Соосаждение гидроокиси алюминия с рядом элементов, особенно с титаном, происходит главным образом в нейтральной или близкой к нейтральной среде раствора, так как в кислой среде коллоидные частицы гидроокиси алюминия имеют избыточный положительный заряд и только в нейтральной среде происходит их перезарядка (ионы Al^{+3} сольватной оболочки мицеллы гидроокиси алюминия заменяются ионами AlO_2^- или OH^-). Осевшая взвесь имеет нормальный титановый модуль и по данным рентгеноструктурного анализа и кривым нагревания представляет собой аморфное бокситоподобное вещество, находящееся в начальной стадии кристаллизации байерита и гидраргиллита (Зеленов, Зотов и др., 1965, 1968).

Титан в виде летучих галоидных и сернистых соединений (типа $TiCl_4$ и более сложных) принимает участие в эффузивном вулканическом процессе в составе высокотемпературных эксгаляций поствулкани-

ческого процесса, формирующих естественные конденсаты вулканических газов. В этих условиях титан не образует устойчивых минералов типа ильменита, как обычно происходит в относительно замкнутой системе интрузивного процесса, а гидролизует в конденсирующемся вулканическом паре и преобразуется по схеме: галоиды титана — гидрокислы титана — коллоид гидроокиси титана — лейкоксен — рутил; такая схема завершается в поверхностных условиях, т. е. практически уже в осадочном цикле. Способность коллоидов титана перемещаться в нормальной водной среде обеспечивает достаточно широкое участие их в формировании осадочных пород (Зеленов, 1965_{1,2}).

Для активной миграции и последующего накопления титана чрезвычайно благоприятно известное его свойство перемещаться и соосаждаться вместе с коллоидами кремнезема и гидроокисей железа и алюминия, а также сорбироваться на поверхность коллоидных глинистых частиц. Особенность коллоидов гидроокисей железа и алюминия полностью соосаждать титан даже при весьма ничтожных его концентрациях в растворе уже давно используется в аналитической химии. Этот процесс отмечается и в природных условиях. Максимальное соосаждение титана с алюминием в р. Банипутих (Индонезия), в Охотском море у устья р. Юрьева происходит в нейтральной среде, на заключительном этапе нейтрализации кислых алюминийсодержащих вод. Гидроокислы железа и алюминия в подобных условиях оказываются наиболее эффективными концентраторами подвижных гидроокислов титана, рассеянных в морской воде.

Описанные примеры перераспределения железа, марганца, алюминия и титана далеко не исчерпывают многообразия всех геохимических преобразований пород областей активного вулканизма. Поведение в этих условиях многих других элементов — главным образом редких и рассеянных — еще предстоит детально исследовать. Тем не менее уже сейчас можно говорить, что вулканогенный германий, например, почти исключительно связан с подводным эксгальационным процессом и концентрируется в основном вместе с группой других элементов (молибден, свинец, олово) на коагулирующей железо-марганцевой взвеси подводных гидротерм (Григорьев, Зеленов, 1965). Поиск аналогичных элементов-индикаторов позволит вскрыть новые черты геохимии вулканического процесса и даст возможность более точно учитывать особенности генезиса вулканогенных образований прошлых геологических эпох. Это, однако, задача будущего, требующая существенно иных методов исследования.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет сделать следующие общие выводы.

1. В современной структуре земной коры подавляющее число вулканов приходится на участки с океаническим типом строения коры и на зоны промежуточного типа «океан — континент». Вулканические явления, протекающие на приокеанских окраинах континентов, островных дугах, вулканических архипелагах и т. п., проявляются весьма ярко, доступны непосредственному наблюдению и поэтому изучены значительно полнее, чем, например, глубоководные излияния на дне океанов. Однако в общем планетарном вулканическом процессе главенствующая роль принадлежит подводному океаническому вулканизму.

2. Основным двигателем вулканического процесса является потенциальное стремление отделения от магмы ее летучих компонентов. Состав летучих компонентов в условиях высоких температур и давлений весьма обширен и включает не только обычные вулканические газы, но и многие рудообразующие элементы — Fe, Mn, Ni, Co, Ti, Ge, Si, Zn, Pb и др.

Разделение магмы на «летучую» и «силикатную» части в ходе наземного и подводного вулканизма происходит по-разному. При наземном вулканизме летучие компоненты частично растворяются в вадозных водах, что дает начало кислым и другим термам, частично сорбируются explosивными продуктами и в значительной мере уходят в атмосферу, принимая затем участие в общем круговороте веществ. В процессах подводного вулканизма летучие компоненты практически нацело растворяются в морской воде, которую в свою очередь следует рассматривать как непрерывно эволюционирующий продукт вулканизма.

3. В процессе наземного вулканизма существенная часть рудообразующих элементов (Fe, Al) переносится в бассейны седиментации в результате разложения силикатных пород кислыми термальными водами. При подводном вулканизме этот процесс проявляется крайне слабо. Резкое несоответствие между количеством летучих компонентов и объемом океанской воды, обладающей определенным «щелочным резервом», существенно тормозит процесс кислотного разложения придонных пород. Однако постоянное взаимодействие океанской воды как с летучими, так и силикатными продуктами подводного вулканизма приводит к формированию устойчивых глинистых минералов (монтмориллонитов, цеолитов, хлоритов), а также гидроокислов железа и марганца, обогащенных редкими и рассеянными элементами. Красные глубоководные глины, преобладающие среди пелагических осадков Мирового океана, являются ярким свидетельством планетарного масштаба накопления продуктов подводного вулканизма.

4. Специфика эндогенного развития глубинных стадий вулканического процесса океана и пограничных с континентом зон контролируется особенностями структуры коры этих участков. К сожалению, наши представления об этих стадиях не выходят за рамки гипотез.

Для познания их необходимы детальные геофизические исследования определенных районов, а также широкие экспериментальные работы по моделированию синтеза вещества магмы и его поведения в условиях высоких температур и давлений.

5. Существенной стороной проблемы вулканогенного рудообразования в бассейнах стока является соотношение между локальным характером источника вещества и широкими путями миграции его в область седиментации. При относительно длительной миграции рудных компонентов, которая контролируется физико-химическими особенностями среды, гидрологическими факторами, активностью биологических агентов и т. п., к последним добавляются при их седиментации близкие по составу компоненты экзогенного происхождения, смытые с материков. Иными словами, на участках накопления рудных компонентов, оторванных во времени и пространстве от породившего их источника, источники рудного вещества могут быть выяснены только на основе изучения тонких парагенетических связей слагающих вещество компонентов и механизма их поступления и накопления. Для этого необходимы дальнейшие детальные исследования современных геологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Аверьев В. В.* О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью.— В кн. «Проблемы вулканизма», Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А.* Скорость отложения илов Индийского океана.— Геохимия, 1958, № 2.
- Башарина Л. А.* Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1958, № 27.
- Башарина Л. А.* Фумарольная деятельность вулкана Безымянного в 1956—1957 гг.— Бюллетень вулканологической станции, 1958, № 29.
- Белянкин Д. С., Иванова В. П.* О превращениях каолина при нагревании.— В кн. «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности». М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Беммелен Р. В.* Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Берг Л. С.* Основы климатологии. М., Учпедгиз, 1938.
- Берестнева З. Я., Каргин В. А.* О механизме образования коллоидных частиц.— Успехи химии, 1955, т. 24, вып. 3.
- Берестнева З. Я., Корецкая Т. А., Каргин В. А.* О механизме образования коллоидных частиц гидроокиси алюминия.— Коллоидный журнал, 1951, т. 13, № 5.
- Бетехтин А. Г.* Промышленные марганцовые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Бродская Н. Г.* Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина.— Сообщения Сахалинск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, 1959, вып. 7.
- Бродский А. И.* Физическая химия, т. 2, изд. 6. М., Госхимиздат, 1948.
- Бруевич С. В.* Средний химический состав океанической воды и «нормальная» морская вода по современным данным.— Проблемы Арктики, 1946, № 4.
- Бруевич С. В.* К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Бруевич С. В.* К химии осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 17.
- Валло К.* Общая география морей. М., Учпедгиз, 1948.
- Вернадский Б. И.* История минералов земной коры, т. 2, вып. 3.
- История природных вод.* Л., изд-во «Химтеорет», 1936.
- Виноградов А. П.* Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, 1944, т. 13, вып. 1.
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., изд-во «Наука», 1967.
- Власов Г. М.* Вулканические серные месторождения Японии.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1949, вып. 6.
- Власов Г. М.* Вулканические серные месторождения Камчатки и Курильских островов.— В кн. «Материалы по исследованию химического сырья Дальнего Востока». Владивосток, 1958.
- Власов Г. М.* Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Власов Г. М.* Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования (на примере Камчатки и Курильских островов).— В сб. «Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов». Магадан, 1960.
- Власов О. Е.* Основы теории взрыва. М., 1945.
- Влодавец В. И.* Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- Гаррелс Р.* Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962.
- Глебович Т. А., Соколов И. Ю.* Определение малых количеств титана в слабоминерализованных природных водах.— Методические материалы для лабораторий геологических управлений и экспедиций. Бюлл. № 12 (188). М., ВИМС, 1958.

- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Введение в металлогению эндогенных процессов рудообразования. М., «Недра», 1965.
- Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1957, № 25.
- Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.
- Горшков Г. С. Кальдера Заварицкого.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1960, № 30.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. К петрографии современных вулканических пород Курильской островной дуги (Северные Курильские острова).— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 21.
- Гребенников И. В. Поверхностные свойства стекла. В сб. «Строение стекла», М.—Л., 1933.
- Гребенников И. В. Химические реакции на поверхности силикатов и их значение для техники.— Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1937, № 1.
- Григорьев В. М., Зеленов К. К. Об источнике германия в железных рудах.— Геохимия, 1965, № 5.
- Грищенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования.— Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1965.
- Де ля Рю Э. О. Рождение острова. Курьер ЮНЕСКО, № 1, 1959.
- Джонсон Г. В., Хиггинс Г. Х., Вайолет К. И. Подземные ядерные взрывы. В кн. «Подземные ядерные взрывы». М., ИЛ, 1962.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Емельянов Е. М. Новые данные по осадкам Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6.
- Ермоленко М. Ф., Левина С. А. Структура гидроокиси алюминия и ее адсорбционная активность.— Изв. АН СССР, 1954, № 1.
- Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана. В кн. «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Зеленов К. К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир).— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 5.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Зеленов К. К. Образование взвесей гидроокислов железа и алюминия в морских бассейнах в результате вулканической деятельности.— В сб. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов. Symposium sur les bauxites, oxides et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, 1964.
- Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Иджен (Индонезия).— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 5.
- Зеленов К. К. Вулканогенный титан в зоне гипергенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия).— В сб. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение.— В сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, 1967.
- Зеленов К. К. Еще раз о геохимии алюминия и титана в областях современного вулканизма.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 5.
- Зеленов К. К., Зотов А. В., Максарева Т. С., Фокеев В. М. Об особенностях нейтрализации кислых растворов морской водой.— Изв. высших учебных заведений, Геология и разведка, 1965, № 9.
- Зеленов К. К., Канакина М. А. Бирюзовое озеро (кальдера Заварицкого) и изменение химизма его вод в результате извержения 1957 г.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1962, № 32.
- Зеленов К. К., Ткаченко Р. И., Канакина М. А. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (о. Парамушир).— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
- Зубкова З. Н. Алеутские острова. М., Географгиз, 1948.

- Иванов В. В.* Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. 12.
- Иванов В. В.* Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод.— *Геохимия*, 1958, № 5.
- Иванов В. В.* Условия образования и состав гидротерм областей современного вулканизма.— В кн. «Проблемы гидрогеологии». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов В. В.* Гидротермальные извержения и гейзеры областей современного вулканизма (Камчатка, Исландия, Новая Зеландия).— Материалы IV Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — Владивосток, 1964.
- Иванов В. В.* Гидротермы Курило-Камчатской вулканической зоны.— (Автореф. докт. дисс.), М., МГУ, 1965.
- Иванова Л., Павлов А.* Индонезия. М., Географгиз, 1958.
- Каледя Г. А.* Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Львов, 1956.
- Кеннеди Дж.* Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах.— В сб.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.
- Кеннеди Дж.* О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Кимура, Сима.* Зависимость между горячими источниками и залежами руд (Сообщение 3). Результаты геохимических исследований, проведенных в районе марганцевого месторождения Адзаму (о. Хоккайдо).— *Касаку кэнкюсё хококу*, 1954, т. 30, № 2 (на японском языке).
- Кленова М. В.* Работы по геологии моря в Атлантическом океане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Книпович Н. М.* Гидрология морей и солоноватых вод. М., Пищепромиздат, 1938.
- Кононов В. И.* Влияние искусственных очагов тепла на формирование состава и режим подземных вод.— В сб. «Гидрогеотермические условия верхней части земной коры». М., «Наука», 1964.
- Краускопф К. Б.* Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600° С. Проблемы эндогенных месторождений, т. 1. М., ИЛ, 1960.
- Кричевский И. Р.* Фазовые равновесия в растворах при высоких давлениях. М., Госхимиздат, 1946.
- Лепинь Л. К., Вайвайде А. Я.* Об основных солях алюминия.— *Журнал физической химии*, 1953, т. 27, вып. 2.
- Лисицин А. П.* Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов. В кн. «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Листова Л. П.* Физико-химические исследования образования окисных и карбонатных руд марганца. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Люстих Е. Н.* О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр земли. В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла земли», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Мархинин Е. К.* Извержение вулкана Заварицкого на острове Симушир осенью 1957.— *Бюлл. Вулканологической станции АН СССР*, 1960, № 29.
- Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- «Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Митсухи Т.* Месторождения железных руд Японии.— В кн. «Железорудные месторождения мира», т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Набоко С. И.* Об образовании озерной серы на вулкане Головинна.— *Бюлл. Вулканологической станции АН СССР*, 1958, № 27.
- Набоко С. И.* Вулканические эксгалляции и продукты их реакций.— *Труды Лаб. вулканологии АН СССР*, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И., Пийп Б. И.* Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм.— *Труды Лаб. вулканологии АН СССР*, 1961, вып. 19.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г.* К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе.— *Труды Лаб. вулканологии АН СССР*, 1960, вып. 18.
- Намиот А. Ю.* О растворимости газов в воде под давлением.— *Журнал физической химии*, 1960, т. 34, вып. 7.
- Нарчешвили О. В.* Верхнемеловые фосфориты Грузии. *Труды ГИГХС*, 1958, вып. 4. «Паужетские горячие воды на Камчатке». Сборник статей. М., «Наука», 1965.
- Пейве А. В.* Тектоника североуральского бокситового пояса. М., изд. МОИП, 1947.
- Петрова М. А.* Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях.— *Труды МГРИ*, 1958, т. 32.
- Полдербарт А.* Химия земной коры.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Поляк Б. Г.* К энергетической оценке вулканических явлений.— Материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., ИЛ, 1964.
- Ронов А. Б.* К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— *Геохимия*, 1959, № 5.
- Руби В. В.* Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.

- Руксби Х. П.* Окислы и гидроокислы алюминия и железа.— В кн.: «Рентгеновские методы определения минералов глин». М., ИЛ, 1955.
- Саваренский Е. Ф.* Землетрясения и вулканы.— Морской атлас, 1953, т. 2, карта 11.
- Саватеев Д. Е.* Вулканические серные месторождения Курильских островов. В кн. «Материалы по исследованию химического сырья Дальнего Востока». Владивосток, 1958.
- Седлецкий И. Д.* Коллоидно-дисперсная минералогия. М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Селиванов Л. С.* О происхождении хлора и брома в соляной массе океана.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1947, № 11.
- Семенов Н. Н.* О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сергеев К. Ф.* Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу.— Труды Сахалинск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 12.
- Смирнов Я. Б.* Исследование генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 1967₁, т. 177, № 1.
- Смирнов Я. Б.* Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 1967₂, т. 177, № 2.
- Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Соколов И. Ю., Логинова Л. Г., Попова Т. П.* Концентрирование микрокомпонентов природных вод.— «Методические материалы для лабораторий геологических управлений и экспедиций». Бюлл. № 2 (202). М., Изд-во ВИМС, 1960.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сузюмов Е. М.* Новый вулкан на Азорских островах.— Природа, 1958, № 12.
- Сурнина Л. В.* Химический состав газов вулкана Эбеко.— Геохимия, 1959, № 5.
- Сурнина Л. В.* Химический состав газов, конденсатов и возгонов вулкана Эбеко (1960).— Геология и геофизика, 1961, № 9.
- Сурнина Л. В., Воронова Л. Г.* Значение исследования химического состава вулканических газов для предсказания извержений.— Геология и геофизика, 1964, № 7.
- Тазиев Г.* Вулканы. М., ИЛ, 1963.
- Ткаченко Р. И.* Гидротермально измененные породы центральной части острова Парамушир и условия их формирования.— Бюлл. Вулканологической станции АН СССР, 1965, № 38.
- Ткаченко Р. И.* Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения.— В кн. «Труды Второго всесоюзного вулканологического совещания», т. 1, 1966. М., изд-во «Наука».
- Товарова И. И.* О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного.— Геохимия, 1958, № 7.
- Товарова И. И.* Фумарольная деятельность в кальдере Заварицкого.— Бюлл. вулканологической станции АН СССР, 1960, № 30.
- Тошлин М. С.* Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Удинцев Г. Б.* Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 12.
- Удинцев Г. Б.* Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн. «Морская геология». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Удодов П. А., Онуфриенко И. П.* Опыт гидрохимических исследований на территории горных массивов Западной Сибири.— В кн. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И.* Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
- Харада Д.* О новом кратерном конусе в озере Мидорико на с. Симушир (перев. с японского). 1934.
- Харвей Х. В.* Современные успехи химии и биологии моря. М., ИЛ, 1948.
- Харин С. Е., Тураева В. А.* Кинетика коагуляции коллоидного раствора гидроокиси алюминия.— Научн. зап. Одесского политехнического ин-та, 1955, т. 2(6), вып. 1.
- Хитаров Н. И.* О некоторых гидротермальных экспериментах.— В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Хитаров Н. И.* Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях.— Геохимия, 1957, № 6.
- Хитаров Н. И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
- Чуйко В. Т.* Количественные определения следов титана в природных водах.— Заводская лаборатория, 1939, т. 8, № 9.
- Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С.* О марганцевосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам, 1955, вып. 2.

- Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды.— В сб.: «Геохимия современных поствулканических процессов». М., «Мир», 1965.
- Щербак О. В. О влиянии концентрации элементов на pH их осаждения.— Минеральное сырье, 1963, вып. 7.
- Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракай.— В сб.: «Геохимия современных поствулканических процессов». М., «Мир», 1965.
- Agostinho J. Volcanic activity in the Azores.— Bull. volcanol., 1937, ser. 2, T. 2.
- Arrenius G., Mero J., Korkisch J. Origin of Oceanic Manganese Minerals.— Science, 1964, v. 144, N 3615.
- Arnould A., Routhier P. Les sites de manganese «Volcans sedimentaires» de Nouvelle Calédonie. Un «type» de manganese meconnu: le type volcano sedimentaire. XX Congr. Geol. Internat., Sympos. sobre yacimientos de manganese. T. 4. Asia y Okeania. Mexico, 1956.
- Bemmelen R. V. van. The geology of Indonesia, vol. 1—2. The Hague, Govt Print. Office, 1949.
- Birrel K. S., Seelye F. T., Grangel L. I. Chromium in soils of Western Samoa and Niue Island.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1939, v. 21, N 2-a.
- Blakie W. J. Soils of Fiji. Comm. Bureau Soil Sci., Techn. Communs, 1949, N 46.
- Bonnatty E., Nayudu R. Origin of Manganese Nodules on the Ocean Floor.— Amer. J. Sci., 1965, v. 263.
- Buljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of ocean.— Bull. volcanol., 1955, v. 17.
- Bunsen R., Descloise A. Note sur les temperature des geysers d'Islande a differentes profondeurs. C. r. Acad. sci., v. 23, 1946.
- Chamberlin R. T. The gases in rocks.— Carnegie Inst. Washington — Publ., 1908, 106.
- Coats R. R. Volcanic activity in the Aleutian arc.— Geol. Surv. Bull.; paper 974—B, 1950.
- Correns W. Relagic sediments of the North Atlantic Ocean. Recent Marine Sediments. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1939.
- Chaigneau M., Tazieff H., Farbe R. Composition des gaz volcanique du las de lave permanent du Nyiragongo (Congo belge). C. r. Acad. sci., 1960, t. 250, N 14.
- Dames T. W. G. Some notes on the soil survey of Java. Comm. Bureau Soil. Sci., Techn. Communs, 1949, N 46.
- Distribution map of hot springs in Japan (M. 1 : 2 000 000). Geol. Surv. Japan, 1957.
- Davidson G. The New Bogoslof volcano in Bering Sea. Science, N. Y., 1884, 3, N 57.
- Dias A. A. M. A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores.— Bull. volcanol., 1959, ser. 2, T. 21.
- Dietz R. S. The explosive birth of Myojin Island.— Nat. Geogr. Mag., 1954, v. 105, N 1.
- Dietz R. S., Sheehy M. J. Transpacific detection of Myojin volcanic explosions by underwater sound.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 66, N 10.
- Ellis A. J. Chemical equilibrium in magmatic gases.— Amer. J. Sci., 1957, 255.
- Ellis A. J., Wilson S. H. The geochemistry of alkalimetal ions in the Wairakei hydrothermal system.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1960, v. 3, N 4.
- Official organ of the American association for the advancement of science.
- Fries C. J. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, T. 44, N 4.
- Gautier A. La genese des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. Ann. Min. (Paris) mem. Ser., 1906, 6; T. 9.
- Goldberg E. D., Arrenius G. Chemistry of Pacific sediments. Geochim. et cosmochim. acta, 1958, N 13.
- Goldberg E. D. Chemical and mineralogical aspect of deep-sea sediments.— In: Physics and chemistry of the earth. London, 1961, v. 4.
- Goldberg E. D., Koide M. Geochronological studies of deep sea sediments by the ionium/thorium method.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, v. 26, N 3.
- Geology and mineral resources of Japan. Geol. Surv. Japan, 1956.
- Grangel L. I. Soils of some South Pacific Islands. Comm. Bureau Soil Sci., Techn. Communs, 1949, N 46.
- Hartmann M. A. The gases, sublimation and encrustation products and thermal waters of the «ladoes» of Merapi. Dienst Mijnb. Nederl. Indie. Vulkanol. Neded., 1933, N 12.
- Hamilton W. M., Baumgart I. L. White Island.— N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 1959, v. 127.
- Insley H., Ewell R. H. Thermal behaviour of the kaolin minerals.— J. Res. Nat. Bur. Standards, 1935, v. 14, N 5.
- Ioshimura S. Stratification of hydrogen ion concentration in the water of the inorganica-cidotrophic lakes of Japan. Japan J. Geol. and Geogr., 1940, v. 17, N 1—2.
- Iwao S. Silica and alunite deposits of the Uguu Mine; a geochemical consideration on an extinct geothermal area in Japan. Japan. J. Geol. and Geogr., 1960, v. 33, N 2—4.
- Kommerling G. L. L. De onderzeevulkan Banoea Woehoe nabij het eiland Mahengetang.— Vulkanol. meded., 1923, N 5.
- Koenigswald G. H. R. Das Pleistocon Javas. «Quartar», Rd. 2, 1939.
- Krauskopf K. B. The heavy metal content of magmatic vapour at 600° C.— Econ. Geol., 1957, v. 52.

- Krumbein W. C., Garrels R. M.* Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials.— *J. Geol.*, 1952, v. 60, N 1.
- Lacroix A.* Remarques sur les materiaux de projection des volcans et sur la genese des roches pyroclastiques qu'elles constituent.— *Contenaire Soc. geol. France*, livre jubilaire, 1930.
- Larsson N.* Vulkanische Asche vom Ausbruch des Chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentina. *Bull. Gesammelt. Univ. Ups. Geol. Inst.*, 1937, N 26.
- Lindgren W.* Recent deposits of a thermal spring in Bolivia. *Econ. Geol.*, 1922, v. 17, N 3.
- Lovering T. S.* Theory of heat conduction applied to geological problems. *Bull. Soc. America*, 1935, v. 46, N 1.
- Machado F.* Submarine pits of the Azores plateau.— *Bull. volcanol.*, ser. 2, 1959, T. 21.
- Macdonald G. A.* Solfataric alteration of rocks at Kulauea volcano.— *Amer. J. Sci.*, 1944, v. 242, N 7.
- Menard H. W.* Archipelagic aprons.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, 1946, v. 40, N 9.
- Menard H. W.* Geology of the Pacific Sea floor. *Experientia*, 15/6, 1959.
- Menard H. W., Shipek C. J.* Concentrations of manganese nodules.— *Nature*, 1958, v. 182.
- Mero J. L.* The mineral resources of the sea. Amsterdam — London — N. Y., 1965.
- Mineral province of Japan, I. Mineralization period (M. 1 : 2 000 000). *Geol. Surv. Japan*, 1957.
- Mohr E. C. J.* The soils of equatorial regions with special reference to the Netherlands East Indies. *Ann Arbor*, 1944.
- Mohr E. C. J., Baren F. A. van.* Tropical soils. A critical study of soil genesis as related to climate, rock and vegetation. London — N. Y., Intersci. Publ., 1954.
- Morimoto R., Ossaka J.* The 1952—53 submarine eruption of the Myojin Reef near Bajonaise Rocks, Japan.— *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1955, v. 23, pt 2.
- Nakamura H., Hirukawa T.* Geology and hot springs in the Manza thermal area. Gunma Prefecture.— *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1957, v. 8, N 1.
- Neumann van Padang. Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt I. Indonesia. Napoli, Internat. Volcanol., 1951.
- Neumann van Padang. Uber die Unterseevulkane der Erde. *Ing. Ned. Indie*, 1938, N 4.
- Neumann van Padang. Catalogue of the active volcanoes of the world Pt II. Phillipine Islands and Cochin China. Napoli, Internat. Volc. Assoc., 1953.
- Niino H.* Manganese nodules from shallow water of Japan. *Internat. Oceanogr. Congr. Preprints. Publ. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, 1959.
- Okada T.* Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic Island «Iwozima Sinto» in July 1933.— *Oceanogr.*, 1936, N 1.
- Oftedal Ch.* A theory of exhalative — sedimentary ores.— *Geol. forening Stockholm forhandl.*, 1958, v. 80, h. 1, N 492.
- Pannekoek A. J.* Outline of the geomorphology of Java. *Tydschrift Aardrykskundige Genootschap. Amsterdam*, 1949.
- Payne G. H., Mau K. T.* A study of chemical alteration of basalt in the Kulaues region of Hawaii.— *J. Geol.*, 1946, 54.
- Pettersson H.* Manganese nodules and the chronology of the ocean floor.— *Medd. oceanogr. Inst. Goteborg*, 1943, ser. B.
- Prescott J. A., Pendleton R. L.* Laterite and lateritic soils. England, Comm. Bureau Soil Sci, Techn. Communs, 1952, N 47.
- Rakestraw N. M., Smith H. P.* A contribution to the chemistry of the Carribean and Cayman seas. Woods Hole Oceanogr. Inst. Collect. Reprints, 1937, N 140.
- Rayleigh L.* Nitrogen, argon, neon in the Earth's crust with applications to cosmology.— *Proc. Roy. Soc. London*, 1939, A170.
- Reynolds M. A., Best J. G.* The Tulumán volcano St. Andrew strait, Admiralty Islands. Rept Dept. Nat. Development Australia, 1957, N 33.
- Rubey W. W.* Development of the hydrosphere and atmosphere, with special reference to the probable composition of the early atmosphere.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 62, 1955.
- Sahama T. G., Rankama K.* Geochemistry. Chicago, 1950.
- Schofield J. C.* The geology and hydrology of Niue island, South Pacific.— *Bull. N. Z. Geol. Survey*, 1959, n. ser. 62.
- Schutz D. F., Turekian K. K.* The investigation of the geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water using neutron activation analysis.— *Geochim. at cosmochim. acta*, 1965, vol. 29, N 4.
- Sigvaldason G. E., White D. E.* Hydrothermal alteration of rocks in two drill holes at Steamboat Springs, Washoe County, Nevada.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1961, 424-D.
- Simons F. S., Mathewson D. E.* Geology of Great Sitkin Island, Alaska. *Geol. Surv. Bull.*, 1955, 1028-B.
- Smith W. D.* Geology and mineral resources of the Phillipine Islands. Manila, 1924.
- Shand S.* Rocks of the Mid-Atlantic ridge.— *J. Geol.*, 1949, v. 57, N 1.
- Shepherd E. S.* The gases in rocks and some related problems.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 1938, 35-A.
- Sonder R. A.* Zur Theorie der eruptiven vulkanischen Vorgange.— *Geol. Rundschau*, Bd. 28, 1937.

- Steiner A. H.* Hydrothermal alteration of Wairakei, New Zealand. *Econ. Geol.*, 1953, v. 48, N 1.
- Stefansson K., Sigurjonsson J.* The eruption of Hekla. *Visindafelag Islandinga*, Reykjavik, 1957.
- Stevenson F. J.* Chemical state of the nitrogen in sedimentary und igneous rocks (abstr.). *Bull. Geol. Soc. America*, 1960, v. 71.
- Sugiura T., Mizutani J., Oana S.* Fluorine, chlorine, bromine and iodine in volcanic gases.—*J. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, 1963, v. 11, N 2.
- Swedrup H. V., Johnson W. W., Fleming R. H.* *The oceans*. N. Y., 1942.
- Tazieeff H.* L'eruption 1957—58 et la tectonique de Faial (Azores).—*Bull. Soc. geol. Belgique*, 1958, v. 67, N 1.
- Trechman C. T.* Note on a Pleistocene corall rock in Jamaica, altered into materials resembling bauxite laterite.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1952, v. 107.
- Thorarinsson S.* The eruption of Hekla 1947—1948. Reykjavik, 1954.
- Travers M. W.* The origin of the gases evolved on heating mineral substances and meteorites.—*Proc. Roy. Soc. London*, 1899, v. 64.
- Urey H. C.* On the early chemical history of the earth and the origin of life. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, 1952, N 38.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
<i>Глава I.</i> Вулканический процесс и продукты вулканизма .	7
<i>Глава II.</i> Перераспределение элементов в ходе извержения .	22
<i>Глава III.</i> Формирование термальных вод в ходе поствулканического процесса	37
<i>Глава IV.</i> Изменение вмещающих пород под действием термальных вод	77
<i>Глава V.</i> Перенос рудных компонентов поверхностными термальными водотоками в бассейны седиментации .	99
<i>Глава VI.</i> Вулканизм ложа Мирового океана и некоторые особенности деятельности подводных вулканов . .	140
<i>Глава VII.</i> Современные подводные вулканы и подводная газогидротермальная деятельность	157
<i>Глава VIII.</i> Влияние подводного вулканизма на состав океанской воды и осадков	181
<i>Глава IX.</i> Рудообразующие компоненты в современном вулканическом процессе	199
Выводы	205
Литература	207