

К. К. ЗЕЛЕНОВ

**ПОДВОДНЫЕ И НАЗЕМНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ
ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ОСАДОЧНОМ
РУДООБРАЗОВАНИИ**

Вулканический процесс в учении об осадочных породах и осадочных полезных ископаемых обычно рассматривается глазным образом точки зрения разрушения и переотложения твердых продуктов извержений. Теории осадочного рудообразования базируются в основном «а гипергенных процессах, причем источниками перераспределяющихся веществ обычно признаются лишь окружающая бассейны суша и органический мир самого водоема. Можно без преувеличения утверждать, что нет ни одной литологической работы из числа претендующих на полноту освещения вопросов осадконакопления, в которой обстоятельно затрагивались бы проблемы вулканизма.

Между тем вулканический процесс играет в осадочном рудообразовании не менее важную роль, чем выветривание, химическое разложение, почвообразование и т. д. Этот процесс непрерывно действовал в течение известной нам геологической истории нашей планеты и продолжает действовать сейчас. Площади, где проявляется вулканизм, занимают значительную часть поверхности Земли, а продукты, поступающие в ходе вулканического процесса, поражают своим количеством и разнообразием: Достаточно сказать, что в эгсгалициях вулканов Камчатки определено более 50 различных элементов (Набоко, 1959).

В настоящее время имеется много работ, количественно характеризующих грандиозное поступление разнообразных веществ в ходе отдельных катастрофических извержений. Подсчитано, например, что при извержении вулкана Тамборо в 1815 г. было выброшено около 100 км^3 рыхлого пирокластического материала. Рыхлые продукты извержения Кракатау в 1883 г. составляют 18 км^3 (Ван-Беммелен, 1957). При извержении вулкана Парикутин на поверхность было вынесено более 3 миллиардов тонн лавы и пепла и около 39 миллионов тонн водяного пара (Fries, 1953). В результате извержения вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. на площади в 50 км^2 возник агломератовый лоток, содержащий $1,8 \text{ км}^3$ рыхлого пирокластического материала (Горшков, 1957), из которого атмосферными водами за короткий период было вынесено в р. Камчатку и далее в Тихий океан более 20 миллионов тонн легкорастворимых веществ (Товарова, 1958).

Неотъемлемой чертой вулканического процесса является несравнимо более длительная и устойчивая поствулканическая деятельность, которая наступает после кратковременного процесса катастрофического извержения лавы и пепла и характеризуется интенсивным выходом на поверхность вулканических газов. Так, после извержения вулкана

Катмаи в 1912 г. в образовавшейся Долине Десяти Тысяч Дымов ежегодно выделяется в атмосферу более миллиона тонн HCl . О масштабах поствулканической деятельности можно также судить по наличию обширных зон эффузивных пород, подвергшихся кислотному разложению. На отдельных участках этих зон обнаруживаются многочисленные месторождения чистой вулканической серы с запасами в десятки и сотни тысяч тонн каждое, образовавшиеся из части выходящих сернистых газов (Саватеев, 1958).

Известно, что основную массу вулканических эксгаляций составляют хлористый водород, сернистые и углекислый газы, причем хлористый водород характерен для ранней, а углекислый газ для поздней стадии поствулканического процесса. Кроме того, из глубин Земли вместе с этими газами на поверхность поступают соединения бора, брома, фтора, фосфора, азота, мышьяка и ряд других (Набоко, 1959). Некоторое количество газов уходит непосредственно в атмосферу, однако существенная их часть растворяется в поверхностной воде и, влияя на ее состав и свойства, приводит к интенсивному перераспределению веществ в ходе поверхностных процессов.

Несмотря на то, что проявления подводного вулканизма в большинстве своем недоступны для непосредственного наблюдения, мы имеем достаточное количество косвенных данных, свидетельствующих о единстве подводного и наземного вулканического процессов. Известно, что подводные вулканы имеют те же морфологические формы и характеризуются тем же составом изверженных продуктов, что и наземные; в ряде случаев подводные вулканические горы являются продолжением надводных и составляют с ними единую систему (Безруков и др., 1958); нередко извержение, начавшееся под водой, заканчивается на образовавшейся суше. Таким образом, есть все основания считать, что на дне океанов происходят те же самые вулканические и поствулканические процессы, которые мы наблюдаем на земной поверхности. В то же время условия взаимодействия продуктов вулканизма, особенно вулканических газов, с окружающей средой на поверхности суши и в глубинах моря резко различны, и, как мы увидим ниже, приводят к различным результатам.

НАЗЕМНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

В условиях наземного вулканизма поднимающиеся вулканические газы растворяются в подземных водах атмосферного происхождения и превращают последние в смесь концентрированных кислот. Именно таким путем образуется основная масса кислых термальных вод, циркулирующих среди пород вулканических построек. В результате активного взаимодействия с вмещающими породами эти воды обогащаются щелочами, щелочными землями, железом, алюминием и другими элементами и выходят на дневную поверхность в виде термальных источников, ручьев, а иногда и кислых горных потоков. Термальные воды такого типа характеризуются дебитом, достигающим десятков л/сек, низким рН, равным 1—3, и содержанием растворенных металлов в сотни, иногда тысячи мг/л. Такие воды известны во всех вулканических областях земного шара.

Изучение кислых термальных вод вулканов Курильской гряды (Зеленов, 1960а) показало, что поведение элементов, попавших в раствор, обусловлено в первую очередь последовательным изменением концентрации водородных ионов в этих водах — величиной рН. Благодаря низкому рН основной массы кислых вод большинство попавших в раствор элементов выносятся в морские бассейны. Такова судьба щелочей, ще

лочных земель и многих других элементов. Наибольший интерес представляет характер миграции железа и алюминия, содержание которых в водах этого типа часто измеряется граммами на литр.

В подземных термальных водах железо находится в закисной форме и может удерживаться в растворе до $pH = 5,5$. В водах же, вышедших на поверхность, закисное железо очень быстро окисляется. Поскольку окисное железо может находиться в растворе лишь в тех случаях, когда его pH не превышает 2—3, выход на поверхность термальных вод с $pH = 3—5$ сопровождается интенсивным выпадением железа, переходящего из закисной формы в окисную. Склоны оврагов в местах выходов подобных вод, долины ручьев и рек покрываются постоянно растущей лимонитовой коркой, размеры которой зависят главным образом от интенсивности источника. В кальдере вулкана Богдана Хмельницкого, благодаря деятельности группы источников с pH около 3 и общим дебитом около 60 л/сек, на сравнительно небольшой площади образовалось железорудное месторождение, запасы которого каждые сутки увеличиваются примерно на тонну свежесформованного лимонита. Интенсивное лимонитонакопление идет на склонах вулкана Берутарубе, в русле р. Лесной, собирающей кислые воды вулкана Менделеева, и во многих других местах. Там, где термальные ручьи собираются в более крупные горные потоки, часть гидроокислов железа, высадившихся из раствора, выносятся в море в виде тонкодисперсной взвеси. Особенно увеличивается вынос железа в периоды циклонов, сопровождающихся большим количеством осадков. В такие периоды взвешенными гидроокислами железа загрязнены все большие и малые реки, хотя бы незначительно связанные с подземными термальными водами. В тех случаях, когда в море впадает термальный поток с pH меньше 2, железо выносятся в растворенном состоянии.

Попавший в кислый раствор алюминий в отличие от железа не задерживается на суше. Гидрат окиси алюминия может коагулировать из сернокислых вод лишь тогда, когда pH этих вод повысится до 4,1, а из серноокислых — при $pH = 6,5$. Поскольку pH речных вод, включающих кислые термальные источники, несмотря на максимальное разбавление атмосферными водами, превышает 5,5 лишь в исключительных условиях водообильного тропического климата, а одним из основных реагентов многих термальных вод является соляная кислота, образующиеся хлориды алюминия до самого устья перемещаются в растворе (рис. 1).

В море, после нейтрализации кислых термальных вод морскими, алюминий и оставшееся растворенное железо выделяются из раствора. При этом возникают мутные желтые и голубовато-желтые шлейфы взвешенных гидратов окиси этих металлов, наблюдавшиеся нами у устьев многих термальных рек Курильских островов. Особенно грандиозный многокилометровый шлейф желтой взвеси образуется у устья р. Юрьева, при дебите $1,8 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $pH = 1,72$, ежедневно выносящей в Охотское море более 65 тонн растворенного алюминия и около 35 тонн растворенного железа, что составляет более 36 тысяч тонн металла в год.

Интенсивное перераспределение железа и алюминия в результате наземных гидротермальных процессов имеет место и в других вулканических областях — например, в Японии, Индонезии, на Филиппинских и Гавайских островах. В Японии образовавшиеся из термальных источников болотные железные руды являются важным объектом промышленных разработок (Митсухи, 1955). Основная же масса алюминия и железа вместе с растворяющими их кислыми водами поступает в моря и океаны, омывающие вулканические области.

При благоприятных условиях, главным из которых, по-видимому, является наличие коралловых островов, образующаяся в морском бассейне

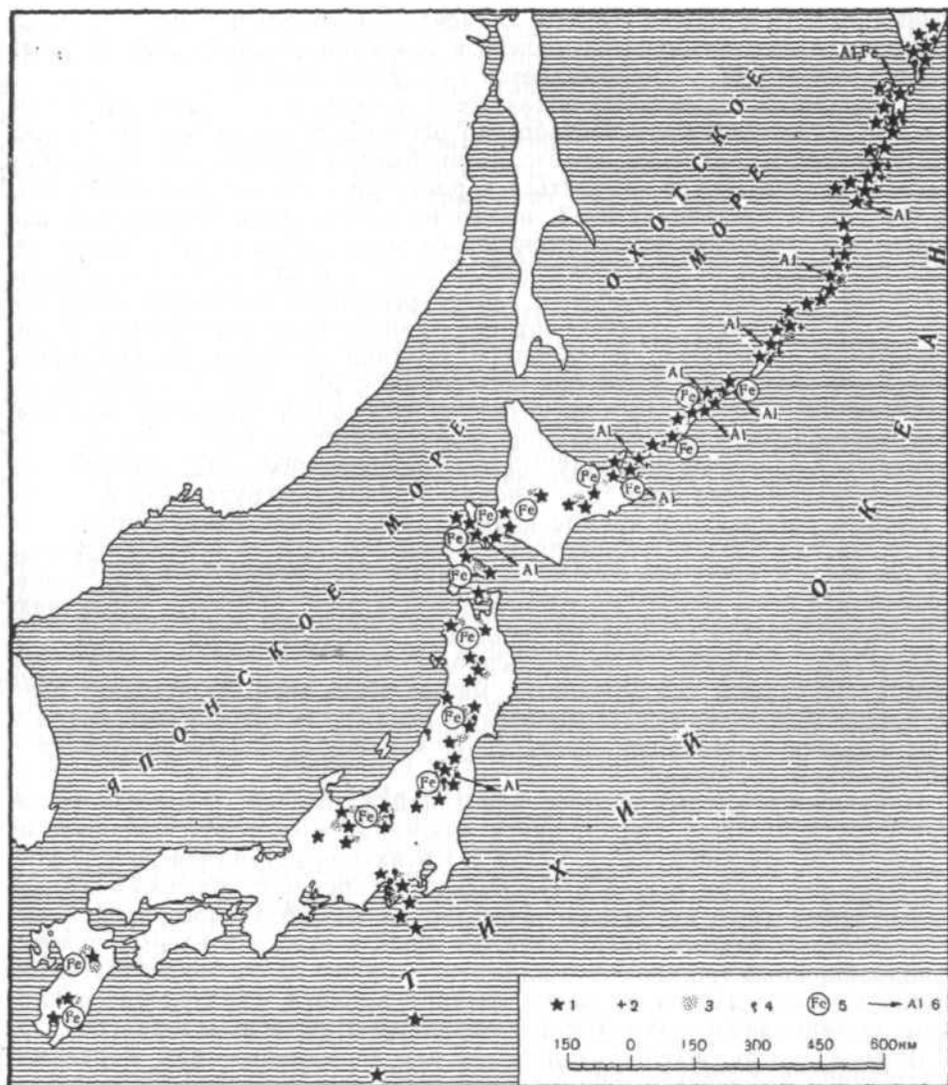


Рис. 1. Схема перераспределения железа и алюминия в областях современного вулканизма Курильских островов и Японии

1 — действующие вулканы; 2 — фумарольные поля; 3 — зоны осветленных пород; 4 — кислые источники; 5 — накопления окисного железа на суше; 6 — вынос растворенного алюминия в море

взвесь гидратов окислов алюминия и железа может накапливаться, формируя бокситовые месторождения (Зеленов, 1960б). Таково, по всей вероятности, происхождение морских бокситовых пород на плейстоценовых коралловых рифах у северного берега Ямайки, описанных Тречманом (Trechman, 1952), а также богатых свободным глиноземом красноцветных почв коралловых островов южной части Тихого океана (Schofield, 1959). Очень возможно, что именно эти процессы обусловили в прошлом залежи геосинклинальных бокситов на эоценовых и миоценовых известняках Ямайки и Гаити, в мезозое и палеогене Центральной и Южной Европы и Турции, в карбоне Средней Азии и в девоне Урала и Салаира.

ПОДВОДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Иначе трансформируется поствулканический процесс на дне водоемов, когда вулканические газы выходят непосредственно в толщу воды.

Химизм вулканических процессов, протекающих под водой, почти не известен. Поэтому следует несколько подробнее остановиться на описании подводного фумарольного поля в кальдерном озере вулкана Головинина (о-в Кунашир), которое мне удалось наблюдать в августе 1958 г. при помощи легководолазного аппарата типа ИПА-3.

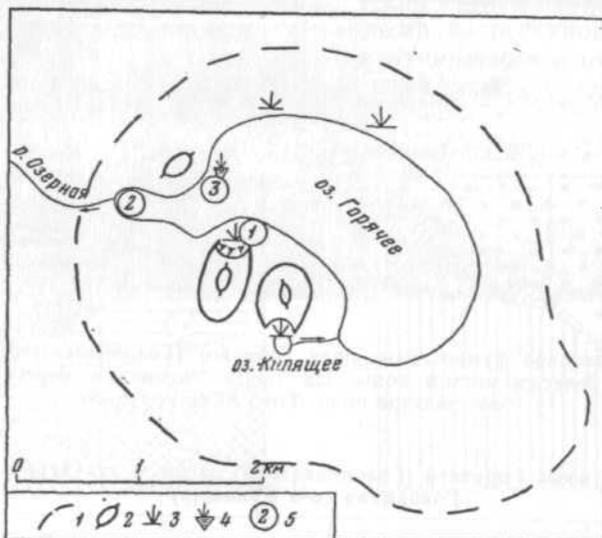


Рис. 2. Оз. Горячее (Головинское) в кальдере вулкана Головинина.

1—граница кальдеры; 2—экструзивные куполы; 3—наземные фумарольные поля; 4—подводное фумарольное поле; 5—точки отбора проб воды

Головинское озеро (рис. 2) занимает северо-восточную половину обширной кальдеры вулкана Головинина диаметром около 3 км и имеет 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 с водой описанного выше типа, характеризующейся низким рН (около 1) и сравнительно высоким содержанием железа и алюминия (табл. 1). На крайней западной оконечности озера из него вытекает речка 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 белой окраской, которая складывается из целой серии отдельных мелких бесформенных белесых пятен, приуроченных к газовым выходам. Вода озера над полем и у берега, куда она сгоняется волнением, имеет голубой оттенок и сильно опалесцирует (рис. 3).

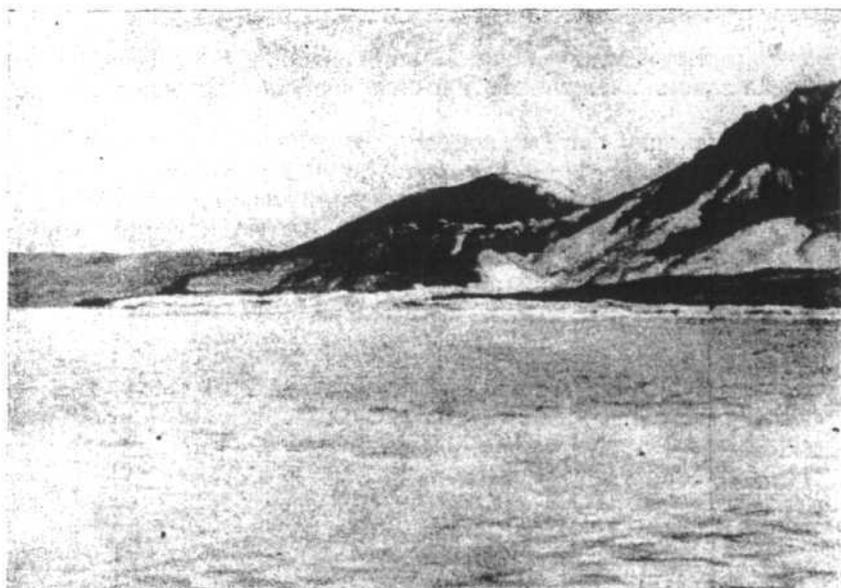


Рис. 3. Подводное фумарольное поле Горячего (Головнинского) озера, выделяющееся белесым цветом воды. На противоположном берегу — наземное фумарольное поле. Фото М. С. Голицына

Таблица 1

**Состав воды Горячего (Головнинского) озера в кальдере вулкана
Головнина (о-в Кунашир)**

Компоненты	Кислый источник наземного фумарольного поля		Истоки р. Озерной		Подводное фумарольное поле	
	мг/л	мг/экв. %	мг/л	мг/экв. %	мг/л	мг/экв. %
Катионы						
H ⁺	38,05	53,98	2,77	30,85	1,63	23,42
Al ³⁺	177,45	27,93	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	—
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
Анионы						
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 ²⁻	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	—	—	—

Аналитик М. А. Канакима.

Подводный склон усеян крупными глыбами андезита, среди которых, вероятно, есть и коренные выходы, принадлежащие находящемуся у берега экструзивному куполу. Выходы газов приурочены либо в 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 и даже горячий. 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 скапливается чрезвычайно легко взмучиваемая и очень медленно оседающая взвесь тончайших белых частичек серы.

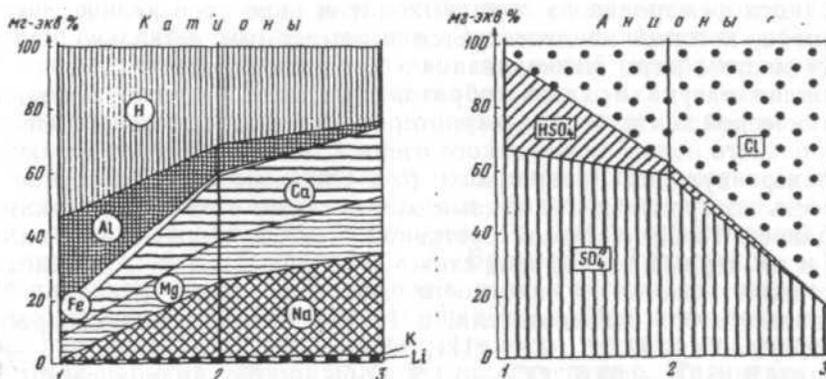


Рис. 4. Состав воды Горячего (Головинского) озера в мг/экв, %.

1 — кислый источник наземного фумарольного поля; 2 — истоки р. Озерной; 3 — подводное фумарольное поле

Никакого видимого изменения пород, хотя сколько-нибудь напоминающего изменения наземных фумарольных полей, на подводном фумарольном поле нет. В местах интенсивного выхода газов из трещин наблюдается лишь незначительный черный налет сернистого железа и желтые пятна налета серы. Во всем остальном породы подводного фумарольного поля не отличимы от неизмененных эффузивных пород на берегу.

Однако вода подводного фумарольного 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 фумарольных полей (см. табл. 1). 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 фумарольного поля, наоборот, содержание натрия, кальция и магния в 52 раза превышает содержание железа и алюминия, т. е. соотношение $\frac{Na + Ca + Mg}{Al + Fe}$ над подводным фумарольным полем в 130 раз больше, чем в воде наземных терм (рис. 4). Основными анионами кислых термальных источников являются SO_4^{2-} и HSO_4^{-} (соответственно 66,43 и 29,62 мг/экв, %), а воды подводного фумарольного поля — хлор (85,28 мг/экв, %).

Резкое преобладание щелочных металлов в воде подводного фумарольного поля объясняется, по-видимому, тем, что при непосредственном выходе в обширный водоем растворяющиеся газы не в состоянии формировать концентрированные кислоты типа наземных терм. Поэтому кислотного разложения пород в том виде, как оно наблюдается на суше, под водой не происходит, и из слагающих дно эффузивов выносятся лишь сравнительно незначительное количество легкорастворимых 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 фумарольного поля. CO_2 не успевает раствориться в воде и составляет основную массу (82,5%) газов, уходящих в атмосферу¹. По-видимому, вместе с вулканическими газами на площади подводного фумарольного поля выходит и некоторое количество водяного пара, который конденсируется и тем самым несколько понижает в этом месте общую минерализацию придонной воды.

Обилие натрия и хлора, образовавшихся в результате подводной вулканической деятельности, характерно не только для воды подводного фумарольного поля Головинского озера. Солевой состав оз. Бирюзового в кальдере вулкана Заварицкого (о-в Симушир), фумарольная деятельность которого скрыта водами озера, также отличается резким преобладанием NaCl . «Главной составной частью воды озера является NaCl и на первый взгляд она схожа с морской водой, хотя плотность ее составляет около 1/9 плотности морской воды» (Харада, 1934). По данным этого исследователя, в 1933 г. в воде озера содержалось (в мг/л): Na — 11,52, Ca — 111, Fe — 0,05, Mn — 0,05, Cl — 1166, SO_4 — 104,5, SiO_2 — 58,6, CO_2 — 21,2, P_2O_5 — 0,65. Анализ пробы воды озера, отобранной Ю. С. Желубовским в 1955 г., сходен с анализом Д. Харады и тоже показывает высокое содержание хлористого натрия

(85,1 мг/экв, % Na и 91,7 мг/экв, % Cl), причем соотношение $\frac{\text{Cl}'}{\text{SO}_4}$ по весу составляет 11,25 (в пробе Харады — 11,10). В момент извержения 1957 г., начавшегося на дне озера (Мархинин, 1960), роль иона SO_4 , несмотря на увеличение содержания хлора до 1448 мг/л, резко возросла,

однако в последующие годы соотношение $\frac{\text{Cl}'}{\text{SO}_4}$ снова начало меняться в пользу хлора (от 1,57 в 1957 г. до 3,61 в 1958 г. и 3,97 в 1959 г.). Предположить связь этого водоема с морским бассейном очень трудно, так как его поверхность находится на 40 м выше уровня океана.

Подводная вулканическая деятельность, однако, не ограничивается накоплением в воде щелочей и хлора. Как известно, вместе с хлористым водородом, сернистым и углекислым газами из глубин Земли поднимаются также фосфаты, нитраты, мышьяковистые и другие летучие соединения. Растворимость газов с глубиной в результате растущего давления столба воды повышается и на глубине более 2000 м все поступающие газы полностью растворяются в воде, не выходя в атмосферу. Данное обстоятельство, повышая значимость подводных вулканических процессов на дне морских бассейнов, в то же время в значительной мере затрудняет их наблюдение с поверхности. Пока, к сожалению, мы можем лишь предполагать развитие этих процессов на обширных площадях океанических глубин.

Тем не менее, это предположение подкрепляется наличием значительных по размеру зон подводного вулканизма и отдельных подводных

¹ Анализ газа выполнен в лаборатории исследования природных газов ИГЕМ АН-СССР под руководством М. Г. Гуревича (аналитик М.Ф. Ефимова).

вулканов в море Банда (Индонезия), близ островов Меланезии и в южной части Тихого океана, близ Курильских и Алеутских островов, в Центральной и Южной Атлантике, в районе Исландии, в Тирренском море и во многих других местах.

В 1952 г. внезапным возникновением рифа Медзин напомнила о своем существовании зона Фудзи — обширная область подводного вулканизма у юго-восточных берегов Японии (Dietz and Sheehy, 1954). В 1957 г. к девяти Азорским островам в результате подводного извержения прибавился десятый (де ля Рю, 1959). Несомненно, что наземными наблюдениями фиксируются лишь немногие наиболее яркие подводные извержения. «Следует учесть,— пишет Ван-Беммелен (1957, стр. 197),— что давление морской воды на глубине 2000 м уже превосходит критическое давление водяного пара. Излияния лав в глубоких морях должны происходить совершенно так же, как интрузии силлов. На поверхности моря при этом ничего не должно быть видно и ювенильные газы должны растворяться в воде при их движении вверх. Могут быть заметны лишь сильные взрывы. Огромное количество эффузивных пород среди древних геосинклинальных отложений (например, офиолитоспилитовый комплекс Тимора) указывает, что вулканическая деятельность на дне геосинклинальных прогибов является, вероятно, весьма обычным явлением».

Тем более незаметно протекает подводная поствулканическая деятельность, несомненно имеющая место в областях подводного вулканизма. В этой связи интересно сообщение Р. 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. Была попытка повторить пробу, но безуспешно. По мнению Томпсона, на морском дне должен быть какой-то источник газа, но наблюдения казались таким странным (so bizarre), что не было опубликовано» (Buljan, 1955, стр. 53).

Океанографическое изучение изменения химизма морской воды в результате глубоководных поствулканических процессов представляет большие трудности, так как, во-первых, выходящие газы растворяются в морской воде, и без того значительно обогащенной теми же анионами (главным образом Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-}), а, во-вторых, в воде близ подводных фумарольных полей конденсируется и водяной пар, выходящий одновременно с газами, что понижает концентрацию образующихся солей. Некоторое «наведение» здесь могут дать, по-видимому, фосфаты, содержание которых в морской воде обычно незначительно.

Повышенное содержание растворенного фосфора в морской воде близ очагов подводных извержений отмечал Окада (Okada, 1936), а также Тагива (Sachama and Rankama, 1950). В глубоководной части Тирренского моря содержание фосфатов несколько повышено по сравнению с водами сопредельных морей, что М. Бульян (1955) объясняет влиянием распротраненного в Тирренском море подводного вулканизма (рис. 5). В Караибском море, которое вписано во внутреннюю часть Антильской дуги и характеризуется как надводным, так и подводным вулканизмом, также наблюдается повышенное содержание фосфатов, что невозможно объяснить ни сносом фосфора с суши, ни поступлением его из окружающих морей (Rakeslaw and Sinith, 1937). Попытки объяснить высокие содержания фосфатов в морской воде жизнедеятельностью организмов по существу не решают вопроса об источнике фосфора, так: как организмы сами его не производят, а лишь используют имеющийся в морской воде.

В геологической литературе также можно найти примеры взаимосвязи эффузивно-осадочных образований и фосфоритовых месторождений прошлых эпох. Н. С. Шатский (1955) на широком материале показал определенное место большой группы геосинклинальных месторождений фосфоритов в ряду эффузивно-осадочных формаций. Непосредственно в верхнемеловых эффузивно-осадочных образованиях Грузии описаны многочисленные месторождения хемогенных фосфоритов (Нарчемашвили, 1958), и только известная традиция мешает автору

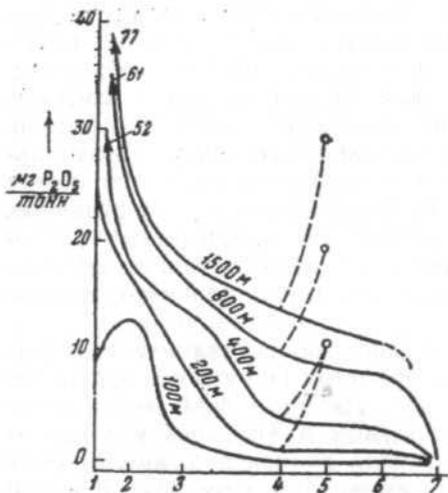


Рис. 5. Содержание фосфатов в водах Средиземного моря на профиле от Гибралтара к востоку (по М. Бульяну, 1955).

1 — Кадисский залив; 2 — море Альборан; 3 — Балеарское море; 4 — участок между Сардинией, Тунисом и Сицилией; 5 — Тирренское море; 6 — Ионическое море; 7 — Эгейское море



Рис. 6. Соотношение между объемами подводных и наземных вулканических излияний и объемами CO_2 , погребенной в карбонатных породах на площади современных материков (по Ронову, 1959)

тщательно проанализировать их связь с эффузивными толщами. О вероятности вулканического происхождения фосфора в фосфоритах третичных эффузивно-осадочных пород Сахалина пишет Н. Г. Бродская (1959).

Относительно хлоридов и других солей морской воды уже давно существует мнение, что источником их анионов является непрерывная вулканическая деятельность (Виноградов, 1959). Л. С. Селивановым (1947) приведены убедительные подсчеты для хлора, показывающие, что его содержание в гидросфере вполне соизмеримо с постоянным выносом хлора из вулканических аппаратов. Однако наблюдения показывают, что в результате вулканической деятельности одновременно с анионами накапливаются и катионы щелочей и щелочноземельных металлов. Более того, влияние этого процесса, по-видимому, не ограничивается простым наполнением морской воды соответствующими солями. Весьма вероятно, что колебания интенсивности вулканизма во времени под влиянием общепланетарных причин могли найти свое отражение в известной периодичности хемогенного осадконакопления и возникновении; в геологической истории Земли эпох интенсивного отложения карбонатов, каменных солей и т. д. В этой связи заслуживает внимания работа А. Б. Ронova (1959), проиллюстрировавшего в первом приближении

тесную связь накопления карбонатов в истории Земли с древней вулканической деятельностью (рис. 6).



Рост наших знаний об особенностях вулканического и поствулканического процессов позволяет все с большей и большей уверенностью говорить о большой значимости этих процессов в перераспределении химических элементов на поверхности Земли. Основная роль, по-видимому, принадлежит вулканическим газам, причем в разных условиях их деятельность осуществляется по-разному. На суше газы частично растворяются в грунтовых водах и превращают их в кислоты, весьма активно взаимодействующие с вмещающими породами; под водой активность кислот резко снижается и из слагающих дно пород выносятся только легкорастворимые компоненты (щелочи, щелочные земли). В то же время, в силу повышенной растворимости газов под давлением столба воды в придонных слоях воды происходит формирование соляной, серной, угольной, фосфорной, мышьяковистой, кремневой и других кислот. При этом осуществляются грандиозные по своим объемам химические реакции, заканчивающиеся формированием соединений, устойчивых в обстановке литосферы. В результате наземной гидротермальной деятельности морские бассейны обогащаются большим количеством гидроокислов, главным образом железа и алюминия; с подводными вулканическими эксгаляциями связано появление в морской воде карбонатов, сульфатов, хлоридов, фосфатов, кремнекислоты. Именно так, по-видимому, возник в ходе геологической истории современный солевой состав океанической воды. И хотя дальнейшее перераспределение поступивших в морские водоемы элементов обуславливается гипергенными процессами, вулканическая и поствулканическая деятельность — как наземная, так и подводная — должна найти свое место в учении об осадочном рудообразовании, ибо ее роль в мобилизации разнообразных химических соединений представляется нам более широкой, чем это понималось до сих пор. Несомненно существует значительное число осадочных месторождений, не связанных с эффузивными образованиями непосредственно в разрезах, но возникших в результате интенсивного поступления разнообразных веществ в ходе вулканических процессов.

Необходимо детальное изучение геологического материала с этих позиций, особенно в областях древнего вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Беммелен Р. В., Ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Бродская Н. Г. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина. Сообщ. Сахалинск. комплексн. научно-иссл. ин-та, вып. 7, 1959.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Горшков Г. С. Извержение сопки Безьямной. Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 26, 1957.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960а.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1960б.
- Мархинин Е. К. Извержение вулкана Заварицкого на о. Симушир осенью 1957 г. Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 29, 1960.
- Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии. В кн. «Железорудные месторождения мира», т. 1, ИЛ, 1955.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 16, 1959.

- Нарчешавили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии. Труды Гос. ин-та горно-химич. сырья, вып. 4, 1958.
- Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. Геохимия, № 5, 1959.
- Деля Рю Э. О. Рождение острова. Курьер Юнеско, № 1, 1959.
- Саватеев Д. Е. Вулканические серные месторождения Курильских островов. Мат. по исследов. хим. сырья Дальнего Востока, 1958.
- Селиванов Л. С. О происхождении хлора и брома в соляной массе океана. Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 11, 1947.
- Товарова И. И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянного. Геохимия, № 7, 1968.
- Харада Д. О новом кратерном конусе в озере Мидорико на о. Симушир (на японск. языке). Бюлл. Японск. Вулканол. об-ва, т. 2, № 1, Токио, 1934.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочным породам, вып. 2. М., Изд. АН СССР, 1955.
- Buljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of ocean. Bull, volcanologique, 17, 1955.
- Dietz R.S., Sheehy M.J. Transpacific detection of Myojin volcanic explosions by underwater sound. Bull, of the Geological society of America, vol. 66, no. 10, 1954.
- Fries C.J. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Paricutin volcano, Michoacan, Mexico. Trans. Amer. Geophys. Union, 44, no. 4, 1953.
- Okada T. Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic island «Iwozima Sinto» in July 1933. Journ. of oceanography, no. 1, 1936.
- Rakesiraw N. M., Smith H. P. A contribution to the chemistry of the Caribbean and Cayman seas. Woods Hole Ocean Inst. Collected Reprints, no. 40, 1937.
- Sahama T.G., Rancama K. Geochemistry. Chicago, 1950.
- Schofield J.C. The geology and hydrology of Niue island, South Pacific Bull. New Zealand geol. survey, n. s. 62, 1959.
- Trechman C.T. Note on a pleistocene corall rock in Jamaica, altered into materials resembling bauxite laterite. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 107, 1952.