

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Процессы вулканизма, в ходе которых происходит перемещение масс вещества из глубин Земли на ее поверхность, играют весьма существенную роль в формировании земной коры и заключенных в ней полезных ископаемых. Изучение этих процессов в значительной мере помогает раскрытию закономерностей породо- и рудообразования, в том числе позволяет указывать более или менее определенно источники вещества многих морских вулканогенно-осадочных и осадочных пород и руд. Однако подавляющее большинство исследований затрагивает лишь вулканические области континентов и островных дуг. Иными словами, схема морского вулканогенно-осадочного процесса основывается на информации, получаемой главным образом при изучении наземного вулканизма.

Изучение подводного вулканизма, скрытого от наблюдателя мощной толщей океанических вод, сейчас находится в стадии накопления фактов. А между тем роль его в упомянутом процессе перераспределения веществ чрезвычайно велика. Предположение А. Ритмана (1964) о том, что «продукты извержения вулканизма глубоких морей даже превосходят массы, извергнутые при наблюдавшихся извержениях, или по меньшей мере равны им» (стр. 227), сегодня представляется необычайно скромным. Многочисленные океанологические материалы последних лет определенно свидетельствуют о весьма широком развитии вулканизма в океанических впадинах. Выяснилось, что Срединный Атлантический вал, южная часть Индийского океана, как и 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. Несоответствие между высокой геологической значимостью вопросов, относящихся к подводным вулканическим процессам, и скудостью имеющегося фактического материала, подчас недоступного геологам, породило в литературе массу произвольных, нередко противоречащих одно другому толкований. Настоящее соображение имеет целью систематизировать имеющиеся разрозненные данные и тем самым наметить пути дальнейших исследований.

Вулканизм, определяемый как совокупность явлений, связанных с прорывом земной коры глубинными расплавленными массами (Ритман, 1964), единообразен независимо от того, происходят эти явления на

суше или на дне океана. Достоверно, что и на земле, и под водой мы имеем дело с одними и теми же продуктами вулканизма — это доказывает-ся как прямым петрологическим тождеством большого числа наземных и подводных лав, так и непосредственными наблюдениями над преобразованием подводных вулканов в наземные острова в ходе непрерывного вулканического цикла. Достоверно также, что в ходе вулканического процесса происходит обязательное разделение глубинных масс на силикатные и летучие компоненты. В разных геологических условиях внедрения это 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 можно различать эксплозии, излияния, экструзии и газовую деятельность. Однако во всех этих проявлениях подводный вулканический процесс приобретает специфические особенности, обусловленные резким отличием физических свойств водной среды от атмосферы.

Рассмотрим эти особенности применительно к различным проявлениям подводных вулканов.

ПОДВОДНЫЕ ЭКСПЛОЗИИ

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 по ее окончании 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, 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 жидкости, содержащей взрывчатые вещества. Рассчитано и экспериментально проверено максимальное расширение продуктов взрыва в воде с учетом давления окружающей среды (P_0). Эта 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 (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 $P_1/P_0 = 12,7$, а для тысячекратного расширения (увеличение радиуса в 10 раз) необходимо уже $P_1/P_0 = 830$. 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 вулканизм, происходящий в результате, скажем, цепной реакции взрывоспособных вулканических газов (Гущенко, 1965), по своему механизму весьма близок к детонации взрывчатых веществ под водой. При этом расширение газовой камеры (при соответствующем давлении наземных взрывов такого рода) осуществляется в пределах нескольких радиусов.

Существенным отличием подводного газового взрыва от наземного является отсутствие в его продуктах традиционного 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 ($7,2 \cdot 10^9$ эрг), сфера раздробленных пород имеет радиус всего 40 м (Джонсон, Хиггис и 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 законам 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, 1965), то и тогда активное перемещение продуктов дробления вряд ли превысило бы несколько десятков метров.

Подводные взрывы 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 (Naumann van Padang, 1938).

Совершенно иначе трансформируется под водой явление, установленное Ферхугеном (Verhoogen, 1951) как результат активного выделения летучих компонентов в поднимающейся по жерлу вулкана жидкой лаве, которая в наземных условиях преобразуется в эксплозивные продукты. Основная роль в этом процессе, как известно, принадлежит интенсивно расширяющимся газам, разрывающим и разбрасывающим частички жидкой лавы.

Несомненно, что летучие компоненты с 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 распространения летучих, выделившихся в массе вспененной лавы, последняя не разбрасывается газами, как при наземном извержении, а выдавливается из жерла извергающегося вулкана, как паста из трубы, 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 плавучие горы шлака и пемзовые поля, измеряющиеся иногда многими десятками квадратных миль.

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

ПОДВОДНЫЕ ЭКСТРУЗИИ И ИЗЛИЯНИЯ

Экструзивный процесс в условиях водной среды относится к ведущим и наиболее распространенным процессам в цепи проявлений вулканизма на океаническом дне, особенно в глубоководных его частях. Это объясняется тем, что подобный механизм под водой энергетически наиболее экономичен, 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 достигают невиданных на земле размеров и по высоте измеряются тысячами метров от основания до вершины. Подавляющее большинство многочисленных подводных гор и хребтов относятся к экструзивным образованиям. Это особенно хорошо видно в тех случаях, когда экструзии поднимаются к поверхности океана и превращаются в вулканические острова или становятся фундаментами возникающих островных вулканов. Наиболее хорошо изученными примерами такого рода островов, образовавшихся в историческое время, являются о-в Богослов в Алеутской дуге, возникший на экструзии, поднявшейся с глубины 2000 м, острова Камени близ острова-вулкана Санторин в Средиземном море, о-в Фалькон в архипелаге Тонга (Neumann van Padang, 1938). Эти острова, по мнению Нейман ван Паданга, образованы лавой, поступающей из недр земли на протяжении многих сотен лет.

Одновременно с экструзивными внедрениями как по трещинам вокруг поднимающихся экструзий, так и непосредственно из трещин ложа океана происходят излияния жидкой лавы, заполняющей подводное «межгорье». В Тихом океане, где экструзивные 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» (Удинцев, 1960), в районе архипелагов на ровном дне наблюдается аномально большая (в несколько километров) мощность вулканических пород, обусловленная заполнением прогибавшихся рвов лавовыми потоками, вытекшими из трещин ложа океана. Такие лавовые поля обнаружены у островов Кука, Каролинских, Маркизовых и многих других (Menard, 1956). В Индийском океане с глубин 4000—5000 м поднимаются отдельные конусы, группы соединенных кону-

сов и вулканические хребты с относительными высотами до 3000 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 приводить бесконечно, ибо ощутимые пространства дна океанов характеризуются в основном именно такими вулканическими проявлениями.

Интенсивность экстррузивных процессов океанического ложа, в ходе которых из глубин земли выжимаются существенные объемы изверженных пород с весьма значительной амплитудой экстррузий, имеет весьма важное следствие: в этот медленно протекающий многовековой процесс вовлекаются не только верхние зоны магмы, но и ее относительно более глубокие предельно отдифференцированные слои. Поэтому, наряду с андезитами и разнообразными базальтами изливающихся лав и верхних частей экстррузий, в глубоких рифтовых зонах на поверхность дна океана оказываются выведенными основные и ультраосновные породы.

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, характеризующий обилие разнообразных основных и ультраосновных пород на дне океана, собран при помощи утяжеленной модифицированной драги во время 36-го рейса э/с АН СССР «Витязь» в Индийском океане (Удинцев и Чернышева, 1965). В результате тщательного выборочного драгирования ряда участков Срединно-Индийского хребта — на гребнях рифтовых гор, на 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 были получены свежие угловатые обломки остеклованных базальтовых лав (оливиновых и безоливиновых), а со склонов рифтовых ущелий — крупнокристаллическое габбро и ультраосновные породы, главным образом гарцбургиты (перидотиты) и образованные по ним серпентиниты, и 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 глубин земли, может быть, даже уже в виде твердых кристаллических масс.

Совершенно очевидно, что столь грандиозный процесс формирования обильных лавовых излияний и экстррузий сопровождался и сопровождается отделением соответствующего количества летучих компонентов, которые в условиях водной среды улавливаются океаном и входят в состав морской воды и осадков. Грубый подсчет показывает, что общий объем воды Мирового океана со всеми заключенными в ней солями вполне соизмерим с объемом базальтов, подстилающих его ложе, и может рассматриваться как сумма летучих компонентов, выделенных магмой при образовании силикатных пород океанического дна (Зеленов, 1963). Так или иначе, сейчас уже можно вполне определенно ставить вопрос о том, что создателем Мирового океана или наиболее активным участником его создания был подводный экстррузивный и лавовый вулканизм, в сложном процессе которого возникла и всю геологическую историю продолжала накапливаться толща океанических вод, или, иными словами, пленка конденсированных летучих компонентов дифференцирующейся магмы. Очевидно, этому способствовало также широкое развитие поствулканической деятельности.

Поствулканическая или газо-гидротермальная деятельность, суть которой заключается в постепенной отдаче остывающей магмой разнообразных летучих компонентов, в условиях водной среды проявляется существенно иначе, чем на суше. Пары воды, составляющие в наземных условиях основу вулканических эксгаляций, полностью конденсируются, а сопутствующие им кислые газы, летучие хлористые и тернистые соединения металлов, фосфор и кремнезем перерабатываются подпой 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 слаборастворимой уголекислоты спонтанно удаляется в атмосферу. Существенно при этом, что высвобождающееся при диссоциации кислых газов количество водородных ионов бесконечно мало по сравнению с общей массой гидро-кислых 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 уголекислоты, кремнезем — в зависимости от температуры. Редкие и рассеянные элементы либо пополняют состав растворенных солей, либо сорбируются коагулирующими коллоидами гидроокислов железа и марганца, а также фосфатами и кремнеземом. Таким образом, поствулканическая деятельность под водой определенно приводит к существенной концентрации ряда компонентов, в наземных условиях обычно рассеивающихся газовыми струями.

Отдельные детали этого процесса неоднократно отмечались многими исследователями подводных вулканов. Так, Окада выяснил поступление в морскую воду до 0,6 мг/л растворенного фосфора и до 16,25 мг/л растворенного кремнезема в результате подводного извержения, закончившегося возникновением о-ва Ивозимасинто (Okada, 1936 г.); Моримото и Осака показали выделение частиц серы в ходе подводного извержения рифа Медзин (Morimoto, Osaka, 1955); Рейнольде и Бест обратили внимание на интенсивное растворение вулканических газов в морской воде при формировании островов Тулуман (Remolds, Best, 1957), Хардер раскрыл механизм накопления гидроокислов железа, поступающих в бухты близ островов Камени из подводных гидрогерб вулкана Санторин (Harder, 1960); в краевой зоне подводных вулканов архипелага Новые Гебриды Г. Тазиев установил выпадение из морской воды соединений железа, а непосредственно в зоне активного кипения голубовато-серой взвеси с высоким (12%) содержанием меди (Шенью, Газиев, Фабр, 1965). Наиболее полно (непосредственно под водой) изучены эксгаляции фумарольных полей, окружающих растущий андезитово-дацитовый купол подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия). Подводные термы этого вулкана, по общему солево-му составу близкие океанической воде, в то же время несколько отличаются от последней более высоким содержанием растворенной уголекислоты, повышенным содержанием растворенного кремнезема и значительным (до 140 мг/л) количеством коагулирующей железо-марганцевой взвеси; последняя в процессе коагуляции обогащается титаном, ванадием, германием, молибденом, свинцом, оловом и другими микрокомпонентами (Зеленов, 1965).

Из всего сказанного очевидно, что в результате подводных эксгаляций морская вода пополняет свой солевой состав и кроме того, что особенно важно, выделяет коллоидную фазу различных элементов, по тем

или иным причинам «теряющих право» находиться в истинном растворе. Формирующиеся коллоиды, естественно, строго подчиняются общим гидродинамическим законам бассейна и вместе со своей массой воды могут быть перемещены далеко за пределы породившего их подводного термального поля. Поскольку выделение разных коллоидов (гидроокислов металлов, фосфатов, кремнезема) происходит в специфических для каждого компонента физико-химических условиях среды и часто без разубоживания терригенным или пирокластическим материалом, в благоприятных для осадконакопления участках морских бассейнов могут возникать минералогически сравнительно чистые концентрации этих компонентов. Весьма вероятно, например, что именно так формируются фосфоритовые конкреции Багамской отмели, фосфор для которых поставляют подводные вулканы Малой Антильской дуги (Зеленов, 1963).

К сожалению, пока еще отсутствуют какие-либо определенные доказательства газотермальной деятельности вулканических проявлений на больших глубинах, за исключением, пожалуй, проблематической неисследованной пробы горячей пузырящейся воды, поднятой во время плавания «Дана» из придонных слоев Тирренского моря (сообщение Р. Дитца; Buljan, 1955). Однако имеющиеся сведения об устойчивом обогащении глубинных вод океана углекислотой и кремнеземом (Buljan, 1955), наряду с установленным широким распространением на его дне промышленных скоплений железо-марганцевых конкреций, содержащих заметное количество других элементов и образовавшихся в результате выделения соответствующих компонентов из морской воды (Меро, 1965), во всей совокупности косвенно свидетельствуют о широком развитии этого процесса и в океанических глубинах.

Таким образом, геологическое значение процессов подводного вулканизма заключается в том, что дно Мирового океана выстилается изверженной из земных глубин силикатной массой, а воды его обогащаются разнообразными химическими компонентами, которые поступают из остывающего вещества магмы, концентрируются в водной среде, перемешаются вместе с ней и способны выделяться и накапливаться на отдельных участках дна в результате изменения физико-химических условий. Современные примеры подобного перераспределения я только что приводил, упоминая фосфориты Багамской отмели и железо-марганцевые конкреции океанического ложа. Существенно, что месторождения, механизм формирования которых можно объяснить подводным вулканизмом, существуют и в древних морских осадочных толщах: достаточно упомянуть кварциты Кривого Рога, марганец Чиатуры, фосфориты Каратау.

Однако вопросы формирования этих грандиозных накоплений отнюдь не решаются одним лишь исследованием руды или современных донных осадков. Дело в том, что, изучая только конечный этап рудообразования, мы практически не имеем возможности выйти из круга многочисленных гипотез, как уже существующих на основе общепризнанной умозрительной теории литогенеза, построенной по существу без учета подводного вулканизма, так и навеянных новыми предположениями. Необходимым обоснованием этих гипотез, способным превратить их в теорию, является полное изучение механизма непосредственного поступления рудных веществ в водный бассейн, т. е. прямое исследование самих подводных аппаратов.

Иными словами, не гипотетическое, а истинное познание подводного вулканизма представляется сейчас одним из наиболее важных этапов на пути создания современной теории литогенеза. Особенно необходимы, в частности, более полная морфологическая типизация подводных аппаратов, уточнение деталей механизма их деятельности, выявление комплекса поступающих продуктов и определение масштабов их поступления. Помимо материала, для решения таких общетеоретических вопросов, как,

скажем, происхождение Мирового океана, непосредственные исследования подводных вулканов позволят получить исходные данные для расширения условий образования многих, осадочных пород и руд, а стало быть, и для научного обоснования прогнозов их поисков.

ЛИТЕРАТУРА

Власов О. Е. Основы теории взрыва. М., 1945.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955—1963 гг., изд-во «Наука», 1965.

Гушенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования, изд-во «Наука», 1965.

Джонсон Г. В., Хиггинс Г. Х., Вайолет К. И. Подземные ядерные взрывы— В кн.: «Подземные ядерные взрывы», ИЛ, 1962.

Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10. Изд-во АН СССР, 1960.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации» Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.

Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия).— В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», изд-во «Наука», 1965.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. ИЛ, 1964.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10, Изд-во АН СССР, 1960.

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.

Шенно М., Тазиев Г., Фабр. О составе вулканических эманации архипелага Новые Гебриды.— В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов», Изд-во «Мир», 1965.

Bulian M. Deen submarine volcanism and the chemistry of the ocean.— Bull. volcanol., 1955, ser. 2, N 17.

Dias A. A. M. A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores.—Bul. volcanol., 1959, N 21, ser. 2.

Harder H. Rezent submarine vulkanische Eisenansscheidungen von Santorin, Greichenland.— Fortschr. Mineral., 1960, N 2, ser. 38.

Menard H. W. Archipelagic aprons.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, N 9.

Mero D. The mineral resources of the Sea, 1965.

Morimoto R., Ossaka J. The 1952—1953 submarine eruption of the Myojin Reef near the Bajonaise Rocks, Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1955, No 23.

Neumann van Padang M. Uber die Unterseevulkane der Erde.— Ing. Ned—Indie, 1938, N 4.

Okada T. Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic Islands «Iwozima Sinto» in July 1933.— J. Oceanogr., 1936, N 1.

Reynolds M. A., Best J. G. The Tulum volcano St. Andrew strait, Admiralty islands.— Rept. Dept. Nat. Development of Australia, 1957, N 3.

Tazieff H. L'eruption 1957—1958 et la tectonique de Faial (Asores).—Bull. Soc. Belgique, 1958, 67, N 1.

Verhoogen G. Mechanics of ash Formation.— Am. J. Sci., 1951, v. 249, N 71