

В. М. ЛИТВИН, М. В. РУДЕНКО, Г. С. ХАРИН

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Вулканические процессы играют важную роль в формировании дна океана. Результаты их действия обусловили наличие вулканических подводных гор и островов, массивов, плато и хребтов, сложенных изверженными породами различного возраста. Еще более широкое значение эти процессы имеют для формирования океанической земной коры. Как известно по данным геолого-геофизических исследований, в пределах ложа океана и срединно-океанических хребтов под осадочным чехлом располагается так называемый 2-й («надбазальтовый») слой мощностью 1—3 км, который образован, очевидно, вулканогенными породами.

В настоящей работе рассматривается вопрос о геоморфологической роли вулканических процессов. Исходными материалами послужили данные экспедиционных исследований на НИС «Академик Курчатов», «Михаил Ломоносов», «Полюс» и др., а также картографические и литературные источники.

Многообразные формы рельефа дна океана, в образовании которых принимают участие вулканические процессы, можно объединить в несколько групп: 1) вулканические подводные горы и острова; 2) подводные хребты вулканических островных дуг; 3) Срединно-Атлантический хребт; 4) океанические сводово-глыбовые поднятия и валы (рис. 1).

На дне Атлантического океана имеется большое количество подводных гор¹. За исключением некоторых гор глыбового строения, располагающихся в пределах подводных окраин материков, все остальные подводные горы имеют вулканическое происхождение. На это указывают материалы геолого-геофизических исследований самих гор и тот факт, что все океанические острова, представляющие собой поднятые над уровнем океана вершины крупных гор, сложены вулканическими породами или представляют действующие вулканы.

В подавляющем большинстве вулканические подводные горы имеют коническую форму, крутые и слабо расчлененные склоны (уклоны до 20° и более), остроконечные вершины. Иногда на вершинах гор отмечаются углубления, напоминающие собой кратер. Некоторые крупные подводные горы, поднимающиеся близко к поверхности океана, имеют плоские вершины (гйи), располагающиеся на различных глубинах от 40 до 400 м. К ним относятся горы Розмери, Антон Дорн, Атлантис, Круизер, Грейт Метеор, Дискавери и другие (Руденко, 1975; Heezen et al., 1959; Ulrich, 1970). Считается, что плоская форма вершин этих гор обусловлена морской абразией, а различие в глубинах вызвано неравномерным погружением гор в неоген-четвертичное время.

На дне Атлантического океана насчитывается около 900 вулканических подводных гор с отн. высотой более 1000 м (Литвин, Руденко, 1973). Кроме того, имеется много гор высотой 500—1000 м, точное количество которых пока трудно учесть. Основываясь на закономерном увеличении числа гор с уменьшением их высоты, мы определили расчетным путем, что на дне океана должно быть не менее 3000 гор высотой менее 1000 м.

В распределении вулканических гор существуют определенные зако-

¹ В отечественной научной литературе термин «подводная гора» целесообразно применять как аналог английского термина «Seamount». Seamount — это отдельно стоящая подводная гора, расположенная на дне котловины, поверхности подводных плато, а также вершина подводного хребта, достаточно четко обособленная от остальной части хребта или соседних его вершин (прим. редакции).

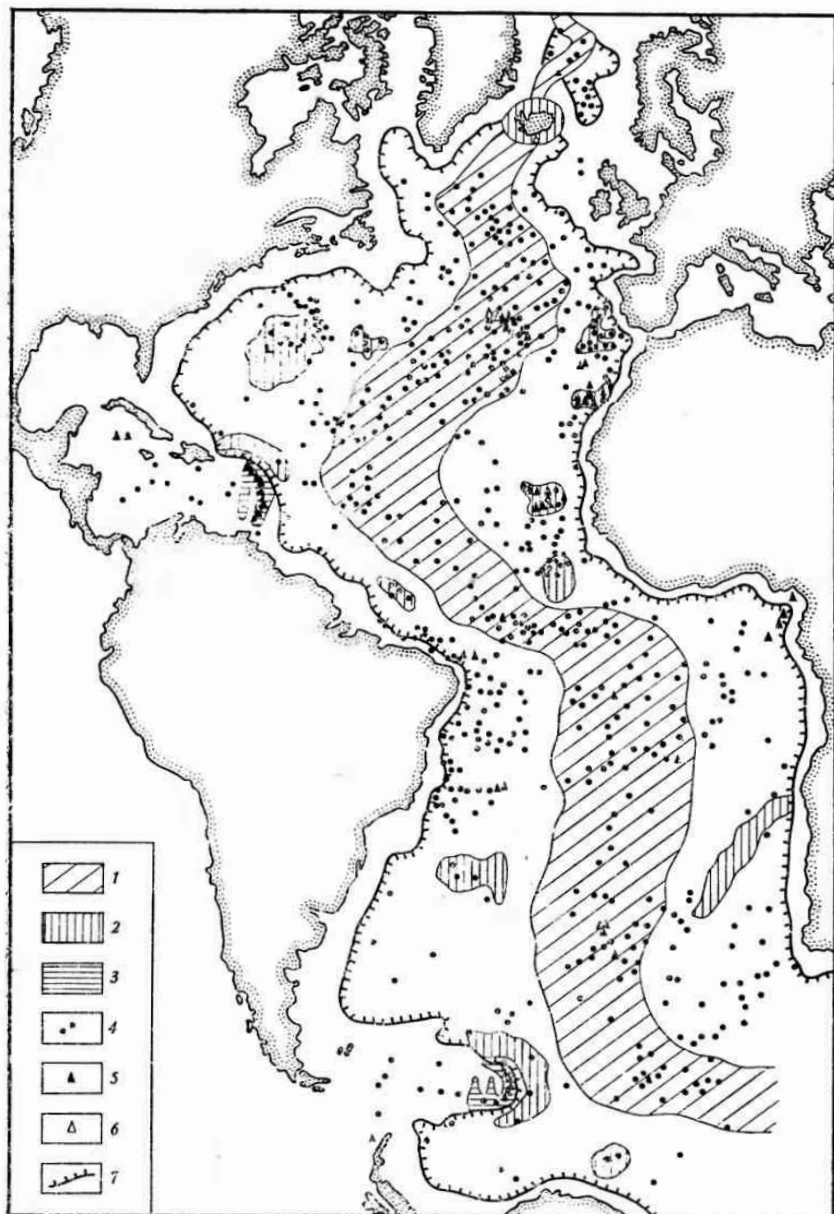


Рис. 1. Схема вулканических и вулканотектонических форм рельефа дна океана

1 — срединно-океанический хребет, 2 — сводово-глыбовые поднятия и валы, 3 — вулканические островные дуги, 4 — вулканические подводные горы, 5 — вулканические острова, 6 — новообразованные вулканические острова, 7 — граница между ложем океана и материковыми окраинами и переходными зонами

номерности. В пределах Срединно-Атлантического хребта располагаются сравнительно небольшие горы высотой до 2 км. Большинство их сосредоточивается вдоль зон поперечных разломов или вдоль поперечно ориентированных локальных поднятий, таких, как хр. Пальмера, Азорский вулканический массив или цепь гор южнее Азорских островов. На дне океанических котловин и в пределах наклонных равнин материковых подножий наряду с множеством небольших подводных гор встречается значительное количество крупных гор высотой более 3—4 км. Расположение небольших гор в общем хаотично, но крупные горы сосре-

точиваются вдоль определенных линий, маркирующих, вероятно, зоны глубинных разломов. К ним относятся, например, Новоанглийская цепь подводных гор, группа гор в районе Азорско-Гибралтарского порога, цепь вулканических островов и подводных гор вдоль Камерунского разлома, широтные цепи вулканических островов и подводных гор у восточного побережья Бразилии и другие (Литвин, Руденко, 1971; 1973; Heezen et al., 1959; Uchupi et al., 1970). Кроме того, скопления подводных гор и вулканических островов располагаются в пределах сводово-глыбовых поднятий океанического дна, таких, как Бермудское плато, поднятия Сьерра-Леоне и Риу-Гранди, архипелаги островов Канарских и Зеленого мыса и др. Сами поднятия служат общим цоколем, на который насажены вулканические конусы. И наконец, цепи вулканических островов располагаются на подводных хребтах островных дуг (Малые Антильские и Южно-Сандвичевы острова).

Геолого-геофизическая изученность подводных гор пока еще недостаточна. Образцы коренных пород получены с небольшого числа гор, таких, как Кэрин, Грейт Метеор, Горриндж, Миниа и др. (Энгель и Энгель, 1968; Feden, 1966; Hekinian and Aumento, 1973; Uchupi et al., 1970). Из геофизических материалов наиболее важны данные магнитных съемок, свидетельствующие о приуроченности к вулканическим подводным горам четко выраженных магнитных аномалий, в отличие от гор глыбово-тектонического происхождения (Городницкий, 1975). О строении подводных вулканов можно судить также по данным изучения геологического строения океанических островов (Wilson, 1963).

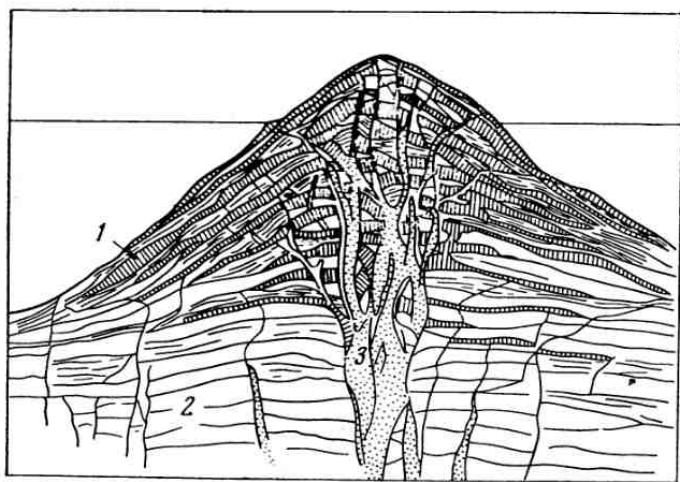


Рис. 2. Схема строения океанического вулкана (по Энгель А. и Энгель Ц., 1968)

1 — щелочные базальты, туфы и пеплы; 2 — толеитовые базальты; 3 — магма

Согласно имеющимся данным, можно считать, что основания и нижние части вулканических подводных гор сложены в основном океаническими толеитовыми базальтами, тогда как верхние их части, в том числе и вулканические острова, обычно образованы щелочными базальтами и туфами (рис. 2). Залегающие на вершинах и склонах гор осадки в ряде случаев сцементированы в результате воздействия тепла и гидротермальных растворов, что свидетельствует о бывшей вулканической деятельности. Подножия большинства подводных гор и островов в пределах океанических котловин и материкового подножия, по данным сейсмопрофилирования, захоронены под слоем осадков мощностью до 1 км и более (Uchupi et al., 1970).

Приведенные данные о морфологии и геологическом строении подводных гор свидетельствуют, что они возникают при центральном типе извержений, приурочиваясь преимущественно к зонам глубинных разломов или местам пересечений различно ориентированных региональных тектонических разрывов. Формирование подводных вулканов на дне океана (в глубоководных условиях) начинается, очевидно, с излияний толеитовых базальтовых лав и образования форм типа щитовых вулканов. Эксплозивный процесс на больших глубинах вследствие давления столба воды, по-видимому, проявляется слабо. Об этом свидетельствует отсутствие или незначительное количество пирокластических продуктов в составе вулканических пород глубоководных гор. Более благоприятны глубоководные условия для экструзивного процесса (Зеленов, 1972). Очевидно, подводные экструзии в комбинации с лавовыми излияниями формируют гигантские щитовые вулканы и конусы высотой до нескольких км. В процессе дальнейшего развития и роста подводных вулканов происходит смена состава лавовых излияний от толеитовых к щелочным базальтам. По-видимому, здесь создаются условия для гравитационной дифференциации первичной толеитовой магмы за счет осаждения кристаллов пироксена и оливина (Энгель А. и Энгель Ц., 1968).

Океанические острова, так же как и многие наиболее крупные подводные горы, представляют собой, как правило, не единичные вулканы, а более сложные образования, состоящие из нескольких слившихся вулканов. На некоторых островах базальтовые лавовые покровы пронизаны глубинными интрузиями сиенитов, габбро, пироксенитов. Обращает на себя внимание также обилие пирокластического материала в составе пород, слагающих вулканические острова и мелководные подводные вулканы, чем они резко отличаются от глубоководных вулканов. Этот

Таблица 1

Размеры вулканических подводных гор и островов

№ п.п.	Формы рельефа	Количество	Площадь, тыс. км ²	Объем, тыс. км ³
1	Вулканические подводные горы высотой более 1 км	900	670	490
2	Вулканические подводные горы высотой менее 1 км	3000	750	180
3	Все подводные горы с погребенными под осадками основаниями			1000
4	Вулканические острова на ложе океана	45	180	260
5	То же, с погребенными под осадками основаниями			400
6	Вулканические острова на островных дугах	30	25	18
	Итого (округленно)	4000	1600	1400

материал представлен толщами пепла и горизонтами туфов базальтового состава. Например, при современных подводных извержениях в районах Исландии и Азорских островов энергичные выбросы пеплового материала привели к созданию новых островов Сюртсей и Капилиньюш (Лавров, 1973). Следует подчеркнуть, что подводные эксплозивные извержения на малых глубинах отличаются необычайной силой и частотой взрывов, что возможно, обусловлено образованием большого количества газов и паров, быстрым остыванием поверхности лавы под водой и практическим отсутствием гидростатического давления на мелководье.

Масштабы вулканической деятельности, приведшей к созданию подводных гор и островов Атлантического океана, весьма значительны. Как следует из табл. 1, общий объем слагающих их пород достигает 1,4 млн. км³. Однако этот материал накапливался в течение довольно длительного времени. Судя по данным о возрасте пород вулканических островов и определений возраста пород некоторых подводных гор, на дне Атлантического океана встречаются вулканические сооружения от

современных до верхнемеловых с возрастом до 120 млн. лет (Baker, 1973; Heezen et al., 1959; Uchupi et al., 1970; Wilson, 1963).

Перейдем к рассмотрению роли вулканического фактора в формировании подводных хребтов и поднятий. Малые Антильские и Южно-Сандвичевы острова располагаются на подводных дугообразных хребтах, обрамляющих с востока котловины морей Карибского и Скотия. Хребты представляют собой валообразные структуры с относительно выровненными вершинными поверхностями и ступенчатыми боковыми склонами. Проливы между возвышающимися на них островами образованы, вероятно, по линиям поперечных разломов, рассекающих хребты на ряд блоков, подобно тому, как это отмечено для Курильской островной дуги (Леонтьев, 1968). Осадочный покров на хребтах в целом тонкий, а на склонах местами прерывается совсем, обнажая вулканические породы фундамента. По геофизическим данным (Bunce et al., 1970; Hawkes, 1962), слой вулканогенных пород достигает здесь мощности 2—3 км, образуя утолщение, формирующее собственно массивы хребтов. Судя по геологическому строению островов, хребты сложены в основном андезитовыми лавами с вариациями от базальтов до дацитов (Хаин, 1971). Возраст пород — от палеогеновых до современных. На Малых Антильских островах многие вулканы являются действующими, а на Южно-Сандвичевых, судя по следам извержений, вулканы действовали в недавнем прошлом.

В тылу этих современных вулканических островных дуг располагаются аналогичные по строению подводные хребты: хр. Авес в Карибском море и безымянные хребты в восточной части моря Скотия. Судя по их положению и строению, они представляют собой, очевидно, более древние островные дуги, в настоящее время отмершие. Можно предполагать, что основная масса пород, формирующих эти хребты, также состоит из вулканитов, перекрытых маломощным осадочным чехлом. Все указанное свидетельствует о большой роли вулканических процессов в образовании фундамента хребтов островных дуг. Однако непосредственное формирование рельефа этих хребтов происходило, несомненно, за счет тектонических движений и разломов земной коры. Они привели к воздыманию и дугообразному изгибу хребтов, раздроблению их на блоки, обрамлению с внешней стороны системами сбросовых уступов.

Сходное соотношение вулканического и тектонического факторов в формировании подводного рельефа наблюдается на Срединно-Атлантическом хребте. Как известно, хребет представляет собой вытянутое сводообразное поднятие дна океана, поверхность которого сильно расчленена (Ильин, 1971; Леонтьев, 1968; Литвин и др., 1972; Heezen et al., 1959). Вдоль оси хребта протягивается серия рифтовых долин, окаймленных с обеих сторон рифтовыми грядами и раздробленными платообразными участками, составляющими в совокупности рифтовую зону. В обе стороны от нее простираются постепенно снижающиеся фланговые зоны (склоны хребта), местами разделенные уступами на ряд ступеней. Многочисленные поперечные разломы делят хребет на отдельные глыбы. В рифтовой зоне эти разломы выражены глубокими поперечными желобами, а на флангах хребта они прослеживаются по линейным уступам и зонам дробления подводного рельефа. Грядовый рельеф хребта образован сериями вытянутых по простиранию блоков с отн. высотой 500—800 м. Межгрядовые ложбины на флангах хребта частично заполнены рыхлыми осадками, а в рифтовой зоне осадочный покров практически отсутствует. Это свидетельствует о молодости подводного рельефа.

В настоящее время на Срединно-Атлантическом хребте собрано значительное количество проб коренных пород, главным образом на полигонах, выполненных советскими (на НИС «Академик Курчатов») и зарубежными экспедициями (Энгель и Энгель, 1968; Hekinian and Aumento, 1973; Melson et al., 1968; Van Andel et al., 1971). Новые данные по-

лучены также при глубоководном бурении (Initial Reports, 1969—73). Основную часть поднятых при этом пород составляют базальты различного состава. Меньшее распространение имеют ультраосновные породы, приуроченные исключительно к зонам поперечных разломов, а находки средних и кислых пород вообще единичны. Вулканогенные породы формируют фундамент Срединно-Атлантического хребта. Мощность вулканогенного (2-го) слоя по геофизическим данным в пределах хребта составляет 2—3 км (Le Pichon et al., 1965).

Среди базальтов хребта наиболее распространены океанические толеиты. Они составляют основную массу пород, слагающих фундамент и основания гряд и подводных гор. Вершины последних, как отмечалось выше, сложены в основном субщелочными и щелочными базальтами, которые встречаются также местами на склонах поперечных желобов и на флангах хребта в виде секущих тел в перекрывающих осадках. Высокоглиноземистые и плагиоклазовые базальты по встречаемости приближаются к щелочным и слагают, по-видимому, отдельные купола и короткие мощные потоки. Возраст базальтов в рифтовой зоне, по данным определений калий-аргоновым методом, обычно не превышает 10 млн. лет, тогда как на флангах он достигает 50 млн. лет и более (Hekinian and Aumento, 1973; Initial Reports, 1969—1973). Эти данные согласуются с возрастом вулканических пород рифтовой зоны Исландии и обрамляющих ее плато-базальтовых массивов, а также других вулканических островов.

Приведенные данные по морфоструктуре Срединно-Атлантического хребта и составу изверженных пород свидетельствуют о преимущественно трещинном типе вулканических излияний, приведших к формированию вулканогенного фундамента. Как известно при субаэральных извержениях на суше базальтовые лавы растекаются на больших площадях (до сотен и тысяч км²) и образуют потоки примерно одинаковой мощности. При подводных извержениях картина иная. Образцы подводных базальтов обычно представляют собой фрагменты шаровых лав с хорошо развитой стекловатой коркой закалывания. При ударе они рассыпаются на мелкие куски, а иногда трескаются самопроизвольно. Это свидетельствует, что базальтовые лавы при глубоководных излияниях быстро охлаждаются и поэтому не успевают растекаться на значительные расстояния. Вероятно, они образуют валообразные нагромождения, состоящие из коротких потоков с шаровидной или остроугольной отдельностью. Новые порции лав взламывают старые покровы, а шарообразные обломки скатываются по склону, образуя хаотические россыпи. Таким путем формируется микрорельеф Срединно-Атлантического хребта. Однако средние и крупные формы рельефа создаются, очевидно, за счет дифференцированных тектонических движений с образованием многочисленных разломов и сбросов в процессе сводового воздымания земной коры и ее раздвижения в обе стороны от осевого рифтового разлома (Литвин и др., 1972; Van Andel et al., 1971). В результате возникает вулканогенно-тектонический грядово-блоковый рельеф, характерный для поверхности Срединно-Атлантического хребта.

Еще одну группу форм подводного рельефа, в строении которых принимают участие вулканогенные породы, составляют океанические сводово-глыбовые поднятия, хребты и валы. К ним относятся, например, Бермудское плато, поднятия Демереера, Риу-Гранди, Сьерра-Леоне, Китовый хребет, вулканические массивы островов Канарских и Зеленого мыса, а также Антильский и Южно-Антильский внешние валы. По геофизическим данным (Bunce et al., 1970; Hawkes, 1962; Officer et al., 1952), фундамент этих морфоструктур сложен «надбазальтовым» слоем мощностью 1,5—2,0 км, почти повсеместно перекрытым осадочным чехлом мощностью 0,8—1,5 км. Вершинные поверхности поднятий, как правило, выровнены или слабо холмисты и осложнены местами отдельными

группами вулканических подводных гор или островов. Боковые склоны поднятий обычно образованы ступенчатыми сбросовыми уступами. Такие же уступы нарушают вершинные поверхности поднятий, что свидетельствует о наличии разломов, возникших, вероятно, при образовании этих морфоструктур за счет дифференцированных вертикальных тектонических движений.

Данных о составе пород, слагающих фундамент сводово-глыбовых поднятий, пока мало. Однако во всех случаях, когда удавалось поднять образцы пород, они оказывались океаническими базальтами. По-видимому, можно считать, что фундамент этих морфоструктур сложен покровами базальтов, образовавшихся за счет трещинных излияний. Возраст их, по данным глубоководного бурения (Initial Reports, 1969—1973), колеблется от позднемиоценового до палеогенового.

Следовательно, в формировании фундамента сводово-глыбовых поднятий и валов также основную роль играли вулканические процессы. Однако рельеф их обусловлен тектоническими причинами: сводовым воздыманием океанической земной коры и раздроблением ее системами разломов и сбросов на блоки. Окончательная моделировка подводного рельефа произошла при активном воздействии экзогенного выравнивания за счет накопления довольно мощного осадочного чехла.

Таблица 2

Размеры вулканогенного слоя на хребтах и сводово-глыбовых поднятиях

№ п.п.	Формы рельефа	Площадь, млн. км ²	Мощность, км	Объем, млн. км ³
1	Вулканические хребты островных дуг	0,4	2—3	1
2	Срединно-Атлантический хребет	24,0	2—3	60
3	Сводово-глыбовые поднятия и валы	4,0	1,5—2,0	6—8
	Итого (округленно)	28	2,4	67

Оценим масштабы вулканической деятельности при формировании фундамента подводных хребтов, поднятий и валов на дне Атлантического океана. Учитывая площади указанных морфоструктур и средние мощности вулканогенного слоя, общий объем пород, слагающих этот слой, может достигать 67 млн. км³ (табл. 2). Это указывает, что роль вулканизма в геологическом развитии дна океана оказывается гораздо более значительной, чем в развитии материков.

ЛИТЕРАТУРА

- Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. «Океанология», XV, вып. 2, 1975.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. «Океанологич. исслед.», № 21, 1971.
- Лавров В. М. Современный подводный вулканизм Срединно-Атлантического хребта. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1973.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Литвин В. М., Руденко М. В. Новые данные по геоморфологии дна юго-восточной части Атлантического океана. «Океанология», XI, вып. 2, 1971.
- Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. «Докл. АН СССР», 213, № 4, 1973.
- Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В., Удинцев Г. Б. Морфоструктура рифтовой зоны Атлантического океана в районах разломов «Курчатов» и «Атлантик», «Океанология», XII, вып. 4, 1972.
- Руденко М. В. Подводные горы Атлантического океана. «Изв. ВГО», 107, № 4, 1975.
- Хашин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Энгель А. Е. Д. и Энгель Ц. Д. Горные породы ложа океана. В сб. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука», 1968.

- Baker P. E.* Islands of the South Atlantic. In: The Ocean Basins and Margins, v. 1. The South Atlantic. N. Y.—London, 1973.
- Bunce E. T., Phillips J. D., Chase R. L. and Bowin C. O.* The Lesser Antilles Arc and the Eastern Margin of the Caribbean Sea. In: «The Sea», 4, part 2, 1970.
- Feden R. H.* Volcanic Rocks from Caryn seamount. «J. Geophys. Res.», 71, No. 6, 1966.
- Hawkes D. D.* The Structure of the Scotia Arc. «Geol. Mag.», 99, No. 1, 1962.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* The Floor of the Oceans. 1. The North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 65, 1959.
- Hekinian R. and Aumento F.* Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53° N in the North Atlantic ocean. «Mar. Geol.», 14, No. 1, 1973.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, I—XV. Nation. Sci. Found., Washington, 1969—1973.
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E.* Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 1. Seismic refraction measurements. «J. Geophys. Res.», 70, No. 2, 1965.
- Melson W. G., Thompson G. and Van Andel T. H.* Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude. «J. Geophys. Res.», 73, p. 5925—5941, 1968.
- Officer C. B., Ewing M. and Wuenschell P. C.* Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Part IV: Bermuda, Bermuda Rise and Nares Basin. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 63, No. 8, 1952.
- Uchupi E., Phillips J. D. and Prada K. E.* Origin and structure of the New England Seamount Chain. Deep-Sea Res., 17, No. 3, 1970.
- Ulrich J.* Geomorphologische Untersuchungen an Tiefseekuppen in Nordatlantischen Ozean. Tagungsbericht und Wissenschaft. Abhandlungen, Wiesbaden, 1970.
- Van Andel T. H., Von Herzen R. P. and Phillips J. D.* The Vema Fracture Zone and the Tectonics of tranverse shear zones in oceanic crystal plates. «Mar. Geophys. Res.», 1, No. 3, 1971.
- Wilson J. T.* Evidence from islands on the spreading of ocean floor. Nature, 197, N 4867, 1963.

Атлантическое отделение
Института океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
4.XI.1975

SIGNIFICANCE OF VOLCANISM FOR THE FORMATION OF BOTTOM RELIEF OF THE ATLANTIC OCEAN

V. M. LITVIN, M. V. RUDENKO, G. S. KHARIN

Summary

The features of the volcanic structure and distribution on the Atlantic ocean bottom based on the materials of the expedition investigations and published charts and papers are described. The volcanic processes play the main part in the forming of the seamounts and oceanic islands. The total volume of the volcanic rocks, the forms built of, is 1,4 mil. km². The formation of the submarine ridges and arch. block rises is caused by the tectonic movements but the volcanic processes play the main role in forming the basement of these morphostructures. The total volume of the volcanic rocks in the morphostructures reaches 67 mil. km².

УДК 551.4.03 : 528.7

Е. М. НИКОЛАЕВСКАЯ

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА

Рельеф земной поверхности оказывает существенное влияние на деятельность человека. Его оценке придается большое значение при решении народнохозяйственных задач.