

УДК 551.242.2(263)

СТРУКТУРЫ И ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

© 1998 г. А. О. Мазарович

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.97 г.

Вблизи северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки располагаются архипелаги вулканических островов и подводные горы. Проводится сравнительный анализ из строения, развития и времени формирования на основании разнообразного картографического материала, спутниковой альтиметрии, анализа более 700 определений абсолютного возраста и данных полевых исследований на островах Зеленого Мыса.

Основными структурными подразделениями островов тропической Атлантики являются цоколь и вулканический комплекс, которые формировались на деформированном основании. Образование комплексов началось с внедрения интрузивных и дайковых серий которые сменялись излияниями лав. В миоцен-четвертичное время около Западной Африки устанавливается несколько циклов формирования эфузивных и субвулканических комплексов (ранний миоцен, плиоцен, четвертичное время). В позднем миоцене намечается период относительного покоя. Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности формирования тел или иных образований, как правило, во времени не совпадают. Устанавливается асимметрия в проявлении магматических событий на востоке и западе Атлантики в кайнозойское время.

Для Канарского архипелага показано, что прогрессивное изменение возраста вулканических образований вдоль его простирации отсутствует, что приводит к заключению об отсутствии в данном районе следа горячей точки и необходимости поиска иных моделей.

Вблизи пассивных окраин северо-западной Африки и северо-востока Южной Америки, в пределах континентального подножья, склона и шельфа, располагаются вулканические острова [24] и многочисленные подводные горы. В восточной части Атлантического океана, между 34°с.ш. и 15°05' ю.ш., это архипелаги (рис. 1, таблица) – Канарский, Мадейра, Зеленого Мыса, а также отдельные острова Камерунской линии – Аннобон, Бийого (ранее – Фернандо-По), Принсиpi и Сан-Томе. Вблизи оси Срединно-Атлантического хребта расположен о-в Вознесения. Около побережья Южной Америки – острова Фернанду-ди-Норонья и Рокас. Общая площадь островов или, соответственно, областей наземного кайнозойского вулканизма, превышает 12000 км². Вместе с тем, если учитывать части океанической коры, в которых установлены силлы, подводные горы, структуры протыкания, то общая площадь области магмовыведения может оказаться на порядок большей. Изучение этих зон имеет большой интерес для понимания эволюции пассивных окраин Африки и Южной Америки, а также приэкваториальной части Атлантического океана.

Наиболее распространенной гипотезой о происхождении большинства островов Атлантического океана является идея горячей точки или движения пломов, диаметр которых может дости-

гать 500 км (например, [20, 25]). Напомним, что “Т. Вильсон и П. Морган предположили, что ... отмершие вулканы, тянувшиеся “хвостами” позади современных активных вулканов, представляют собой следы прохождения литосферных плит над неподвижными горячими точками в мантии Земли. Когда плита проходит над горячей точкой, она как бы зажигательным стеклом проплавляется снизу и возникает вулканический очаг, питающий поверхностный вулкан. Когда плита уходит от горячей точки, вулкан перестает быть активным, отмирает и вместе с плитой движется в сторону от горячей точки, наращивая тем самым отмерший вулканических хребет” [3, с. 121]. Анализ строения архипелагов островов Центральной Атлантики и данных о возрасте вулканализма привел автора статьи к необходимости вновь обратиться к вопросу о природе магматической активности в указанном регионе.

Вещественный состав пород островов, в меньшей степени подводных гор, особенности их геохимии и петрологии останутся за пределами нашего внимания, так как этим вопросам посвящена многочисленная литература. Вместе с тем, весьма скромное место в публикациях занимает сравнительно-геологический анализ этих структур, их положения в пространстве, развития и

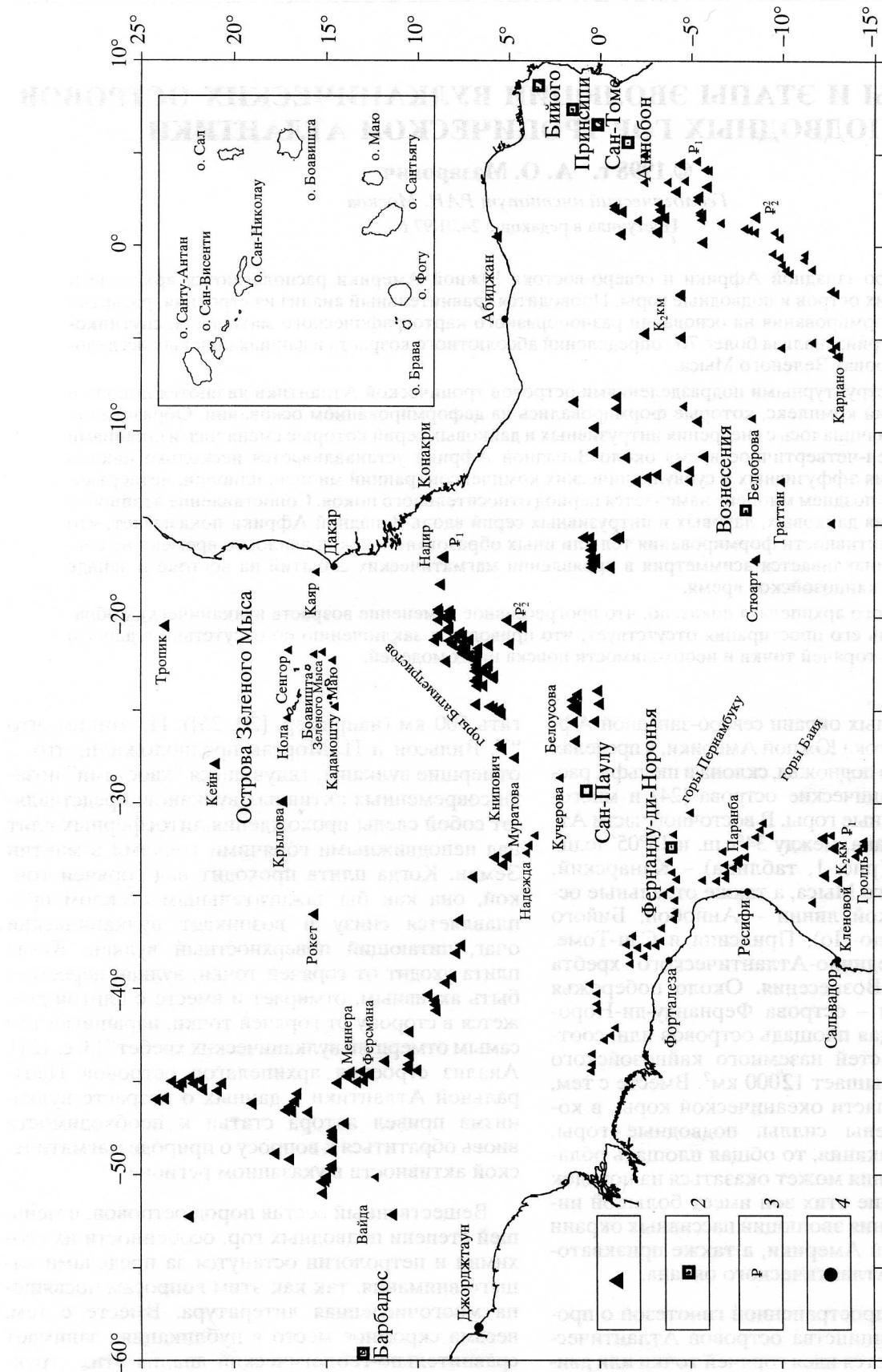


Рис. 1. Положение и названия основных подводных гор и островов в тропической Атлантике. На врезке показан архипелаг Островов Зеленого Мыса
 1 – подводные горы; 2 – острова; 3 – возраст драгированных пород; 4 – города.

Основные характеристики крупнейших вулканических островов Центральной Атлантики

Остров	Широта, градусы	Долгота, градусы	Площадь, км ²	Высота, м	Высота над дном, м	Подъем в квартере, м	Древнейший магматизм, млн. лет	Последнее извержение, год
Боавишта	16.12	-23.17	620	620	3400	150	-	-
Брава	14.83	-25.25	64	976	5000	235	5	-
Фогу	14.92	-24.62	476	2829	7000	114	-	1995
Ильеу-Бранку	16.67	-25.30	3	327	2800	-	-	-
Ильеу-Гранди	14.97	-24.07	2	96	4300	52	-	-
Маю	15.25	-23.67	269	436	3400	265	99.8	-
Сал	16.75	-22.93	216	164	3400	105	-	-
Санту-Антан	17.08	-25.75	779	406	5000	4	-	-
Сан-Николау	16.62	-24.75	343	1979	4300	250	-	-
Сан-Висенти	16.83	-25.00	227	1304	3300	70	-	-
Санта-Лузия	16.75	-24.62	135	774	2900	52	-	-
Сантьягу	15.83	-23.67	991	395	4800	168	-	-
Фуэртевентура	28.50	-14.00	1731	860	3800	-	48	-
Гран Канария	27.92	-15.58	1376	1950	5500	28	14.5	-
Иерро	27.95	-17.93	227	1521	5500	-	3.05	1793?
Гомера	28.18	-17.37	378	1484	5000	-	12.7	-
Ла Пальма	28.75	-17.83	728	2424	5800	-	3.5	1971
Лансароте	29.00	-13.67	741	682	2300	-	15.5	1824
Тенериф	28.33	-16.67	2058	3718	7200	-	15.68	1909
Фернанду-ди-Норонья	-3.83	-32.42	16.9	320	4300	60-70	21.9	-
Дисерташ	32.52	-16.52	13	-	-	-	-	-
Мадейра	32.63	-16.92	728	1861	-	100-400	1.81	-
Порто Санто	33.75	-16.42	69	-	-	350	13.1	-
Аннобон	-1.43	5.63	-	655	5000	-	19.2	1898
Вознесения	-7.97	-14.39	93	859	4000	-	4.5	-
Принципи	1.63	7.40	114	948	4000	-	30.6	-
Сан-Томе	0.24	-6.59	-	2024	-	-	15.7	-

Примечание. прочерк – нет данных. Таблица составлена с использованием данных: Григорьева Г.Н., Энциклопедия региональной геологии Мира, Mitchell-Thome R.C., Hoerne K., Mitchell J.G., Le Bas M.J., Feraud G., Ancochea E., Abdel-Monem A., Piper J.D.A., Grunau H.K., Cornen G., Maury R.C., Ferreira M.P., Baker P.E. Weaver B.L., Garlach D.C.

времени формирования. На этих вопросах и будет сосредоточено внимание в статье.

Отметим, что в ходе нашего исследования была составлена база данных по возрастам магматических пород и характеристикам островов на ос-

новании более сотни публикаций. В связи с тем что такой список не может быть приведен в журнале, мы вынуждены ссылаться в примечаниях на первых авторов работ. Практически все датировки возраста были определены K/Ar-методом.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Анализ разнообразного картографического материала, включая данные по спутниковой альтиметрии [18, 27], показывает, что центры магматической активности располагаются на шельфе и континентальном склоне (остров Байого), континентальном подножии (Канарские острова), на поднятиях в абиссальной котловине (Острова Зеленого Мыса), в пределах Срединно-Атлантического хребта (остров Вознесения). Они могут формировать архипелаги сложной формы (острова Зеленого Мыса), цепи той или иной ориентировки (горы Новой Англии, Мартин Вак) и монопостройки или их группы, поверхности которых могут располагаться на различных глубинах или выходить над уровнем моря [5, 17 и др.].

По отношению к пассивным частям трансформных разломов вулканические сооружения в тропической Атлантике могут занимать различное положение. В одних случаях цепи или группы вулканических гор пересекают их под различными углами (горы Пернамбуку, Баия, Камерунская линия) – южнее экватора и до 15° ю.ш., западнее Срединно-Атлантического хребта, они имеют простирации порядка 315° – 320° , восточнее – 40° – 45° . В других – вулканические сооружения располагаются между крупными разломами и не имеют с ними видимых “контактов”. При этом они могут формировать сложно построенные группы вулканических аппаратов (Острова Зеленого Мыса), отдельные аппараты или их цепи (например, цепь из пяти подводных гор западнее рифта Вознесения–Боде–Верде). Последние могут находиться также на поднятиях, субпараллельных разломным трогам (подводные горы на хребте Рессерчер). В целом создается впечатление, что формирование зон магматизма вне пределов гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта связано с вторичными деформациями океанических плит, которые создают благоприятные условия для образования зон проницаемости.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Анализ строения 20 океанических островов тропической Атлантики свидетельствует о том, что они слагаются вулкано-плутоническими и эфузивными комплексами, образующими палеоподнятие и основную постройку острова (рис. 2), и иногда породами основания, которое существовало до начала проявления магматизма, приведшего впоследствии к формированию всей вулканической постройки.

Комплексы докайнозойского основания островов, точнее, их фрагменты, установлены на Островах Зеленого мыса (Маю, Сантьягу, возможно, Сал) и на Канарских островах (Фуэртевентура). Они представлены вулканогенными и осадочными породами мезозойского возраста, которые смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями.

Основание о-ва Маю сложено [6, 26] позднеюрскими толеитовыми пиллоу-лавами, гиалокластитами и туфами. Выше располагаются позднеурочно-неокомские известняки (300–350 м) с кремнистыми конкрециями. Выходы сходных пород известны и на северо-востоке о-ва Сантьягу. Породы апт-альбского возраста (100–150 м) представлены мергелями и черными аргиллитами. Альб-сеноманская толща слагается туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, мергелями и известняками. Вверх по разрезу, после размытия, их сменяют грубообломочные вулканогенные породы: туфы, агломераты, туфоконгломераты, которые формировались в наземных условиях. Среди обломков обнаружены пироксениты, якупириты и другие интрузивные породы.

На острове Фуэртевентура [26] меловые толщи сложены глинистыми сланцами и мергелями с прослоями песчаников. Выше залегает известняково-мергелистая серия и темные глинистые сланцы с прослоями известняков. Верхняя часть комплекса основания слагается песчаниковой и кремнистой толщами, а также известняками с линзами кремней. Общая мощность описанных пород – 700 м. Они смяты в складку, запрокинутую на север-северо-восток, и нарушены разломами.

Таким образом, во всех известных случаях породы докайнозойского основания вблизи Северо-Западной Африки перед началом формирования вулкано-плутонической ассоциации островов были деформированы.

Комплексы палеоподнятия представляют собой совокупность структурно-вещественных (вулкано-плутонических) ассоциаций, сформировавшихся до начала широкого проявления эфузивного магматизма. Эти комплексы обстоятельно изучены на многих островах тропической Атлантики. На Канарских островах принимается, например, [20], что они образовались в стадию щитового вулкана. В связи с тем что далеко не всегда можно доказать существование подобного рода постройки, мы будем применять термин “палеоподнятие”. В его состав могут входить три комплекса.

1. *Интрузивные комплексы* формировались (см. рис. 2) в несколько этапов и могут представлять собой либо субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, монцонитов, либо расслоенные габро-сиенитовые

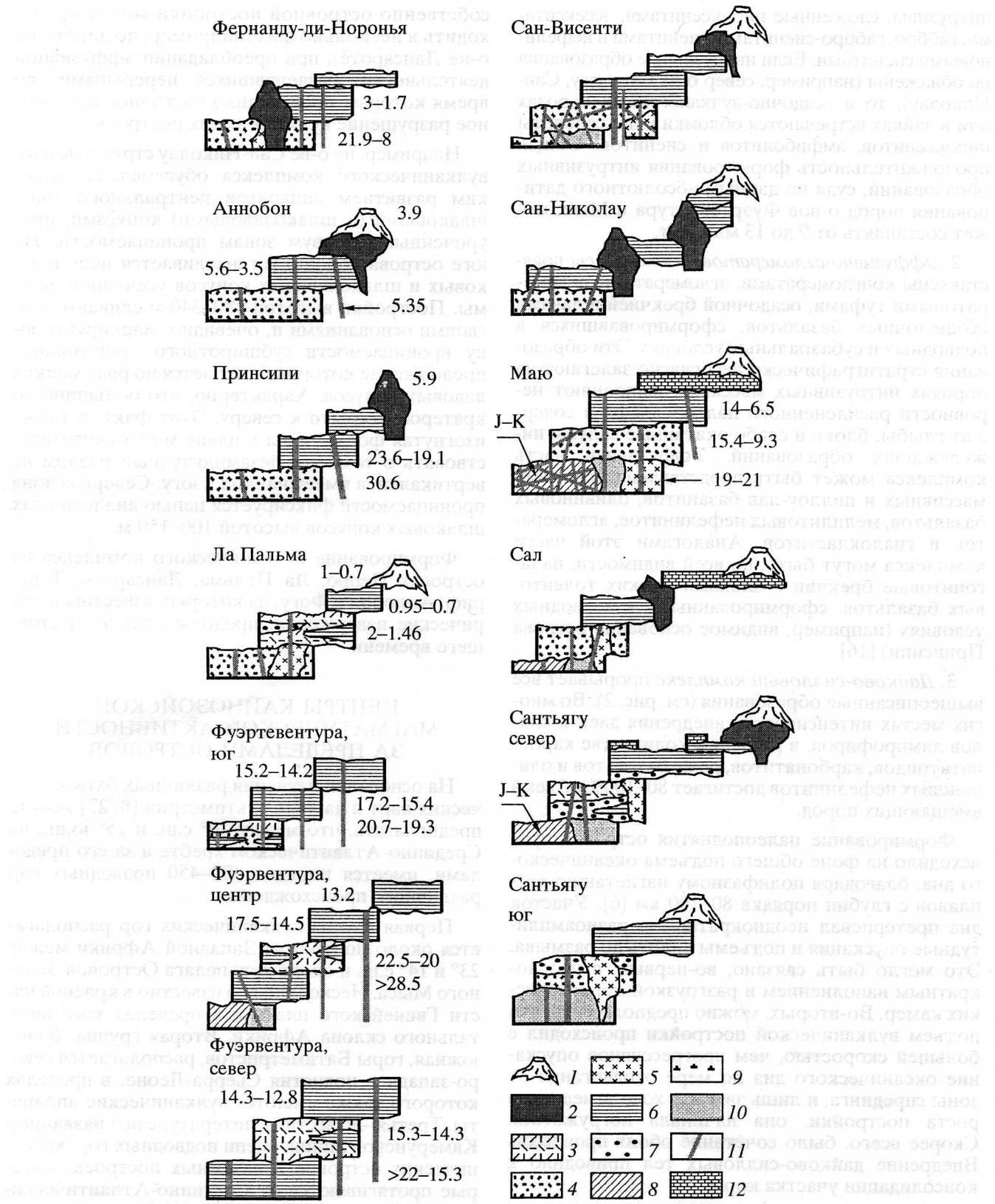


Рис. 2. Идеализированные разрезы вулканических островов тропической Атлантики.

1 – шлаковые конусы; 2 – купола, экструзии; 3 – туфы; 4 – агломераты, брекчии; 5 – габбро-сиенитовые интрузии; 6 – лавы; 7 – конгломераты; 8 – мезозойские образования; 9 – базальты основания (?) о-ва Сан-Винсенти; 10 – интрузивные комплексы; 11 – дайки; 12 – калькарниты. Цифры – абсолютный возраст пород, млн. лет.

интрузивы, сложенные пироксенитами, эсекситами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Если интрузивные образования не обнажены (например, север о-ва Сантьягу, Сан-Николау), то в осадочно-вулканогенных породах или в дайках встречаются обломки или ксенолиты пироксенитов, амфиболитов и сиенитов. Общая продолжительность формирования интрузивных образований, судя по данным абсолютного датирования пород о-вов Фуэртевентура и Маю, может составлять от 9 до 13 млн. лет.

2. Эффузивно-агломератовые комплексы представлены конгломератами, агломератами, агломератовыми туфами, осадочной брекчии и лавами субщелочных базальтов, сформировавшихся в подводных и субаэральных условиях. Эти образования стратиграфически несогласно залегают на породах интрузивных массивов, выполняя неровности расчлененного палеорельефа и содержат глыбы, блоки и слабо окатанные валуны нижележащих образований. Эффузивная часть комплекса может быть представлена потоками массивных и пиллоу-лав базанитов, оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов, агломератов и гиалокластитов. Аналогами этой части комплекса могут быть, по всей видимости, палагонитовые брекчии с блоками свежих толеитовых базальтов, сформированными в подводных условиях (например, видимое основание острова Принципи) [16].

3. Дайково-силловый комплекс прорывает все вышеописанные образования (см. рис. 2). Во многих местах интенсивность внедрения даек и силлов лампрофиров, в меньшем количестве карбонатоидов, карбонатитов, реже базальтов и оливиновых нефелинитов достигает 80–100% объема вмещающих пород.

Формирование палеоподнятия островов проходило на фоне общего подъема океанического дна, благодаря полифазному нагнетанию расплавов с глубин порядка 80–100 км [6]. Участок дна претерпевал неоднократные и разноамплитудные опускания и подъемы вплоть до размытия. Это могло быть связано, во-первых, с неоднократным наполнением и разгрузкой магматических камер. Во-вторых, можно предположить, что подъем вулканической постройки происходил с большей скоростью, чем прогрессивное опускание океанического дна по мере отодвигания от зоны спрединга, и лишь затем, в ходе замедления роста постройки, она начинала погружаться. Скорее всего, было сочетание обоих процессов. Внедрение дайково-силловых тел приводило к консолидации участка коры.

Вулканический комплекс островов представляет совокупность структурно-вещественных ассоциаций, сформировавших в субаэральных и аэральных условиях систему наземных вулканических построек различного типа. Образование

собственно островной постройки могло происходить в несколько фаз (например, до девяти на о-ве Лансароте), при преобладании эффузивной деятельности, разделявшихся перерывами, во время которых происходило частичное или полное разрушение вулканических построек.

Например, на о-ве Сан-Николау структура неовулканического комплекса обусловлена широким развитием аппаратов центрального типа, шлаковыми (и шлаколовыми) конусами, приуроченными к двум зонам проницаемости. На юге острова хорошо устанавливается цепь шлаковых и шлаколовых конусов усеченной формы. Постройки высотой 180–340 м сливаются со своими основаниями и, очевидно, маркируют зону проницаемости субширотного простириания, продолжение которой намечается по ряду мелких лавовых конусов. Характерно, что большинство кратеров открыто к северу. Этот факт, а также изогнутая форма зоны в плане могут свидетельствовать о том, что безамплитудный разлом не вертикален, а имеет наклон к югу. Северная зона проницаемости фиксируется цепью аналогичных шлаковых конусов высотой 100–150 м.

Формирование вулканического комплекса на островах Иерро, Ла Пальма, Лансароте, Тенериф, Аннобон и Фогу, на которых известны исторические извержения, продолжается до настоящего времени.

ЦЕНТРЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗА ПРЕДЕЛАМИ ОСТРОВОВ

На основании изучения различных батиметрических карт и данных альтиметрии [8, 27] можно предполагать, что между 30° с.ш. и 15° ю.ш., на Срединно-Атлантическом хребте и за его пределами, имеется порядка 400–450 подводных гор различного происхождения.

Первая группа вулканических гор располагается около побережья Западной Африки между 23° и 14° с.ш. и около архипелага Островов Зеленого Мыса. Несколько гор известно в краевой части Гвинейского плато и в пределах континентального склона Африки. Вторая группа, более южная, горы Батиметристов, располагается северо-западнее поднятия Сьерра-Леоне, в пределах которого также имеются вулканические аппараты. Третья – известна в литературе под названием Камерунской линии – цепи подводных гор, вулканических островов и наземных построек, которые протягиваются от Срединно-Атлантического хребта до плато Адамана в пределах западного Камеруна. В Гвинейском заливе развиты многочисленные подводные горы, так называемые горы Гвинейского залива. Около побережья северо-восточной Бразилии располагаются три группы

подводных гор: горы Баия, горы в районе острова Фернандо ди Норонья и горы Пернамбуку. Количество подводных вулканических гор в тропической Атлантике увеличивается в сторону континентов.

Проведенная нами статистика глубин оснований 400 подводных гор показала, что большинство из них (312) располагается на глубинах 1700–2800 м, т.е. в пределах приподнятых участков океанских котловин и в пределах Срединно-Атлантического хребта. На абиссальных глубинах (3300–4800 м) их существенно меньше. Чаще всего встречаются горы высотой от 600 до 1200 м, в меньшем количестве – от 1400 до 2000 м. Еще меньше гор с высотами 2000–5000 м. Высота вулканических сооружений, выходящих из под воды, относительно прилегающих участков дна изменяется от 1900 м (о-в Грасиоза, Азорские острова) до 7000 (о-в Фогу, Острова Зеленого Мыса) – 7200 м (о-в Тенериф, Канарские острова). Можно предполагать, что формированию групп гор предшествует поднятие океанической коры, вероятнее всего, связанное с внедрением магматических образований в виде дайково-силловых или интрузивных комплексов – аналогов палеоподнятия островов.

Вблизи Островов Зеленого Мыса сосредоточено (см. рис. 1) большое количество подводных гор (Сеньюор, Боавишта, Кабо-Верде, Маю, Жоал и др.), вершины которых расположены на глубинах от 80 до 1500 м [8]. Работы, проведенные на горе Синьор, которая расположена (см. рис. 1) в 50 км к северо-востоку от о-ва Сал, показали [2], что ее подножие лежит на глубине 3500 м, а вершина – на 302 м. По данным НСП, все слои осадочного чехла прорываются породами акустического фундамента. Это привело к выводу о том, что гора представляет собой басмолит. К миоценовым интрузиям [30] были отнесены образования невысокого хребта, вытянутого вдоль 16° с.ш., и ряд диапировых структур, известных в районе бурения скважины DSDP 368. Последняя вскрыла силлы оливиновых диабазов с возрастом 19 млн. лет. Сопоставление разреза скважины с данными НСП позволило интерпретировать многочисленные диапировые структуры и ряд отражающих площадок как внедрения магматических расплавов (штоки, силлы), которые и сформировали куполовидное поднятие – плато Зеленого Мыса. Проявления магматизма известны и в районе скважины 138 [19], в которой были пробурены два силла или потока базальтов щелочного типа мощностью в 0.5 и 50 м на глубинах 434 и 437 м соответственно.

К северу от Островов Зеленого Мыса располагается регион с широким развитием структур протыкания (“piercement structures”) [19] – изолированных образований, имеющих диаметр от 2 до

4 км в диаметре, высоту до 100 м и углы наклона до 30°. Они прорывают хорошо стратифицированные осадки и образуют холмы. Вблизи этих тел осадочный чехол приподнят и нарушен. На одном из холмов была пробурена скважина DSDP 141, которая на глубине 295 м вскрыла сильно измененные базальты. Сходные диапирсы [19] были также обнаружены в районах скважин DSDP 140 и 139.

К северо-востоку от Островов Зеленого мыса, на континентальном склоне Сенегала [9], располагается гора Каяр (см. рис. 1). Она имеет диаметр основания в 15 км и возвышается надо дном более чем на 1500 м. Судя по деформациям осадочного чехла, возраст подъема горы доплиоценовый и, скорее всего, миоценовый.

Западнее Островов Зеленого Мыса, в пределах абиссальной котловины, были изучены подводные горы Крылова и Безымянная-640 [1]. Первая из них (см. рис. 1) представляет собой изометричную вулканическую постройку центрального типа, которая слагается потоками щелочных оливиновых базальтов, гиалокластитами, сильно измененными гидротермальными процессами. С горы были подняты осадочные породы средне-позднеолигоценового и маастрихтского возрастов. Гора Безымянная-640 вытянута в субмеридиональном направлении. Она представляет собой экструзию массивных базальтов, перекрытых железо-марганцевыми и фосфатными породами, а также известняками верхов нижнего эоцена и верхнего олигоцена.

Со всеми вышеперечисленными районами связаны гравитационные положительные аномалии, которые хорошо выделяются на альтиметрических картах. В связи с этим мы полагаем, что обширный (1275 × 525 км) регион с положительными гравитационными аномалиями между разломами Кейн и Зеленого Мыса соответствует полю развития миоценового щелочного магматизма с общей площадью около 670000 км² (для сравнения: территория Франции – 551000 км²).

Магматическая активность в кайнозойское время протекала и юго-восточнее Островов Зеленого Мыса. Так, на склоне Гвинейской континентальной окраины установлено несколько вулканических аппаратов разного размера [10, 11]. Наиболее крупный из них гора Надир, имеет высоту 2400 м и диаметр 16 км (см. рис. 1). Поверхность горы (глубина 840 м) эродирована. Шесть мелких конусов, высотой до 250 м и диаметром в первые километры, располагаются в средней части склона на глубинах около 2500 м. Вулкан слагается крупнопорфировыми базальтами и трахитами. Базальты близки к аналогичным породам базального комплекса о-ва Фуэртевентура и Островов Зеленого Мыса. Радиологический возраст пород – 58.6 ± 0.5 млн. лет (ранний палеоген).

Предполагают, что в постэоценовое время произошло опускание горы минимум на 900 м.

Горы Батиметристов, судя по данным альтиметрии (см. рис. 1), протягиваются от Гвинейского разлома в юго-западном направлении практически до разлома Страхова. Одна из гор, гора Уитни (Краузе) [23], располагается на севере группы и состоит из четырех поднятий с общим центром в районе $8^{\circ}42'$ с.ш., $20^{\circ}07'$ з.д. Вершины расположены на глубинах 1100, 514 и 892 м. С северо-восточной стороны были подняты лампрофир и брекчии с возрастом 53.3–55.4 млн. лет. Из брекчий были определены фораминиферы раннеэоценового возраста. Породы сходного состава обнаружены в формации Казас Вельяс на о-вах Маю, Аннобон, Фернанду-ди-Норонья, на Бермудском поднятии и на банке Горриндж [23].

В пределах возвышенности Сьерра-Леоне [7] подводные горы слагаются трахиандезитами, туфами трахитов и туфоконгломератами, базальтами и туфами, покрытыми толстыми корками фосфатисто-железо-марганцевых корок, с возрастом от 36 до 43 млн. лет.

В более северных районах, на Канарских островах, также известны структуры, сформировавшиеся в период кайнозойской магматической активности. Обработка [20] данных многоканального профилирования и записей донных сейсмографов северо-восточнее о-ва Лансароте, в пределах зоны спокойного магнитного поля, показала наличие толщи хаотических фаций – UCF (Unit of Chaotic Facies), вероятнее всего, магматического происхождения. Ее распространение совпадает с пологим поднятием северо-восточного простирания, с глубинами порядка 2000 м и абсолютным превышением в 1000 м. На поднятии установлено несколько подводных гор с глубинами на вершинах менее 1000 м. UCF имеет аномально (по сравнению с нижележащими породами) высокую скорость преломленных волн (4.2 и 3.1 км/с соответственно), и ее возникновение связывают с действием Канарской горячей точки.

Острова и подводные горы около побережья Бразилии имеют строение близкое к строению структур западно-африканского региона. Архипелаг Фернанду-ди-Норонья, с общей площадью 184 км², представляет собой группу небольших островов и скал [8, 29]. Анализ альтиметрических данных [27] показывает, что они являются частью цепи подводных гор (не менее 10), которые протягиваются вдоль $3^{\circ}50'$ ю.ш. до континентального подножья Южной Америки. На острове Фернанду-ди-Норонья [8, 28] выделены три основных комплекса (см. рис. 2). Наиболее древний, с возрастом 219–8 млн. лет, состоит из пироклассических пород, прорваных телами высокощечочных базальтов, эссекситов, куполами трахитов, фонолитов и дайками лампрофиров. Туфы

содержат ксенолиты нефелиновых сиенитов, роговообманковых габбро и пироксенитов. Лавы в комплексе отсутствуют. После эрозионного перерыва изливались потоки нефелиновых базальтов, которые переслаиваются с туфами и брекчиями и прорваны множеством даек сходного состава. Возраст комплекса – 1.7–6.64 млн. лет. Эффузивная деятельность завершилась излиянием потока базальтов на севере острова.

Подводные горы Баия [13] располагаются (см. рис. 1) в восточной части Бразильской котловины и включают 45 пиков, образующих три субпараллельные цепи. Они разделены глубоководными впадинами, заполненными осадками. Северо-восточная цепь имеет общее основание с глубиной 3600 м, над которым возвышаются удлиненные в северо-восточном направлении поднятия с пологими склонами и выровненными плоскими вершинами: горы Штокса – 1480 м, Грелля – 1860 м и ряд безымянных с глубинами 2160 м и более. В группе есть также горы, которые имеют коническую форму. С одной из них были подняты измененные базальты с возрастом 62 ± 4 млн. лет. Третья разновидность гор представляет собой удлиненные поднятия, увенчанные несколькими вершинами. Четвертым типом гор являются удлиненные поднятия с одной выровненной вершиной. С одной из них были получены базальты сеноманского возраста. Юго-западная ветвь группы гор (хребет Ферраш) имеет простижение 310° , пересекает западную часть разлома Боде-Верде и представляет собой цепь конических гор протяженностью более 320 км.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОДВОДНЫХ ГОР

Ранее автором [4] высказывалось предположение, что вдоль побережья Западной Африки расположена Зеленомысско-Иберийская область тектоно-магматической активизации. В самом общем виде здесь устанавливались позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная фазы магматизма. Для уточнения картины времени формирования магматических событий был предпринят целенаправленный поиск опубликованных данных о возрасте пород в тропической части Атлантического океана и его обрамлении. Работа показала, что определение фаз магматизма проводилось для отдельных островов или архипелагов, вместе с тем обобщающего результата для приэкваториальной Атлантики автору найти не удалось. Всего было обнаружено более 700 определений абсолютного возраста различных пород. Эта информация была введена как составная часть геологической базы данных, организованной в Accses 2.0. Вслед за многими исследователями, например, [12], автор допускает,

что получаемые результаты могут отражать общие закономерности времени формирования магматических серий. Вместе с тем, очевидно, что отсутствие молодых возрастных датировок на Островах Зеленого Мыса (см. рис. 4Д) связано не с отсутствием эфузивной деятельности, а с недостаточностью опробования этих пород. Для обработки использовалась статистическая программа Statistica, версия 4.3.

Статистическая обработка всех собранных данных как по восточной, так и по западным частям тропической части Атлантического океана свидетельствует (рис. 3) о постепенном нарастании магматической активности, начиная с альбского времени. Этот процесс распадается на два главных этапа: 25–100 млн. лет (поздний олигоцен–альб) и 0–25 млн. лет (четвертичный период–рубеж олигоцена и миоцена).

В течение первого этапа магматизм проявлялся дискретно с перерывами по 5–7 млн. лет. Незначительное усиление намечается на рубежах сантонова и кампана (80–82 млн. лет), мела и палеогена (63 млн. лет), а также в позднем олигоцене. Второй этап начался на рубеже позднего олигоцена и раннего миоцена (23 млн. лет) и, в отличие от первого, характеризуется существенным усилением магматических событий, с максимальным всплеском в плиоцен–четвертичное время. На фоне общего усиления активности можно наметить три относительных спада: в конце раннего миоцена (около 16 млн. лет), в конце позднего миоцена (около 8.5 млн. лет) и на рубеже плиоцена и раннего плейстоцена (около 2 млн. лет). Магматические явления в неогене имеют основной максимум на рубеже раннего и среднего миоцена, в миоцене (около 14 млн. лет) и существенно менее выраженный в позднем миоцене (около 9 млн. лет). Усиление магматической активности наблюдается также в миоцен–плиоценовое время (около 5.5–3 млн. лет) и в четвертичном периоде (около 0.5–0.6 млн. лет).

Геологические данные подтверждают эти выводы. В Сенегальской впадине главный тектонический эпизод приходится на лютет (средний эоцен). Установлено [22], что активная седиментация, обусловленная погружением фундамента, началась здесь с мелового времени. Отмечаются две трансгрессии (палеоцен–эоценовая и средне–позднемиоценовая). Важнейшими несогласиями считаются ранее–среднесеноманско и олигоценовое, которые известны повсеместно и характеризуются сильнейшими эрозионными процессами [9]. Кроме того, в пределах Сенегальской впадины имеется несколько районов, в которых установлены проявления магматизма в мелу и кайнозое. В частности, сиенитовая интрузия позднемаастрихтского возраста была вскрыта буровой скважиной на глубине 463 м северо–восточнее Дакара. Напомним, что в верхах альб–сеноманской толщи на о-ве Маю обнаружены обломки щелочных интрузивных пород.

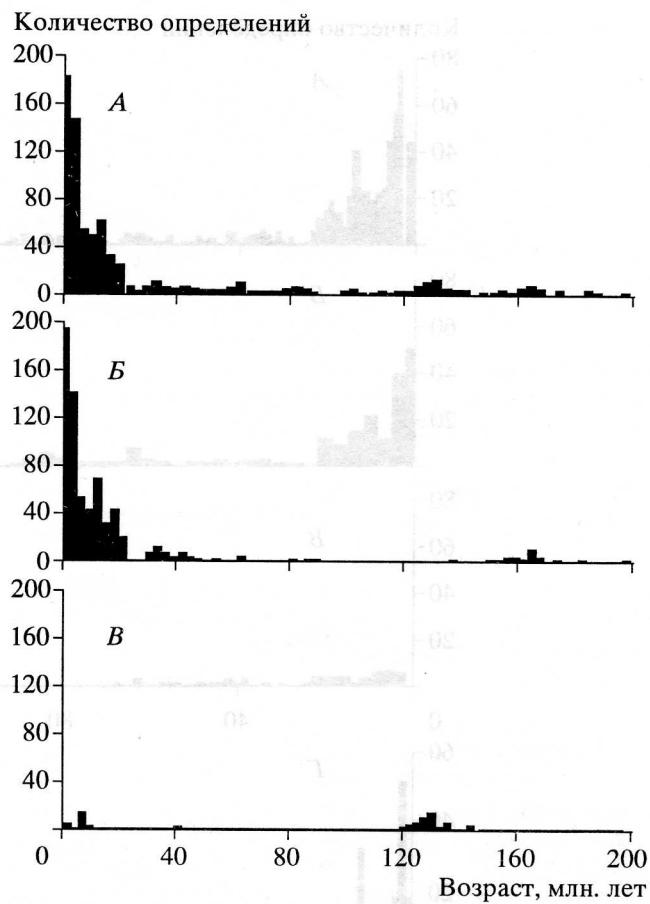


Рис. 3. Распределение данных по абсолютному возрасту магматических пород в тропической Атлантике: А – в целом, Б – около Западной Африки, В – около Южной Америки.

Сравнение этапов магматической активности на западе Атлантического океана и вдоль Западной Африки показало, что на раннем, мел–олигоценовом, этапе эти процессы протекали существенно интенсивнее в районе подводных гор Новая Англия и на банке Горриндж. Близкие определения возраста были получены для подводных гор Баия и Батиметристов.

Анализ данных о времени формирования дайковых комплексов от о-ва Мадейра до Камерунской линии (рис. 4Б) показывает, что их внедрение началось с эоцена и продолжалось до четвертичного времени и происходило в четыре этапа. Эоцен–олигоценовый этап отличается слабым проявлением дайкового магматизма, который разделялся периодами отсутствия активности, продолжительностью до 8–9 млн. лет. Он завершился примерно в середине олигоцена (около 30 млн. лет) и отделялся от следующего этапа перерывом около 7 млн. лет. Ранне–среднемиоценовый этап достиг апогея около 20.4 млн. лет. За ним последовал перерыв продолжительностью около 2 млн. лет. Следующий, средне–познемиоценовый, этап

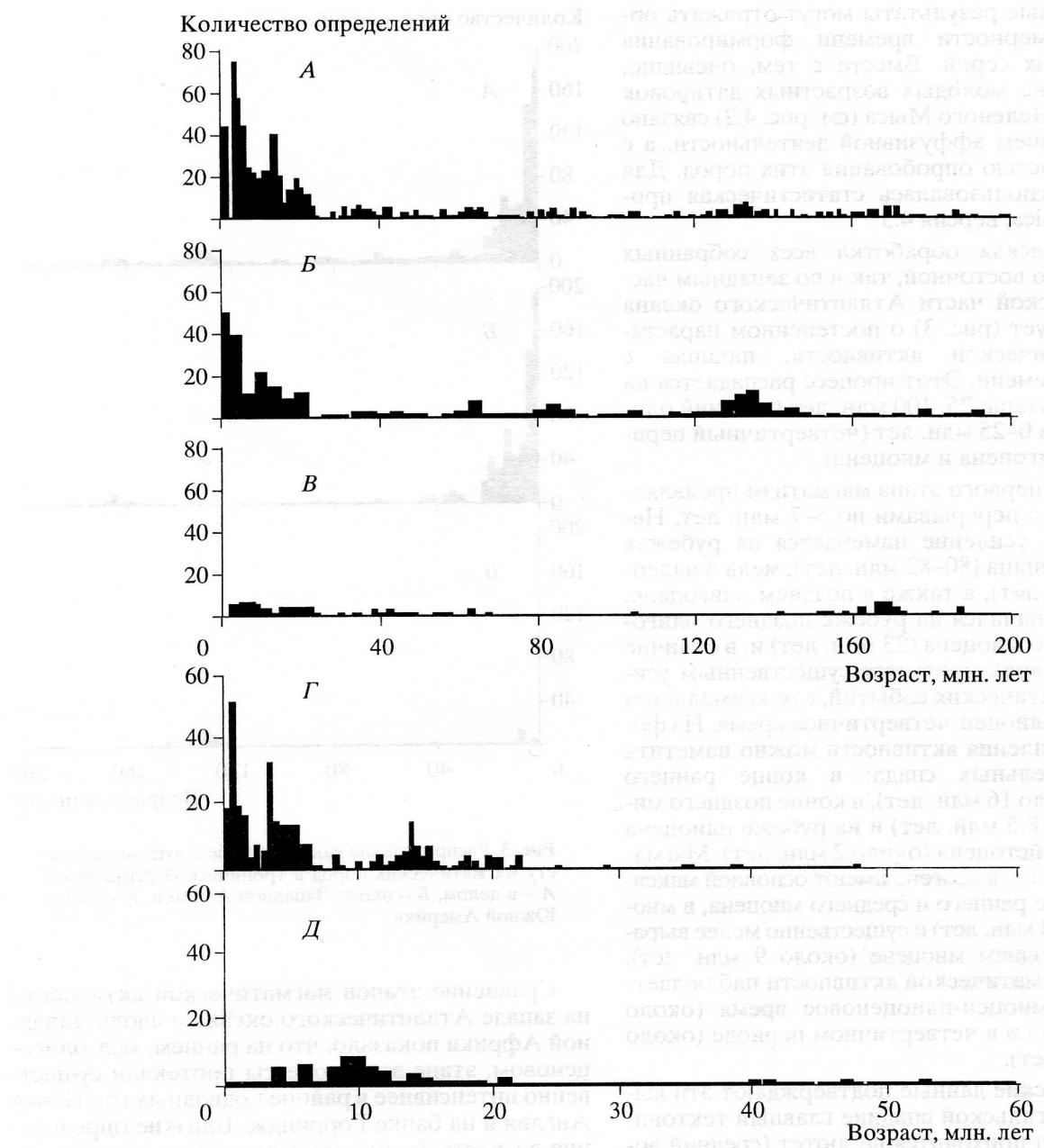


Рис. 4. Распределение данных абсолютного возраста пород эфузивных, субинтрузивных и интрузивных серий, расположенных вдоль границы между континентами Африка-Европа, вдоль границы между континентами Африка-Азия и вдоль границы между континентами Америка-Южная Азия.

А – давы; *Б* – дайки; *В* – интрузий; *Г* – Канарские острова; *Д* – Острова Зеленого Мыса.

характеризовался нарастанием формирования даек с пиком около 10 млн. лет, после которого наступил спад и перерыв, продолжительностью около 3 млн. лет. Последний, плиоцен-четвертичный, этап отличался наибольшей активностью за всю историю. Он начался около 5 млн. лет назад с краткого, но исключительно интенсивного внедрения дайковый серий, после которого наступил резкий спад и практическое завершение формирования даек. Особенности этого этапа подтверждаются и нашими наблюдениями на Остров-

Возраст, млн. лет	N, видов
120	~10
130	~15
140	~20
150	~30
160	~45
170	~55
180	~40
190	~30
200	~25

вах Зеленого Мыса, на которых немногочисленные дайки встречаются только в современных и новейших вулканических аппаратах (например, вулкан Фогу).

Иная картина, по данным абсолютной геохронологии, вырисовывается для этапов формирования лавовых (рис. 4А) комплексов вдоль Западной Африки от о-ва Мадейра до Камерунской линии. Здесь выделяются альб-олигоценовый и олигоцен-четвертичный этапы. Общая картина более древнего

этапа эфузивной активности сходна с вышеописанной для даек. Более молодой этап начался около 24 млн. лет назад, на рубеже олигоцена и миоцена, и отличался непрерывными проявлениями вулканизма вплоть до исторического времени. На общем фоне можно выделить этапы его существенного усиления в раннем и среднем миоцене (около 17.5 и 14.2 млн. лет соответственно). После спада активности в позднем миоцене (8–9 млн. лет назад) с плиоценом начался период неравномерного нарастания вулканических явлений с максимумами активности в раннем плиоцене (около 3.27 млн. лет) и в плейстоцен-раннечетвертичное время (около 1.3 млн. лет). Формирование лавовых серий продолжается и в исторический этап.

Меньше информации имеется для определения этапности формирования интрузивных серий. По данным абсолютной геохронологии основная их часть внедрялась в раннем миоцене между 21 и 18 млн. лет. После этого процесс продолжался дискретно вплоть до плиоцена с максимумами в конце позднего миоцена (около 7.7 млн. лет) и в раннем плиоцене (около 5.4 млн. лет). Единственное маастрихтское определение возраста (70 млн. лет) было получено для банки Горриндж, расположенной севернее тропической части Атлантического океана. Вместе с тем, геологические данные показывают, что внедрение сиенитов происходило на острове Маю и севернее г. Дакар еще в позднемеловое время [9, 26].

К ВОПРОСУ О “ГОРЯЧИХ ТОЧКАХ” АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Канарские острова и Острова Зеленого Мыса не представляют собой цепи вулканических аппаратов на единых хребтах [18, 27]. Первый архипелаг расщепляется на две ветви в районе 17° з.д., второй образует цепи Подветренных и Наветренных островов. Кроме этого, в отдельные этапы кайнозоя магматическая активность проявлялась во многих местах и вокруг них.

Канарский архипелаг является наиболее изученным объектом для проверки гипотезы “горячей точки” в рассматриваемой части Атлантического океана. Он вытянут примерно на 500 км по широте (Лансароте – $13^{\circ}40'$ з.д., Ла Пальма $17^{\circ}50'$ з.д.). Для разных типов пород со всех островов было получено большое количество определений (автору известны 340) абсолютного возраста. Для сравнения: для Островов Зеленого Мыса – порядка 60, для Камерунской линии – около 70. На основании этих данных можно проследить, существует ли закономерное изменение возраста в зависимости от расстояния до оси спрединга. В связи с тем что координаты отбора большинства образцов были неопределенными, мы привели их к координате центральной точки каждого острова. С учетом небольшого размера островов по отношению к

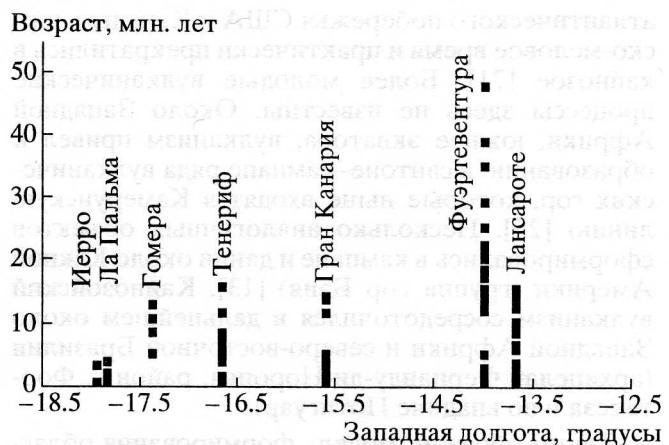


Рис. 5. Распределение данных по абсолютному возрасту пород вдоль Канарских островов.

размерам плиты это упрощение не может вносить принципиальных ошибок в расчеты. Зависимость распределения возраста относительно долготы показана на рис. 5. Хорошо видно, что активная магматическая деятельность началась практически одновременно на всех островах с рубежа около 16 млн. лет (конец раннего–средний миоцен). Более древние, среднеэоценовые, образования известны только на острове Фуэртевентура. Наиболее молодые, верхнемиоцен-плиоцен-четвертичные, комплексы развиты на всех островах, и их образование происходило с перерывами. Они формировались без определенных закономерностей. Можно отметить, что районы островов Иерро и Ла Пальма “подключились” к вулканической деятельности примерно с позднего миоцена. Исторические извержения известны на крайних точках Канарского архипелага (о-в Лансароте – 1824 и 1730–1736 гг., о-в Ла Пальма – 1949 г.). По данным абсолютной геохронологии и с учетом геологических наблюдений [6], сходная картина просматривается и для района Островов Зеленого Мыса – запад Сенегальской впадины.

Таким образом, образование Канарского архипелага и Островов Зеленого Мыса не может быть сведено к простому “прожиганию” плиты и требует поиска моделей, более приближенных к фактическим данным. На Камерунской линии вдоль ее простирации прогressive изменение возраста также отсутствует, т.е. она не представляет собой след горячей точки [14].

Ранее нами было отмечено [4], что в кайнозое имелась асимметрия в распределении магматизма в центральной части Атлантического океана. На западе, как известно, располагается цепь подводных гор Новой Англии [15], основная часть которых формировалась от апта до сантона и только две – в маастрихте и в позднем эоцене. Магматические процессы были широко развиты вдоль

атлантического побережья США и Канады в юрско-меловое время и практически прекратились в кайнозое [21]. Более молодые вулканические процессы здесь не известны. Около Западной Африки, южнее экватора, вулканизм привел к образованию в сантоне–кампане ряда вулканических гор, которые ныне входят в Камерунскую линию [25]. Несколько аналогичных объектов сформировались в кампане и дании около Южной Америки (группа гор Баия) [13]. Кайнозойский вулканизм сосредоточился в дальнейшем около Западной Африки и северо-восточной Бразилии (архипелаг Фернанду-ди-Норонья, район г. Форталеза и во впадине Потигуар).

Таким образом, модель формирования областей кайнозойского магматизма около Северо-Западной Африки должна объяснить появление протяженной области с одновременным (или почти одновременным) магматизмом, размеры которой могут изменяться на фоне общего растяжения Атлантики. Можно предположить, что поиски новой модели должны быть связаны с образованием мобильных разогретых линз в разных частях верхней мантии Атлантического океана, которые периодически подавали расплавы в промежуточные очаги и к поверхности, перемещаясь вместе с литосферой.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

1. Основными составными частями островов тропической Атлантики являются комплексы палеоподнятий (цоколь) и вулканический, заложившиеся на основании островов. Докайнозойский фундамент перед началом магматизма был деформирован.

2. В течение миоцен-четвертичного времени вдоль Западной Африки устанавливаются несколько основных циклов формирования магматических ассоциаций. Образование комплексов началось с внедрения интрузивных и дайковых серий, иногда нескольких генераций, которые сменялись излияниями лав. Первым был раннемиоценовый цикл, вторым – плиоценовый и последним – четвертичный. В позднем миоцене намечается период относительного спокойствия, во время которого преобладали процессы внедрения дайковых комплексов. Сопоставление этапности формирования дайковых, лавовых и интрузивных серий вдоль Западной Африки показывает, что максимумы активности тех или иных образований, как правило, не совпадают. Исключение представляют среднемиоценовый этап (14–14.5 млн. лет), в течение которого происходили как активные эфузивные процессы, так и внедрение дайковых комплексов.

3. Устанавливается асимметрия в проявлении магматических событий на востоке и на западе Атлантики в кайнозойское время. Магматизм раннекайнозойского времени привел к формированию подводных гор, расположенных сейчас в непосредственной близости от континентальных блоков. В более позднее время основные магматические события были сосредоточены только в восточной части тропической Атлантики.

4. Проверка идеи следа горячей токи для Канарского архипелага показывает, что прогressive изменение возраста вдоль него отсутствует, что приводит к необходимости поиска иных моделей.

В заключение автор благодарит академиков Пущаровского Ю.М. и Книппера А.Л., а также доктора геол.-мин. наук Золотарева Б.П. за обсуждение рукописи и полезные замечания. Консультации при построении компьютерной графики и помощь при подготовке рисунков оказали канд. физ.-мат. наук. С.Ю. Соколов и А.А. Рихтер, которым автор также приносит благодарность.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 9705-65359).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с.
2. Дибнер В.Д., Геращенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины // Структура земной коры Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
3. Зоненишайн Л.П., Кузымин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
4. Мазарович А.О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики // Геотектоника. 1988. № 3. С. 25–33.
5. Руденко М.В. Распределение и строение гор Атлантического океана // Изучение открытой части Атлантического океана. Л.: Географ. об.-во, 1977. С. 98–103.
6. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 246 с. (Тр. ГИН; Вып. 451).
7. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосфера Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 256 с.
8. Baker P.E. Islands of the South Atlantic. The Ocean Basins and Margins. Vol. 1. The South Atlantic. NY: Elsevier, 1973. 555 p.
9. Bellion Y., Crevela G. Cretaceous and Cenozoic magmatism of the Senegal Basin (West Africa): a Review // Magmatism in extensional structural settings. Springer Verlag, 1991. P. 189–208,

10. Benkhelil J., Mascle J., Ticart P. The Guinea continental Margin: an example of a structurally complex transform margin // *Tectonophysics*. 1995. Vol. 248. № 1/2. P. 117–137.
11. Bertrand H., Feraud G. Alkaline Volcano of Paleocene age on the Suthern Guinean Margin: Mapping, petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating, and implications for the evolution of the Eastern Equatorial Atlantic // *Mar. geology*. 1993. Vol. 114. № 3/4. P. 251–262.
12. Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R. *The Geochronology and Evolution of Africa*. Oxford: Clarendon Press, 1984. 512 p.
13. Cherkis N.Z., Chayes D.A., Costa L.C. The Bathymetry and destribution of the Bahia Seamounts, Brazil Basin // *Mar. geology*. 1992. Vol. 103. № 1/3. P. 335–347.
14. Djomani Y.H.P., Diament M., Wilson M. Lithospheric structure across the Adamana plateau (Cameroon) from gravity studies // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. № 3–4. P. 317–327.
15. Duncan R.A. Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic Ocean // *Jour. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B12. 9980–9990 p.
16. Dunlop H.M., Fitton J.G. A K-Ar and Sr-Isotopic Study of the Volcanic Rocks of the Island of Principe, West Africa – Evidence for Mantle Heterogeneity Beneath the Gulf of Guinea // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. Vol. 101. № 1. P. 12–18.
17. Epp D., Smoot N.C. Distribution of seamounts in the North Atlantic // *Nature*. 1989. Vol. 337. № 6204. P. 254–257.
18. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). 1 : 10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
19. Hayes D.E., Pimm A.C. et al. Sites 141 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project / Hayes D.E., Pimm A.C. et al. Washington: U.S. Government Printing Office, 1972a. Vol. XIV. P. 217–247.
20. Holik J.S., Rabinowitz P.D., Austin J.A. Effect of Canary Hotspot volcanism on structure of oceanic crust of Morocco // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. № B7. P. 12039–12067.
21. Jansa L.F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous Igneous Rocks along Eastern North American Continental Margin // *AAPG Bull.* 1988. Vol. 72. № 3. P. 347–366.
22. Jansa L.F., Widmann J. Mesosoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: a comparision // *Geol. Northwest African continental margins*. Springer Verlag, 1982. P. 215–269.
23. Jones E.J.W., Goddard D.A., Mitchell J.G., Bauner F.T. Lamprophyric volcanism of Cenozoic age on the Sierra-Leone Rise: Implications for regional Tectonics and Stratigraphic time scale // *Mar. geology*. 1991. Vol. 99. № 1/2. P. 19–28.
24. Mitchell-Thome R.C. *Geology of the middle Atlantic Islands*. Berlin, Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1976. 382 p.
25. O'Connor J.M., le Roex A.P. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 113. № 3. P. 343–364.
26. Robertson A.H.F., Bernoulli D. Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands) // *Geology of the Northwest African Continental margin*. Springer Verlag, 1982. 498–525 p.
27. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry // *J. geophys. Res.* 1997. Vol. 102. № B5. P. 10039–10054.
28. Schulz A., Rathert M.C., Guerreiro S.D.C., Bloch W. Paleomagnetism and rock magnetism of Fernando de Noronha, Brazil // *Earth. Planet. Sci. letters*. 1986. Vol. 79. № 1/2. P. 208–216.
29. Weaver B.L. Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands // *Conrib. Miner. Petrol.* 1990. Vol. 105. № 5. P. 505–515.
30. Wissmann G. Stratigraphy and structural features of the continental margin of basin Senegal and Mauritania // *Geol. Northwest African continental margins*. Springer Verlag, 1982. P. 160–181.

Рецензент: А.Л. Книппер

The Structure and History of the Volcanic Islands and Seamounts of the Tropical Atlantic

A. O. Mazarovich

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow 109017, Russia

Abstract—Off the northwestern Africa and northeastern South America shores, archipelagoes of volcanic islands and groups of seamounts occur. Their structures, histories, and times of origin based on various mapping materials, satellite altimetry, more than 700 absolute age determinations, and field data from the Cape Verde Islands were put to comparative analysis. The main structural units of the tropical Atlantic islands are a socle and volcanic complex developed on deformed basement. The volcanic complex originates with emplacement of plutonic and dike series followed by lava outflows. In the Miocene–Quaternary, several cycles of formation of extrusive and subvolcanic complexes (Miocene, Pliocene, and Quaternary) are established. The Late Miocene is a period of relative quiescence. A comparison of the stages of formation of the dike, lava, and plutonic series off West Africa shows that the peaks of one or other volcano-plutonic event do not as a rule coincide in time. For Cenozoic time, an asymmetry in the manifestation of volcanic events in the West and East Atlantic is shown to exist. Along Canary Islands, no progressive change in the age of volcanism is established, suggesting the absence of a hot-spot trace there; this calls for alternative models for this region.