
doi: <https://doi.org/10.15407/gpimo2019.01.047>

А.М. Жирнов

ФГБУН Институт комплексного анализа
региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан, Россия

МОРФОСТРУКТУРА ДНА АТЛАНТИКИ И СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Цель исследования — охарактеризовать морфоструктуру и геологию дна Атлантического океана и Срединно-Атлантического хребта по обобщающим и новым данным. Основой является батиметрическая карта Атлантики 1971 г. по данным исследований Института океанологии им. П.П. Ширинова и публикации XX—XXI веков. Морфоструктура дна Атлантики и Срединного хребта определяется изогнутым положением восточной части Американского континента, нижний метабаазальтовый слой которого возник в катархее. Соответственно, главные продольные дислокации дна и хребта возникли в катархее, но развитие их состоялось в разное время докембрия и мезозоя. Океан начал формироваться в позднем мелу. Срединный хребет сформирован в протерозой-палеозойское время и состоит из двух комплексов пород — нижнего древнего и верхнего молодого. Фактическая длина его составляет 11600 км, между Гудзоно-Бискайским разломом на севере и Фолклендским разломом на юге. Хребет формировался в промежутках между широтными архейскими разломами путем неравномерного вспучивания (вертикального подъема) магматических пород, слагающих его. Поэтому разные отрезки хребта имеют различное простираание и ширину. В отдельных местах, шириной 200—400 км, хребет отсутствует. В кайнозое хребет опустился в океан. Центральный рифто-грабен хребта имеет суммарную длину 3200 км — одну четверть от общей длины хребта.

Вулканы и сейсмичность распределены по окраинам Атлантики, в связи с молодыми подводными хребтами и архипелагами островов. В пределах Срединного хребта число их в три раза меньше, чем на остальной площади дна Атлантики.

Ключевые слова: Атлантический океан, Срединно-Атлантический хребет, морфоструктура, архейские широтные разломы, кайнозойское погружение.

Введение

За последние полвека опубликовано огромное количество статей и монографий по вопросу строения и геологического развития дна Атлантики и Срединно-Атлантического хребта. А в популярной гипотезе тектоники плит американских геофизиков, этот хребет является базовым элементом [19]. Однако при характеристике указанных структур допущено много неточностей и неверной интерпретации многочисленных фактов. Например, по части хреб-

© А.М. ЖИРНОВ, 2019

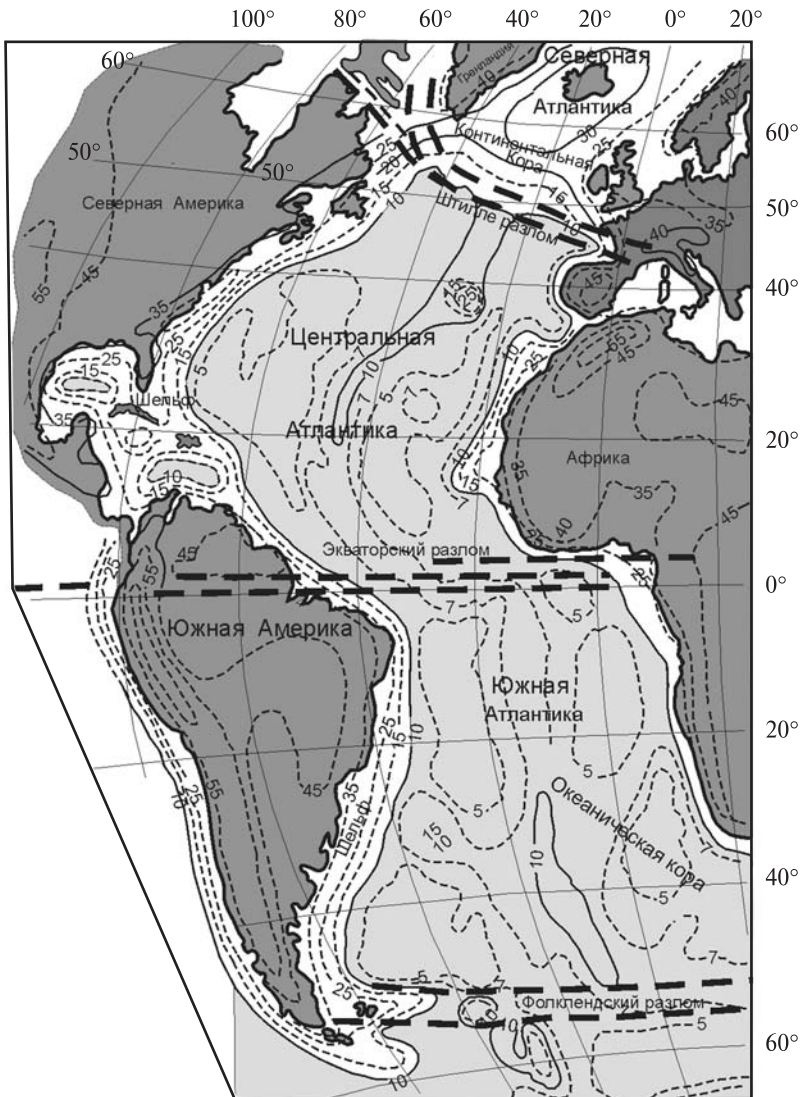


Рис. 1. Схема расположения Атлантического океана и боковых континентов, в изолиниях мощности земной коры, с положением главных поперечных разломов [4, 6]

та: «схема рельефа хребта, изображенная на многих американских картах, в ряде случаев довольно далека от действительности. Нельзя считать, например, что срединная долина хребта ... непрерывно тянется на всем его протяжении, будучи разделена лишь трансформными разломами на множество отрезков» [16, с. 35]. Кроме того, ряд строго установленных геологических явлений, наблюдаемых в дне Атлантики и срединно-океанического хребта, не объясняется предполагаемым механизмом их формирования [7, 16, 20].

В данной работе рассматриваются новые данные о строении дна Атлантики и Срединно-Атлантического хребта, особенности морфоструктуры и геологии, обусловленные влиянием, прежде всего, древней разломной тектоники в днище Атлантического океана.

Материалы и методы исследования

Рассмотрение особенностей строения Срединно-Атлантического хребта и тектоники дна Атлантического океана выполнено на основе детальной батиметрической карты дна Атлантики масштаба 1:20 000 000, подготовленной Океанологическим институтом Академии Наук СССР в 1969 г. и приложенной к работе [8]. Эта карта составлена по данным эхолотирования и сейсмических исследований, проведенных в Атлантическом океане советскими научными судами «Петр Лебедев», «Сергей Вавилов» и др. в период 1957—1969 г.г. Карта дополнена новыми данными о геологическом строении хребта и разломной тектонике в дне Атлантики. Главный метод исследования — тектонический анализ указанной карты на основе синтеза известной и новой информации по вопросу строения хребта и тектоники дна Атлантики и сопредельных территорий.

Структура дна Атлантического океана

Положение Атлантического океана приведено на многих картах и границы его известны. Океан простирается в меридиональном направлении между Американским и Европейско-Африканским континентами. Северная граница его проводится по поперечному Шпицбергенскому разлому, отделяющему Шпицбергенско-Скандинавский континентальный подводный выступ от Северного Ледовитого океана [2, 4]. Южная граница определяется поперечным Фолклендским разломом. При этом, считается, что в пределах всей Атлантики земная кора является океанической, т.е. базальт-перидотитового состава. Главными частями Атлантики считаются Северная, Центральная и Южная, отделенные друг от друга крупными (демаркационными) разломами (рис. 1). Общая длина подводной океанической коры в дне океана и длина Срединного хребта принимаются равной длине Атлантического океана, т.е. равной 13500 км.

Однако Северная часть Атлантики характеризуется земной корой континентального типа, о чем указывалось в разные годы XX века, начиная с 1912 г. Эта территория рассматривалась как древняя платформенная структура (Скандик), погруженная в океан в кайнозое [12]. Мощность земной коры в пределах подводной территории между Гренландией и Скандинавией варьирует от 30 км под островом Исландия до 20—10 км в других местах. Мощность гранито-гнейсового слоя здесь довольно значи-

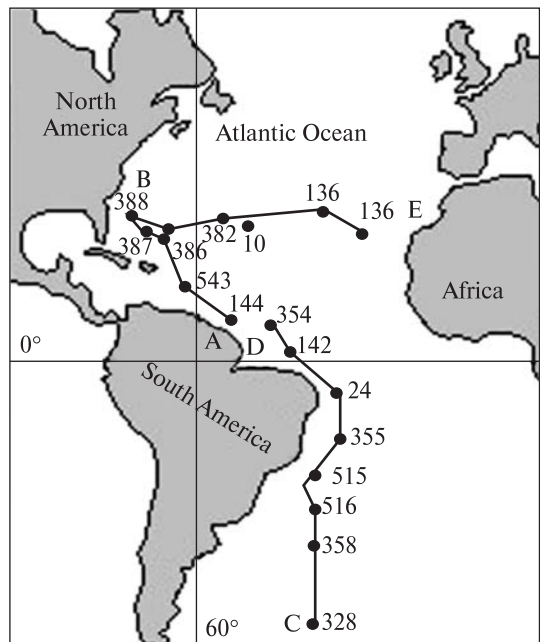


Рис. 2. План расположения некоторых скважин в Центральной Атлантике [5]

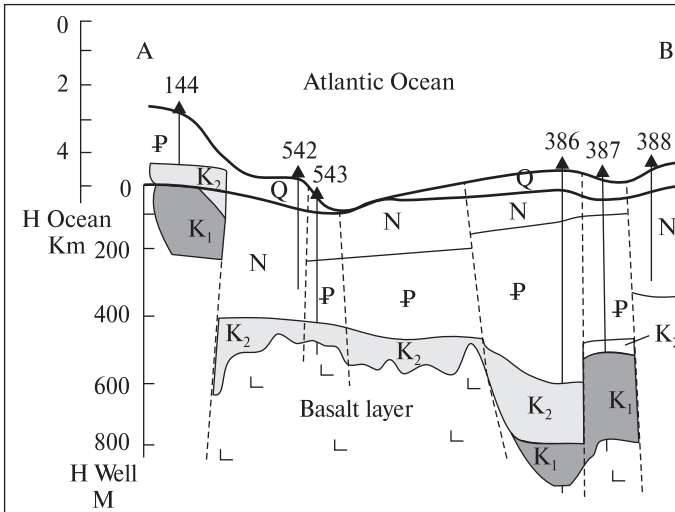


Рис. 3. Геологический разрез по данным подводного бурения, по линии А-В [5]. Место расположения разреза см. на рис. 2

тельна и изменяется от 15 до 6 км, в глубоких котловинах этот слой отсутствует [2, 6, 14]. Таким образом, фактическая длина океанической коры в дне Атлантики и длина Срединного хребта в ней равны 11400 км (Центральная часть — 5400 км и Южная часть —

6000 км). Кроме того, при анализе батиметрических карт Атлантики выяснилось, что Срединно-Атлантический хребет не прослеживается в Северной Атлантике, а резко ограничивается Гудзоно-Бискайским линеamentом (называемым также разломной зоной Штилле-Сайкса или Чарли Гиббса) на 50° с.ш. (см. рис. 1). Следовательно, Срединно-Атлантический хребет состоит из двух частей — в Центральной Атлантике и в Южной Атлантике.

Строение центральной дуговидной части Атлантики

Строение дна Атлантики

Центральная часть Атлантики отличается наиболее сложным строением. Это и наиболее широкая часть, где ширина океана даже превышает длину океанической части. По тектоническому строению дна эта часть состоит из двух разных частей — северной и южной. Северная часть ее имеет северо-восточное простирание, а южная часть (южнее Мексиканского залива) — юго-восточное (см. рис. 1). Таким образом, дно Центральной Атлантики резко изгибается с севера на юг, соответственно изгибу боковых континентов — Американского и Европейско-Африканского. Но нижний слой этих континентов сложен катархейским слоем метабазальтов.

Следовательно, и дно Центральной Атлантики, совместно с расположенными в ней дуговидно изогнутыми тектоническими дислокациями и разломами, также приобрело свою изогнутую структуру в самый древний, катархейский, этап геологической эволюции Земли. И лишь в более позднее время эти древние дислокации стали местом формирования новых геологических структур — глубоководных котловин и Срединного хребта, также унаследовавших древний структурный каркас этой территории.

По данным бурения подводных скважин, геологический разрез Центральной Атлантики представлен сверху осадочными породами неогена и палеогена. Ниже залегает невыдержанный маломощный слой пород верхнего мела, еще ниже — в отдельных локальных местах, залегают породы нижнего мела, перекрывающие

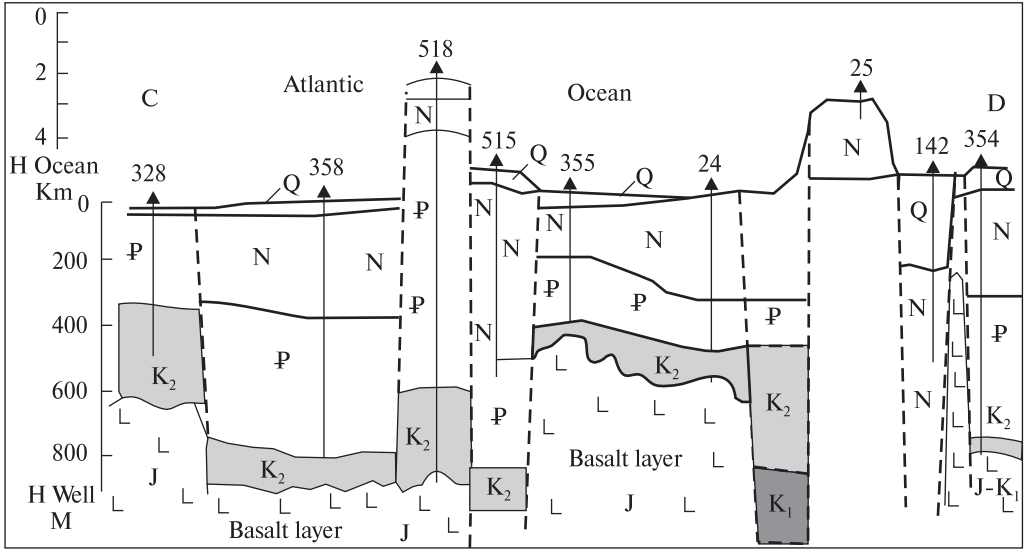


Рис. 4. Геологический разрез по данным подводного бурения, по линии C-D [5]. Место расположения разреза см. на рис. 2

базальты юры (см. рис. 2, 3, 4). Таким образом, в нижнем мелу Атлантического океана еще не было и лишь в отдельных озерах накапливались маломощные (50—150 м) осадки. Только в позднем мелу началось незначительное и, по-видимому, неравномерное опускание большой территории, с формированием слоя осадков небольшой мощности 100—200 м.

Кроме того, опускание территории было неравномерным и прерывалось отдельными периодами подъема, когда территория поднималась выше уровня океана и осадкообразование прекращалось. Известно, по крайней мере, два крупных перерыва в осадконакоплении — после верхнего мела и после палеогена. В разрезах многих скважин отсутствуют осадочные отложения раннего миоцена и олигоцена (либо эоцена) [3].

Морфоструктура Срединно-Атлантического хребта

Срединно-Атлантический хребет четко выражен по изобате 3—3,5 км. Резко извилистая форма его в северной части Центральной Атлантики в полной мере увязывается с формами глубоководных впадин, расположенных по обе стороны хребта.

Соответственно, и в южной части Центральной Атлантики Гвианская котловина юго-восточного простирания повторяет юго-восточную границу Южно-Американского материка. Также как и котловина Зеленого мыса с восточной стороны хребта. Следовательно, форма Срединно-Атлантического хребта и формы ограничивающих его глубоководных котловин закономерно увязаны с положением древних разломов, контролировавших резкий изгиб Американского материка при его формировании (см. рис. 1).

Срединно-Атлантический хребет расчленяется по простиранию на ряд отдельных отрезков (сегментов), разделенных поперечными древними разломами. В пределах Центральной Атлантики выделяется 10 подобных блоков, отличаю-

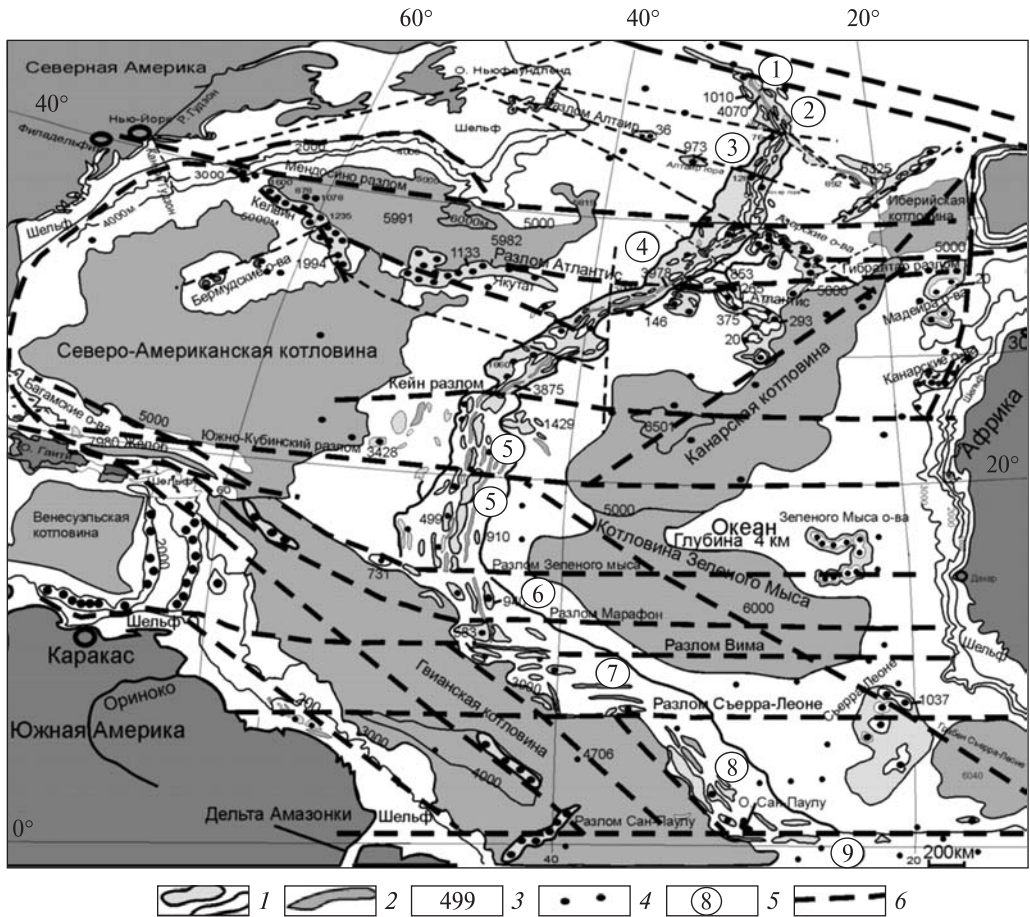
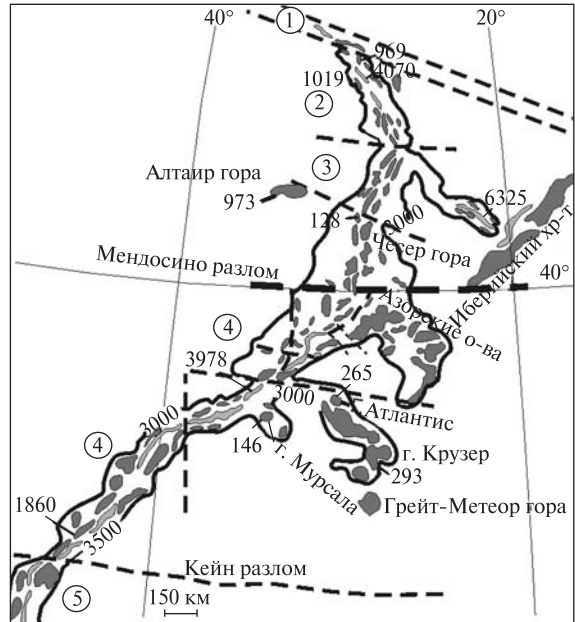


Рис. 5. Морфоструктура дна Центральной Атлантики [8]. С добавлением разломов по [6, 10, 11]: 1 — короткие хребты: серые — с вершинами на глубине до 2 км от уровня океана, светлые — с вершинами до глубины 1 км от уровня океана; 2 — рифто-грабены (рифтовые долины); 3 — глубина конкретных подводных вершин от уровня океана; 4 — вулканы подводные, и наземные на островах; 5 — номера отдельных сегментов (блоков) Срединно-Атлантического хребта; 6 — основные разломы

щихся либо простираем, либо внутренним строением (числом параллельных хребтов и рифтовых долин) (см. рис. 3). В блоке 2 четко выражен узкий линейный рифт (рифтовая долина), простирающийся с перерывом вдоль юго-восточного дополнительного горного хребта, до торцового пересечения с другим, Иберийским, хребтом северо-восточного простираения (близ границы с Иберийской котловиной). Иберийский хребет также сопровождается узкой, но короткой, рифтовой долиной северо-восточного простираения. Длина отдельных линейных гор в пределах зоны хребта составляет 50–200 км, глубина вершин от поверхности — 892 до 1010 м.

В тектонической зоне Штилле-Сайкса, ограничивающей Срединный хребет с севера, горные хребты Срединного хребта резко изгибаются к западу, приобретают ориентировку, согласную с конкретными разломами тектонической зоны Штилле-Сайкса и быстро выклиниваются (рис. 5, 6). В южнее расположенных блоках 3 и 4 Срединный хребет имеет противоположное направление — юго-западное. При

Рис. 6. Увеличенная морфоструктура северной части Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике. Условные обозначения см. на рис. 5



этом, в блоке 3 рифтовая долина отсутствует, а Срединный хребет представлен серией кулисно-расположенных коротких хребтов, с вершинами близ уровня океана — от 51 до 128 м. Разломом Алтаир блок 3 разделен на две части, в южной части короткие хребты имеют меридиональное простираение. Южнее блока 3 Срединный хребет еще более изгибается в юго-западном направлении. Здесь он характеризуется блоком 4 — от разлома Мендосино до разлома Кейн, длиной 2000 км. В его северной части рифтовая долина плохо выражена, а южнее — от поперечного разлома Атлантис, прерывистая рифтовая долина следует почти непрерывно в центральной осевой части Срединного хребта (в виде отдельных отрезков), между короткими хребтами, составляющими Срединный горный хребет. Глубина рифтовой долины составляет 3875—3978 м. Вершины отдельных коротких хребтов находятся на глубине 852—1860 м от уровня океана.

Центральная часть Срединного хребта, между разломами Кейн и Зеленого Мыса, отличается меридиональным простираением всего хребта и составляющих его коротких хребтов и рифтовых долин (блок 5). Однако в отличие от блока 4 здесь имеется несколько (2—3) параллельных рифтовых долин. А горная часть южной части блока, после Южно-Кубинского разлома, значительно шире горной части в северной части блока.

Южная часть Центральной Атлантики, как показано выше, имеет существенно иной — юго-восточный тектонический план. Венесуэльская котловина опоясывается с востока двумя узкими Антильскими поднятиями с цепочками мелких островов и большим числом надводных и подводных вулканов. Короткий Пуэрториканский желоб изгибается на юго-восток и сменяется Гвианской глубоководной котловиной (4—4,8 км), линейно вытянутой в юго-восточном направлении на 2400 км, до экватора, параллельно окраине Южно-Американского материка. Резко меняют простираение и глубоководные котловины в восточной части Атлантики.

Соответственно, резко меняется и направление Срединно-Атлантического хребта: с меридионального — в блоке 5, на юго-восточное направление — в блоках 6—9, параллельное простираению котловин Гвианской и Зеленого Мыса. Кроме того, в промежутке между разломами Зеленого мыса и Сан-Паулу территория рассечена большим числом крупных широтных разломов, существенно влияющих на ориентировку мелких хребтов и гор и рифтовых долин.

Так, в блоке 6 мелкие хребты имеют уже юго-восточную ориентировку, а один хребет, близ широтного разлома Вима, расположен в широтном направлении, параллельно разлому. Здесь имеется только одна рифтовая долина.

Резко выделяются по ориентировке мелкие хребты и рифтовые долины в блоке 7, между разломами Вима и Сьерра-Леоне. Эти хребты расположены параллельно разлому Вима — в широтном направлении. Рифтовые долины вблизи разлома Сьерра-Леоне расположены также в широтном направлении, параллельно этому разлому. Таким образом, Срединный хребет прерывается на поперечном разломе Вима и продолжается далее на юго-восток лишь через 400 км, после поперечного разлома Сьерра-Леоне.

В южном блоке 8 мелкие хребты расположены в юго-восточном направлении, параллельно тектоническому борту Гвианской котловины, а близ разлома Сан-Паулу хребты, по обе его стороны, вытянуты в широтном направлении, параллельно данному разлому. Тогда как две параллельные рифтовые долины расположены в северной части блока 8 и одна — в южной.

Остров Сан-Паулу является конечной точкой Срединного хребта в Центральной Атлантике. Остров представляет собой высоко приподнятый горст, сложенный перидотитами верхней мантии [19, с. 74]. Абсолютный возраст этих пород, определенный по четырем образцам в институте Карнеги в США, составляет 4,5 млрд лет [14, с. 498].

Таким образом, устанавливается четкая зависимость расположения мелких соподчиненных хребтов и рифтовых долин в пределах Срединно-Атлантического хребта (как и самого хребта в целом) от более древних тектонических разломов, занимающих поперечное, широтное направление.

Общая длина рифтовых долин в пределах Срединного хребта Центральной Атлантики составляет 1800 км, что составляет третью часть от его общей длины здесь (5400 км).

Помимо рассмотренного Срединно-Атлантического хребта Центральной Атлантики, здесь имеются еще несколько соподчиненных подводных хребтов длиной от 400 до 1000 км. В частности, Иберийский хребет на северо-востоке длиной 700 км. Несколько крупных хребтов оперяют на юго-восток и юг крупный широтный разлом Мендосино: на западе это хребет Кельвин, длиной 1000 км и Бермудское поднятие к юго-западу, восточнее — широтный хребет Якутат, длиной 800 км. На востоке это Азорский изогнутый хребет, оперяющий Срединный хребет и разлом Мендосино, длиной 600 км, и северо-западный хребет Атлантис-Крузер, длиной 500 км, ограничивающий с юга Азорское плато.

Непосредственно близ берегов Пиренейского полуострова и Африки расположен крупный архипелаг подводных хребтов и гор (Канарский, Мадейра и др.) общей длиной 1600 км и шириной 400 км. Южнее расположены полукольцевой хребет Зеленого Мыса (600 км) и еще южнее — возвышенность Сьерра-Леоне.

На юго-западе Атлантики выделяются два коротких (по 400 км) подводных хребта — один на продолжении желоба Пуэрто-Рико, южнее другой — Южно-Гвианский, также юго-восточного простирания. В 200 км к югу от последнего находится короткий экваториальный хребет (600 км) северо-восточного простирания, ограничивающий с юга Гвианскую котловину.

Характерной особенностью всех указанных хребтов является мощная вулканическая активность: на каждом из них находится от 4—5 до 10—20 вулканов (см. рис. 2).

Суммарное количество вулканов на этих хребтах почти втрое превышает число вулканов, приуроченных непосредственно к зоне Срединного хребта (около 30).

Геологическое строение Срединно-Атлантического хребта

Высота Срединно-Атлантического хребта над подножием его флангов составляет 3—4 км, но отдельные гребни и пики возвышаются на 4—5 км. Высота гребня хребта над уровнем океана находится в пределах 1—2 км. С учетом вершин отдельных островов амплитуда рельефа достигает 7 км [9, 12, 16]. Вдоль оси хребта резко поднимается расчлененный ступенчатый гребень шириной 50—300 км, иногда до 600 км. Как гребень, так и фланги расчленены на многочисленные поперечные блоки и продольные террасовидные ступени. По данным В.В. Белоусова ширина ступеней достигает 50 км, а высота их над соседними уступами варьирует в пределах нескольких сотен метров. Террасированный рельеф, связанный, следует думать, со сбросовыми смещениями, распространяется местами до наиболее глубоких частей соседних котловин. Широкое развитие в строении Срединного хребта сбросов и взбросов отмечается также в работах [1, 7, 9, 10, 17]. На склонах хребта установлено несколько крупных террас. Наиболее низкая терраса находится на глубине 4500 м, ее ширина 65 км. На глубине 4000 м выделена следующая терраса шириной 45 км. Затем на глубинах от 4 км до 2,7 км выделено еще шесть террас шириной по 30 км [12].

На склонах хребта обнажается почти ненарушенный разрез океанической коры от габбро через параллельные дайки до подушечных базальтовых лав. Дайки падают почти вертикально, а лавы сохранили свое первичное залегание. В строении хребта выделяются два комплекса пород — осадочно-вулканогенный сверху и метаморфизованный габбро-ультрабазитовый снизу. По простиранию хребет четко разделяется на сегменты с разным направлением слагающих его удлиненных гор и рифтовой долины и разной тектонической и вулканической активностью [8, 11].

Характерная особенность Срединного хребта — наличие в осевой части хребта узкого (12—45 км) прерывистого грабено-рифта, чаще называемого рифтовой долиной, глубиной до 3—4 км. Иногда присутствуют два-три таких рифта, расположенных параллельно друг другу (см. рис. 5). Вблизи крупных поперечных нарушений (Вима, Сан-Паулу, Романш) и в них самих короткие горные хребты и рифтовые долины, слагающие зону Срединного хребта, занимают поперечное к нему положение, согласно этим поперечным разломам. Это свидетельствует о более древнем происхождении поперечных разломов, к ориентировке которых вынуждены приспособляться молодые горсто-грабеновые структуры Срединного хребта [17, с. 375].

Горные вершины и их склоны в пределах Срединного хребта обычно сложены базальтами. По данным единичных скважин, во впадинах между вершинами гор развита горизонтальная осадочная толща мощностью 15—170 м. Слои изгибаются или разрываются только вблизи разломов. Породы представлены вулканокластами и пеплами, а также фораминиферовыми, кремнистыми и карбонатными илами эоцен-четвертичного возраста. В низах толщи устанавливаются меловые отложения с прослоями глин и железистых кремней. Ближе к основанию хребта в боковых стенках уступов хребта часто устанавливаются серпентинизиро-

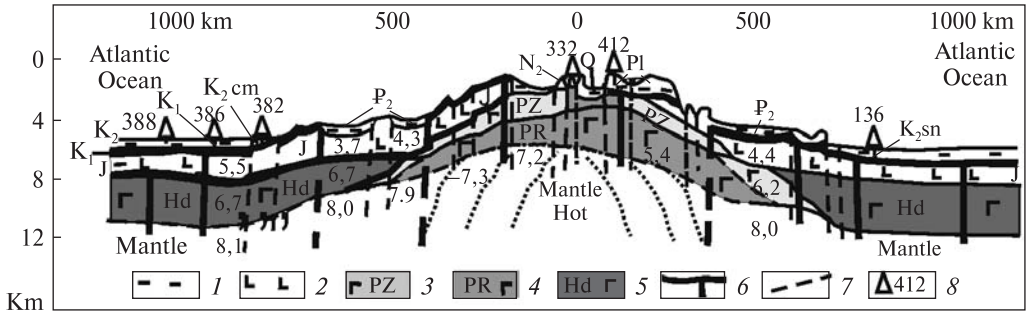


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез Срединно-Атлантического хребта по широте 36° с.ш. По данным [5, 9, 11, 20]: 1 — рыхлые осадочные породы четвертичного возраста; 2 — базальты второго слоя океанической коры юрского возраста (верхние части слоя близ оси хребта имеют плейстоценовый возраст, скв. 412); 3 — палеозойские габбро-ультрабазитовые метаморфизованные образования; 4 — протерозойские габбро-ультрабазитовые метаморфизованные образования; 5 — ультрабазиты первичной океанической коры катархейского возраста; 6 — отдельные прослои мезозойских базальтов и подводящие каналы к ним; 7 — сбросы и взбросы; 8 — скважины подводного бурения и их номера. Цифры на разрезе — скорости продольных сейсмических волн

ванные перидотиты. В поперечных разломах мощность осадочных пород возрастает до 400—500 м [11].

В осевой части Срединного хребта Центральной Атлантики установлены, по новым данным, многочисленные метаморфизованные ультрабазиты, габбро и базальты, амфиболиты, рассланцованные амфиболиты, кристаллические сланцы, роговики, гнейсы, и даже плагиограниты, с преобладающе протерозойским и палеозойским возрастом [1, 15, 20]. На нижних склонах хребта они часто перекрыты осадочными породами верхнемелового возраста, а выше — молодыми плейстоцен-голоценовыми базальтами (рис. 7).

Таким образом, подтверждены два комплекса пород в строении хребта — древние метаморфизованные габбро, базальты и ультрабазиты и молодые осадочно-вулканогенные породы мел-кайнозойского возраста (рис. 8).

Это обстоятельство свидетельствует о том, что уже в юра-раннемеловое время, когда началось незначительное проседание отдельных площадей на территории современных глубоководных котловин, на месте Срединного хребта уже существовало сводовое поднятие. Активный рост его, с сопровождающим мощным вулканизмом, состоялся в протерозой-палеозойское время, значительно раньше формирования глубоководных впадин Атлантического океана. В позднемеловое время хребет был частично затоплен на склонах близ основания хребта. В палеогене хребет начал опускаться, совместно с прилегающей территорией дна Атлантики и был затоплен океаном до середины своей высоты. И только в начале четвертичного времени хребет был опущен ниже уровня океана и прикрыт сверху маломощным слоем плейстоценовых осадков. Параллельно с длительным опусканием хребта он разбивался вертикальными разломами на склонах, с формированием многочисленных ступенчатых террас — в периоды кратковременных подъемов. Местами хребет покрывался маломощными лавами базальтов и слоями осадочных пород [1, 7, 11].

Таким образом, до палеогена весь хребет возвышался над океаном (см. рис. 7). И только с конца палеогена (местами с эоцена) хребет начал медленно опус-

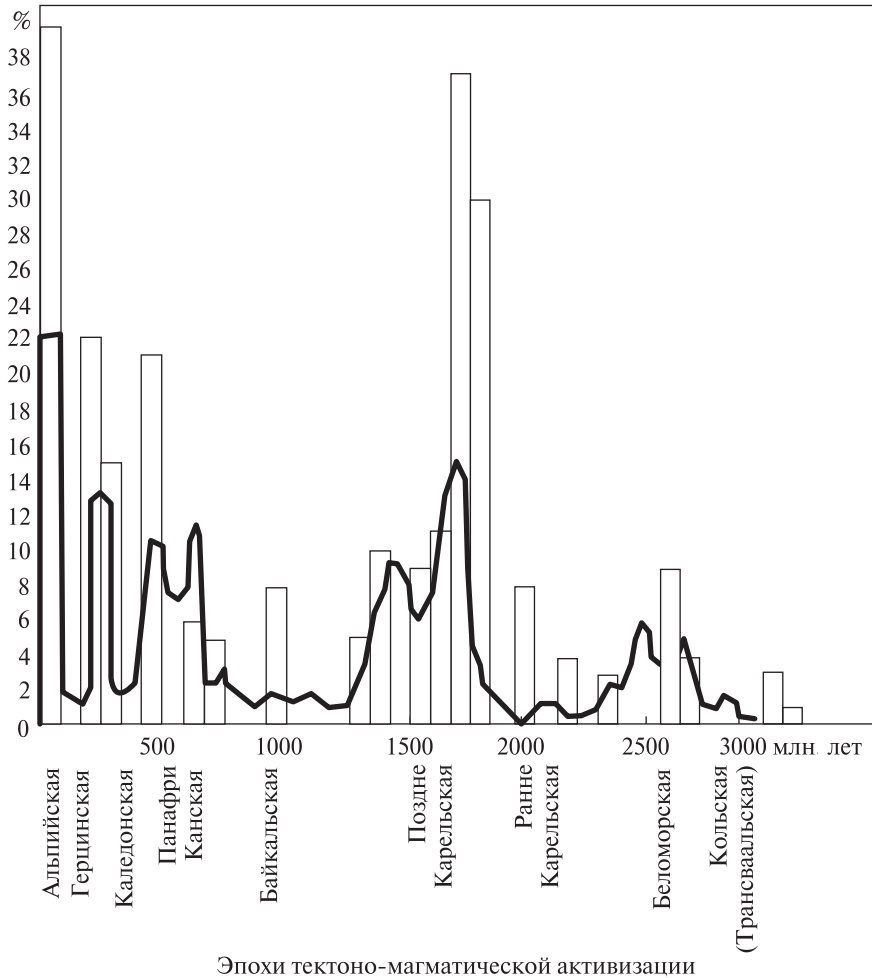


Рис. 8. Гистограмма распределения магматических пород в Срединно-Атлантической рифтовой долине по радиологическому возрасту их [20], с упрощением. Светлые столбцы — по 593 анализам по цирконам U-Pb методами SHRIMP II и лазерной абляции; черная линия — по 200 определениям теми же методами

каться под воду, о чем свидетельствуют ровные абразионные поверхности ряда хребтов гор и террасы, прикрытые сверху маломощным слоем мелководных известняков с прослоями конгломератов [11].

Южная часть Атлантики Строение дна Атлантики

Южная Атлантика заключена между двумя крупнейшими поперечными разломными зонами — Экваториальной зоной разломов (Сан-Паулу, Романш, Чейз-Форталеза) на севере и Фолклендским разломом на юге (на широтном изгибе южного зауженного конца Южной Америки). Южная Атлантика значительно отличается по своему структурному положению от Центральной Атлантики.

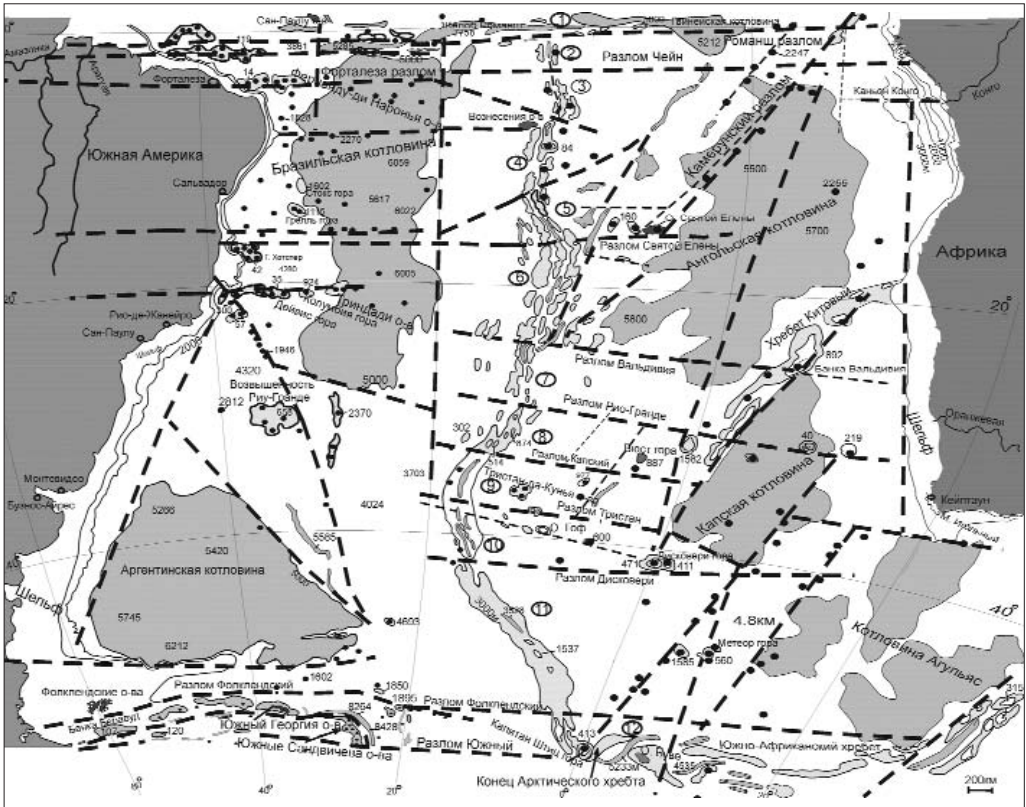


Рис. 9. Морфоструктура дна Южной Атлантики [8]. С добавлением разломов по [6, 10, 11, 17]. Условные обозначения см. на рис. 5

Главные глубоководные котловины, Бразильская и Ангольская, занимают здесь меридиональное положение, параллельное границам Южно-Американского и Африканского материков. Южные котловины, Аргентинская близ Америки, и Агульяс близ Африки, имеют угловато-округлые формы, обусловленные изгибом разломов по краям материков. Днища указанных глубоководных котловин образовались в мел-кайнозойское время при опускании крупных грабенов по древним разломам в их днище и по краям, возникшим при формировании материков (рис. 9).

Морфоструктура Срединно-Атлантического хребта

Срединно-Атлантический хребет занимает строго срединное положение между указанными глубоководными котловинами. Начало его находится в 1800 км к востоку от острова Сан-Паулу. Положение Срединного хребта в Южной Атлантике в целом меридиональное, но с небольшими отклонениями отдельных частей в разные стороны, обусловленными положением глубоководных котловин и поперечных разломов (см. рис. 9). Таким образом, Срединный хребет представляет собой тектоническую структуру первого порядка, доминирующую в своем положении и ориентировке относительно глубоководных котловин.

В пределах Срединного хребта Южной Атлантики выделено, с севера на юг, двенадцать отдельных сегментов (блоков), различающихся количеством мелких хребтов и узких грабено-рифтовых структур (рифтовых долин), а также их ориентировкой и насыщенностью.

Сегмент 1 охватывает Экваториальную поперечную зону разломов Сан-Паулу на севере и Чейн-Форталеза на юге. Характерной особенностью зоны является наличие в ней узких глубоководных желобов (глубиной 5212—7758 м) широтного направления — Гвинейского и Романш, а также ряда более мелких желобов. Между узкими грабено-рифтами расположены отдельные узкие и короткие хребты, параллельные широтным грабенам. В пределах этой зоны расположено около десятка вулканов. Высокой плотностью вулканов характеризуются три коротких широтных хребта, отходящих от побережья Южной Америки. Вершины хребтов находятся весьма близко от уровня океана — 14—119 м.

Короткий сегмент 12 характеризует окончание Срединного хребта. Сразу за Фолклендским разломом хребет расщепляется и заканчивается на горе Капитан Штиц, на пересечении с диагональным северо-восточным разломом. Сразу за этой горой хребет резко изгибается на северо-восток и ограничивается короткой рифтовой долиной, за которой следует юго-восточный хребет с островом Буве.

Срединный хребет характеризуется в этой части Атлантики слабым вулканизмом и слабой сейсмичностью. Большинство вулканов сосредоточено в крайних частях Атлантики (см. рис. 9).

Общая длина фрагментарных рифтовых долин в пределах Срединного хребта Южной Атлантики составляет 1320 км, что составляет пятую часть от общей длины Срединного хребта (6000 км). Общая длина рифтовых долин в пределах Срединного хребта всей Атлантики составляет $(1800 + 1320) = 3120$ км, что составляет около одной четверти от его общей длины (11 400 км).

Древние разломы

К группе древних разломов относятся, прежде всего, три крупные поперечные разломные зоны, выполняющие в дне Атлантики роль главных ограничителей Срединно-Атлантического хребта. Это Северная (Гудзоно-Бискайская) зона разломов, Экваториальная зона разломов, и Южная (Фолклендская) зона разломов.

Гудзоно-Бискайский линеамент пересекает восточную часть Американского континента и западную часть Европы, отделяя Пиренейский полуостров от Центральной Европы. В дне Атлантического океана зона разломов этого линеамента является важным геологическим репером: отделяет континентальную сиалическую кору в дне Северной Атлантики катархей-архейского возраста от катархейской перидотитовой коры в дне Центральной Атлантики. В восточной части Атлантики и на Пиренейском полуострове, линеамент был выделен Г. Штилле, продолжение Бискайского линеамента в дне западной части Атлантики было установлено Л. Сайксом, согласно В.Е. Хаину, 1973 [6].

Экваториальная широтная зона разломов (Конго-Романш-Амазонская) обычно приводится в качестве крупнейшего линеамента трансконтинентальной длины — крупнейшего поперечного барьера для древних складчатых структур Южно-Американского континента и для Срединно-Атлантического хребта в Ат-

лантическом океане. Эта зона простирается в восточной части Тихого океана через Галапагосские острова, пересекает Южную Америку вдоль оси Амазонского прогиба и совпадает в Атлантическом океане с широтной тектонической зоной Романш, упираясь в вершину Гвинейского залива [17, с. 373]. О древности линеамента свидетельствует протерозойское заложение Амазонского прогиба между двумя архейскими глыбами Южной Америки. Это обстоятельство свидетельствует о тесной связи тектоники океана и примыкающей суши [6, 10, 17, 18].

Известный разлом Клиппертон, в восточной части Тихого океана, пересекает на востоке северную часть Южной Америки (под названием Ока-Пилар) [18] и ярко проявлен в дне Атлантики под названием поперечного разлома Вима. Аналогично, разлом Мендосино в Тихом океане пересекает Северную Америку и продолжается в Атлантике [13, 18].

Молодые разломы

Молодые разломы мелового и кайнозойского возраста весьма многочисленны в дне Атлантики. Прежде всего, это многочисленные разломы внутри глубоководных котловин и по их окраинам, по которым происходило внедрение базальтов, и формирование обширных полей базальтов мезозой-палеогенового возраста. К ним относятся как активизированные домезозойские разломы, так и возникшие вновь, в период ступенчатого погружения крупных территорий и формирования глубоководных котловин. Молодыми разломами являются и многочисленные сбросы и взбросы по краям Срединного хребта и в его осевой части, также служившие каналами для поступления базальтовых расплавов на поверхность воздымающегося хребта.

Выводы

1. Строение Центральной и Южной частей дна Атлантики, разделенных Экваториальным линеamentом, весьма различно и обусловлено положением древнего фундамента Америки. Соответственно, Центральная Атлантика резко меняет простирание, от юго-западного на севере, до юго-восточного на юге. Дно Атлантики рассечено многочисленными субширотными разломами древнего возраста, поперечными относительно простирания дна Атлантики.

Базальтовый слой Атлантики сформирован в юрское время и, частично (предположительно), в палеозое. Мелководный Атлантический океан начал формироваться и углубляться с позднемелового времени.

2. Срединно-Атлантический хребет заключен между Гудзоно-Бискайским линеamentом на севере и Фолклендским на юге и имеет протяженность 11400 км.

Ориентировка Срединного хребта в Центральной Атлантике также весьма изменчива и совпадает с простиранием древнего фундамента Америки и глубоководных котловин на его флангах. Морфоструктура хребта определяется положением поперечных древних разломов, разбивающих его на много отдельных сегментов (блоков). Каждый отдельный блок отличается от соседних простиранием и числом содержащихся в нем параллельных хребтов. На участке между поперечными разломами Вима и Сьерра-Леоне, длиной 400 км, и в пределах Экваториального разлома, Срединный хребет прерывается.

3. Срединный хребет сформирован в протерозой-палеозойское время. В кайнозой он неравномерно опустился под уровень океана, и, фрагментарно, покрылся молодыми базальтами и осадочными породами.

4. Фрагментарные узкие рифто-грабены (рифтовые долины) вдоль оси Срединного хребта составляют в сумме 3200 км, т. е. около одной четверти от общей длины Срединного хребта.

5. Современные вулканы и сейсмичность распределены, в основном, по окраинам Атлантики, в связи с молодыми подводными хребтами, архипелагами островов и омоложенными разломами широтного и диагонального простирания. В пределах Срединного хребта Атлантики их число в три раза меньше, чем на остальной площади дна Атлантики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов М.П., Жарков С.М., Коженев В.Я., Поспелов И.И. Строение Срединно-Атлантического хребта и прилегающих частей абиссальной равнины по 13° с.ш. *Известия АН СССР, серия геологическая*. 1990. № 5. С. 99—111.
2. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры. *Геотектоника*. 1985. № 1. С. 3—14.
3. Блюман Б.А. Земная кора океанов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
4. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 256 с.
5. Емельянов Е.М., Тримонис Е.М., Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 247 с.
6. Жирнов А.М. Северный трехлучевой неподвижный мегаконтинент Земли: открытие века. Владивосток.: Дальнаука, 2016. 184 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между 26 и 24° с.ш.: свидетельства вертикальных перемещений. *Геотектоника*. 1989. № 4. С. 99—112.
8. Ильин А.В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. Условия седиментации в Атлантическом океане (результаты исследований по международным геофизическим проектам). М.: Наука, 1971. С. 107—246.
9. Лавров В.М. Геология Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1979. 320 с.
10. Ломакин И.Э., Анохин В.М., Кочелаб В.В. и др. Тектонолинеаменты и некоторые вопросы геотектоники. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2016. № 3. С. 59—75.
11. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
12. Панов Д.Г. Происхождение материков и океанов. М.: Географиздат, 1961. 183 с.
13. Радкевич Е.А. Региональная металлогения. М.: Недра, 1987. 266 с.
14. Серпухов В.И., Билибина Т.В., Шалимов А.И. и др. Курс общей геологии. Л.: Недра, 1976. 535 с.
15. Трухалев А.И. и др. Древние породы в Срединно-Атлантическом хребте. *Отечественная геология*. 1993. № 11. С. 81—89.
16. Тяпкин К.Ф. Общность и отличие закономерностей формирования орогенных структур в пределах океанов и континентов. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2013. № 2. С. 30—45.
17. Хаин В.Е. *Общая геотектоника*. М.: Недра, 1964. 479.
18. Хаин В.Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М.: Недра, 1971. 548 с.
19. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. *Общая геотектоника*. М.: Недра, 1985. 326 с.
20. Шулягин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным. *Регион. геолог. и металлогения*. 2012. № 50. С. 28—36.

Статья поступила 24.10.2018

А.М. Журнов

МОРФОСТРУКТУРА ДНА АТЛАНТИКИ І СЕРЕДИННО-АТЛАНТИЧНОГО ХРЕБТА

Мета дослідження — охарактеризувати морфоструктуру і геологію дна Атлантичного океану і Серединно-Атлантичного хребта за узагальнюючими і новими даними. Основою є батиметрична карта Атлантики 1971 р за даними досліджень Інституту океанології ім. П.П. Ширшова, і публікації XX—XXI століть. Морфоструктура дна Атлантики і серединного хребта визначається вигнутим положенням східній частині Американського континенту, нижній метабазальтовий шар якого виник в Гадейський Еон. Відповідно, головні поздовжні дислокації дна і хребта виникли в Гадейський Еон, але розвиток їх відбувся в різний час докембрію і мезозою. Зокрема, Океан почав формуватися в пізньому крейдяному періоді. Серединний хребет сформований в протерозой-палеозойський час і складається з двох комплексів порід — нижнього стародавнього і верхнього молодого. Фактична довжина його становить 11 600 км, між Гудзон-Біскайським розломом на півночі і Фолклендським розломом на півдні. Хребет формувався в проміжках між широтними архейськими розломами шляхом нерівномірного спучування (вертикального підйому) магматичних порід, що складають його. Тому різні відрізки хребта мають різне простягання і ширину. В окремих місцях, шириною 200—400 км, хребет відсутній. У кайнозой хребет опустився в океан. Центральний рифт-грабен хребта має сумарну довжину 3200 км — одну чверть від загальної довжини хребта. Вулкани і сейсмічність розподілені по околицях Атлантики, в зв'язку з молодими підводними хребтами і архіпелагами островів. В межах серединного хребта число їх в три рази менше, ніж на решті площі дна Атлантики. Отримані узагальнюючі результати відповідають статусу реальності світового рівня значущості.

Ключові слова: Атлантичний океан, Серединно-Атлантичний хребет, складна морфоструктура, архейські широтні розломи, протерозой-палеозойське формування, кайнозойське занурення.

A.M. Zhirnov

MORPHOSTRUCTURE OF ATLANTIC'S BOTTOM AND MEDIUM-ATLANTIC RIDGE

The purpose of the study is to characterize the morphostructure and geology of Atlantic's bottom and the Mid-Atlantic Ridge using generalized and new data. The basis is the bathymetric map of the Atlantic 1971, according to research data of the Institute of Oceanology. P.P. Shirshov, and publications of the XX—XXI centuries. The morphostructure of the Atlantic's bottom and Mid-Ridge is determined by the curved position of the eastern part of the American continent, the lower metabasaltic layer of which originated in Hadean. Accordingly, the main longitudinal dislocations of the bottom and ridge arose in Hadean, but their development took place at different times of the Precambrian and the Mesozoic. In particular, the Ocean began to form in the Late Cretaceous. The median ridge was formed in the Proterozoic-Paleozoic time and consists of two complexes of rocks — the lower ancient and the upper young. Its actual length is 11,600 km, between the Hudson-Biscay Fault in the north and the Falkland Fault in the south. The ridge was formed in the intervals between the latitudinal Archean faults by uneven swelling (vertical ascent) of igneous rocks composing it. Therefore, different segments of the ridge have a different strike and width. In some places, 200—400 km wide, there is no ridge. In the Cenozoic, the range descended into the ocean. The central rift-graben ridge has a total length of 3200 km — one quarter of the total length of the ridge. Volcanoes and seismicity are distributed along the margins of the Atlantic, due to the young submarine ridges and archipelagos of the islands. Within the limits of the Sredinny Range, their number is three times less than in the remaining area of the Atlantic's bottom. The obtained generalizing results correspond to the status of the reality of the world level of significance.

Keywords: Atlantic Ocean, Mid-Atlantic Ridge, complex morphostructure, Archean latitudinal faults, Proterozoic — Paleozoic formation, Cenozoic dive.