

УДК 551.242

## СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ К ЮГУ ОТ РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2023 г. А. А. Пейве<sup>1</sup>, \*, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, А. А. Разумовский<sup>1</sup>, А. Н. Иваненко<sup>2</sup>, И. С. Патина<sup>1</sup>, В. А. Боголюбовский<sup>1</sup>, И. А. Веклич<sup>2</sup>, А. П. Денисова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., д. 7., 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Нахимовский проспект, д. 36, 117997 Москва, Россия

\*e-mail: apeyve@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.11.2022 г.

После доработки 12.01.2023 г.

Принята к публикации 20.01.2023 г.

В статье приводятся новые данные по строению и соотношению тектонических и магматических процессов в ходе формирования Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл в Северной Атлантике. Показано, что этот регион характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность глубинных пород – ультрабазитов и разнообразных по составу габброидов. Формируются как отдельные внутренние океанические комплексы самой различной конфигурации, так и протяженные субширотные хребты, сложенные ультрабазитами и габброидами. Проведенный нами анализ показал, что данная геодинамическая система существует не менее 14–16 млн лет. Показано, что образование большинства внутренних океанических комплексов связано не только с тектоническими факторами, но и серпентинизацией перидотитов, которая приводит к уменьшению плотности, увеличению объема и, как следствие, – всплыванию крупных массивов ультрабазитов, включающих дезинтегрированные блоки габброидов, долеритов и базальтов. Многочисленные зоны скольжения, дробления, истирания и деформаций пород свидетельствуют о тектонических перемещениях. Для региона исследования характерны многочисленные нетрансформные смещения разной амплитуды, формируемые в условиях, когда относительные перемещения участков океанической литосферы реализуются в широких областях, претерпевающих деформации сдвига и растяжения. Морфологию формирующихся тектоно-магматических структур района определяют тектонические факторы. Исключением являются случаи, когда объемы расплавов, поступающие на поверхность в короткий период времени, существенно выше, чем среднестатистические для определенного сегмента рифтовой долины. Проведенный анализ показывает наличие в пределах района неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий, как вулканического происхождения, так и связанных с проявлениями наложенной тектонической активности.

*Ключевые слова:* Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, нетрансформное смещение, сухой спрединг, внутренние океанические комплексы

DOI: 10.31857/S0016853X23010058, EDN: EMTIKW

### ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с основами тектоники литосферных плит образование новой океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) происходит следующим образом. По мере расширения литосферных плит под воздействием конвекционных потоков в мантии и утонения коры в области максимального растяжения происходит декомпрессионное плавление мантийного материала. Поднимающиеся расплавы частично кристаллизуются в виде различных габброидов в

промежуточных магматических камерах, а основные объемы расплавов изливаются на поверхности дна, формируя новую океаническую кору в пределах рифтовых долин САХ. По мере раздвижения плит, новообразованная океаническая кора в составе океанических плит отодвигается от зоны генерации в рифтовой долине, и непрерывно-циклический процесс повторяется. В результате формируется система рифтовых гряд, субпараллельных оси рифтовой долины, сложенных базальтами. При этом простирания оси спрединга

и рифтовой долины перпендикулярны направлению расхождения литосферных плит. Такое строение характерно для большинства участков САХ.

Формирование отдельных спрединговых ячеек, состоящих из рифтовой впадины и неовулканических хребтов и поднятий разной конфигурации, связано с циклическим поступлением различных объемов расплавов и определяется степенью разогрева верхнемантийного материала, мощностью литосферы и амплитудой тектонических деформаций растяжения. По всей видимости, именно последние циклично активируют излияния базальтовых расплавов с формированием океанической коры.

Наиболее кинематически устойчивая конфигурация возникает тогда, когда растяжение совпадает с перпендикуляром к простиранию оси спрединга в рифтовом сегменте. Простирание отдельных сегментов САХ было заложено на ранней стадии раскрытия Атлантики и определялось распределением напряжений в начальный этап раскола континентов. Но в ряде случаев раскол континентов происходил таким образом, что линия разрыва сплошности коры имела дугообразную форму и процессы спрединга приводили к формированию областей более сложного строения. В конфигурации косого спрединга простирание осей сегментов рифтовых долин неортогонально направлению спрединга [11].

В рифтовой долине формируется система структур растяжения второго порядка (впадины и неовулканические поднятия), ограниченных сбросами и сбросо-сдвигами, простирание которых ортогонально основному напряжению растяжения [16, 18, 39]. Это относительно стабильная система, которая может существовать продолжительное время. Тем не менее, изменения в относительном направлении и скоростях движения плит могут приводить к изменениям конфигурации спрединга в осевой части САХ.

В Атлантическом океане косой спрединг не является уникальным явлением. Более половины рифтовых сегментов САХ севернее  $15^{\circ}$  с.ш. — это структуры, образованные в условиях косого спрединга при отклонении ортогонали к простиранию формируемого сегмента коры в  $10$  и более градусов от направления раздвижения плит. Особенно сильные отклонения наблюдаются в Северной Атлантике (хребты Мона, Книповича и трог Лена) [35].

Другой существенный фактор, который определяет строение формирующейся в САХ океанической коры, — это объемы базальтовых расплавов, изливающихся на поверхность рифтовых долин. В большинстве сегментов САХ объемы поступающих расплавов достаточны, чтобы при низкой скорости спрединга сформировать нормальный разрез океанической коры, когда на по-

верхность дна, даже с учетом сбросовых дислокаций, не выводятся глубинные коровые или мантийные породы. В то же время, там, где объемы изливающихся базальтов недостаточны для формирования разреза океанической коры, образуются отдельные изометричные, иногда куполовидные поднятия, сложенные глубинными породами. Они, как правило, расположены в пределах внутренних угловых поднятий, т.е. в зоне сочленения рифтовых долин с активными участками трансформных разломов (там, где происходят относительные сдвиговые перемещения сегментов океанической литосферы) или внутренними океаническими комплексами [12, 17, 21, 31]. Их образование связано с крайне незначительным поступлением на поверхность базальтовых расплавов в относительно холодной области сочленения рифтовой долины и трансформного разлома.

Поскольку растяжение и спрединг реализуется независимо от поступления (или его отсутствия) на поверхность базальтовых расплавов, то растяжение в таких областях приводит к тектоническому поднятию нижнекоровых и верхнемантийных пород.

В условиях растяжения этот процесс реализуется при формировании пологих сбросов, поверхности которых наклонены в сторону оси рифтовой долины. Если такие условия сохраняются длительное время, то образуются более сложные структуры, когда система новых пологих сбросов пересекает сформированные внутренние океанические комплексы [15, 36].

Как показали проведенные детальные исследования, в пределах САХ есть несколько протяженных участков рифтовых долин, в которых формируется аномальная кора вне прямого контакта с трансформными разломами. Один из таких сегментов (Сьерра-Леоне) протяженностью около  $250$  км расположен на юге Центральной Атлантики между  $5^{\circ}$  и  $7^{\circ}10'$  с.ш. [5].

Особенность этого сегмента состоит в том, что здесь отсутствуют крупные разломы с существенным смещением рифтовой долины, при этом он не является прямолинейным. Наиболее крупные развороты рифтовых долин и сопутствующих структур происходят в двух районах —  $6^{\circ}15'$  с.ш. и  $6^{\circ}50'$  с.ш. По кинематике они представляют собой зоны сдвига без полного разрыва рифтовых структур — такие образования известны и в других районах САХ, эти образования получили название нетрансформных смещения [26, 41].

В районе Сьерра-Леоне, судя по морфологии структур и соотношению различных типов драгированных пород, практически отсутствует стратифицированный разрез океанической коры. Верхняя часть океанической литосферы в данном районе состоит преимущественно из мантийных ультрабазитов с фрагментами раскристаллизован-

ных магматических камер (габброиды). Процессы тектонического выведения на поверхность в различной степени серпентинизированных и тектонизированных мантийных ультрабазитов фиксируются зонами меланжирования и милонитизации в серпентинитах. Базальтовый слой практически повсеместно отсутствует.

Маломощные потоки базальтов слагают только самое дно рифтовой долины, изливаясь на серпентинизированные ультрабазиты с телами габброидов. Такие зоны сложного строения, где на поверхность выведены глубинные мантийные и нижнекоровые породы и не формируется нормальный стратифицированный разрез океанической коры, получили название областей амагматичного или сухого спрединга [6, 18, 28].

Похожая зона неупорядоченного строения прослеживается от разлома Зеленого мыса на юг, на расстояние около 70 км [8, 13]. Аналогичные области известны также южнее разлома Кейн (22°–24° с.ш.), где обнажения габброидов и ультрабазитов протягиваются вдоль западного борта рифтовой долины на расстояние в 45 км [33]. Выходы приурочены к областям со сложным, незакономерным рисунком рельефа, включающим многочисленные косые эскарпы и поднятия.

Для этих областей характерны наиболее высокие положительные значения аномалии Буге, свидетельствующие о небольшой мощности океанической коры и близком положении плотных пород верхней мантии. Кроме того, отмечается хорошая пространственная корреляция между областями с тонкой корой (по гравиметрическим данным) и областями распространения ультраосновных пород.

Морфологически такие районы характеризуются расчлененным рельефом, представляющим собой сложное сочетание коротких поднятий и эскарпов различной ориентировки, образованных в результате значительных тектонических движений.

Самый северный из сегментов САХ, где до сегодняшнего дня были установлены проявления сухого спрединга – это район южнее Азорских островов (34°–38° с.ш.) [25]. Здесь описаны крупные массивы куполообразной формы, в пределах пяти из которых были подняты серпентинизированные перидотиты.

Целью настоящей статьи является анализ новых геологических данных, полученных в ходе изучения ранее не исследованного сегмента САХ между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (Северная Атлантика), который получил название Фарадей по названию горы, находящейся в его центре, и установление закономерностей проявления и соотношений тектонических и магматических процессов в ходе формирования этого сложно построенного сегмента САХ.

## СТРОЕНИЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В РАЙОНЕ ФАРАДЕЙ

В 2022 г., в рамках программы РАН “Комплексные геолого-геофизические исследования внутриплитных тектонических, магматических и гидротермально-метаморфических процессов в осевой части и на флангах Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике”, был проведен 53-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” в сегменте Срединно-Атлантического хребта между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (рис. 1).

Экспедиционные исследования включали высокочастотное акустическое профилирование, магнитную съемку и многолучевое эхолотирование, а также станционные работы, в ходе которых производилось опробование дна драгированием. Сбор данных осуществлялся одновременно эхолотом SeaBat 7150 (Reson, Slangerup, Denmark) и профилографом EdgeTech 3300 (Reson, Slangerup, Denmark). В результате работ был получен обширный материал, который дополнил ранее полученные данные по морфологии и вещественному составу структур в районе разлома Чарли Гиббс [9, 10, 38].

Анализ морфологии океанического дна дает ключ к пониманию как магматических, так и тектонических процессов, которые привели к формированию различных структур САХ. По данным, полученным в 53-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (Россия), была построена карта рельефа океанского дна в масштабе 1 : 50000, которая, наряду с магнитными данными, высокочастотным профилированием и данными драгирования, дала обширный геологический материал для анализа процессов формирования океанической коры протяженного (~500 км) района САХ (48°–52° с.ш.) к югу от разлома Чарли Гиббс (рис. 2).

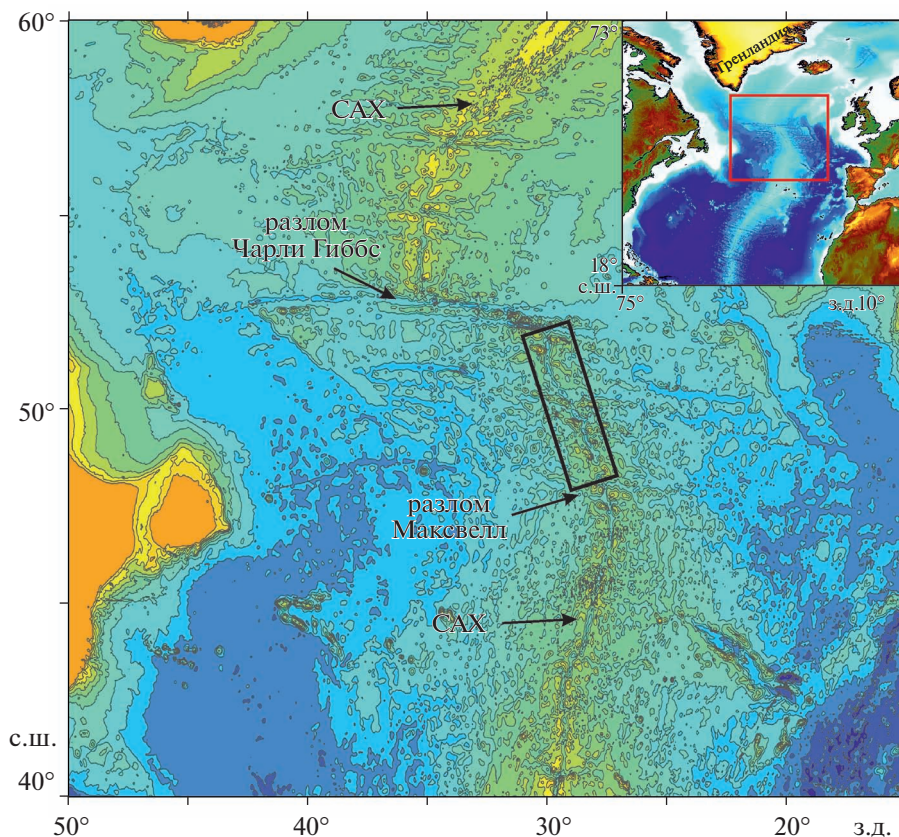
Район Фарадей включает самые разнообразные по морфологии и составу структуры и по совокупности признаков может быть разделен на пять тектоно-магматических сегментов (ТМС) (рис. 3):

- ТМС-1 – между разломом Чарли Гиббс и 51.2° с.ш.;
- ТМС-2 – между 51.2° с.ш. и 50.3° с.ш.;
- ТМС-3 – между 50.3° с.ш. и 49.7° с.ш.;
- ТМС-4 – между 49.7° с.ш. и 48.9° с.ш.;
- ТМС-5 – между 48.9° с.ш. и разломом Максвелл.

## СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ СЕГМЕНТОВ РАЙОНА ФАРАДЕЙ

*ТМС-1 – между разломом Чарли Гиббс и 51.2° с.ш.*

ТМС-1 включает два блока, имеющих сходное строение, разделенных субширотной линейной депрессией, по которой северный блок смещен относительно южного к западу (рис. 4).



**Рис. 1.** Карта рельефа дна Северной Атлантики. На врезке: показан регион исследования (квадрат красным). На карте: показано положение района детальных исследований (прямоугольник черным).

Рифтовая долина в пределах северного блока имеет ширину 11–12 км и глубину 3600 м, протягивается по азимуту 5°. Днище долины выровненное, постепенно поднимается в южном направлении до глубины 3200 м, что соответствует центральной части спрединговой ячейки, где генерируются и изливаются максимальные объемы базальтов (см. рис. 4 профиль А–А').

Далее к югу (на 51.8° с.ш.) рифтовая долина распадается на две субпараллельные впадины со смещением относительно оси рифта, резко погружаясь до глубины 3600 м (в западной впадине) и 4100 м (в восточной впадине). Разделяющий впадины неовулканический хребет ориентирован с небольшим разворотом на северо-восток. Борты симметричные, представлены крутыми протяженными сбросовыми эскарпами, наклоненными в сторону оси рифта. По данному драгированию рифтовая долина сложена свежими подушечными базальтами с многочисленными закалочными стеклами [7, 10].

Субширотная линейная депрессия, по которой северный блок смещен относительно южного к западу на 5 км относится к группе нетрансформных смещений. Такие структуры могут образовываться как на начальной стадии раскола

литосферных плит, так и при изменении кинематики их относительного движения.

Данное нетрансформное смещение пересекает ось САХ на 51.6° с.ш. с азимутом 93° и представляет собой в поперечном сечении U-образную долину шириной 12–15 км и глубиной 2900–3200 м (местами перекрытую осадками), которую пересекают, без разрыва сплошности, структуры как рифтовой долины, так и обрамляющих рифтовых гряд. Но если высота гряд в районе центральных частей спрединговых ячеек достигает 1300 м, то в нетрансформном смещении глубины не превышают 2300 м.

Это обусловлено тем, что на краях сперединговых ячеек литосфера более холодная и объемы генерируемых расплавов существенно ниже. Имеется и другая особенность – западная ветвь данного нетрансформного смещения сдвинута к северу на 5 км вместе с западным флангом северного блока, что может указывать на существование сдвиговой компоненты в пределах рифтовой долины.

Рифтовые впадины северного и южного блоков расположены кулисообразно, с небольшим перекрытием. Это приводит к асимметричному спредингу в районе перекрытия с регулярным пе-

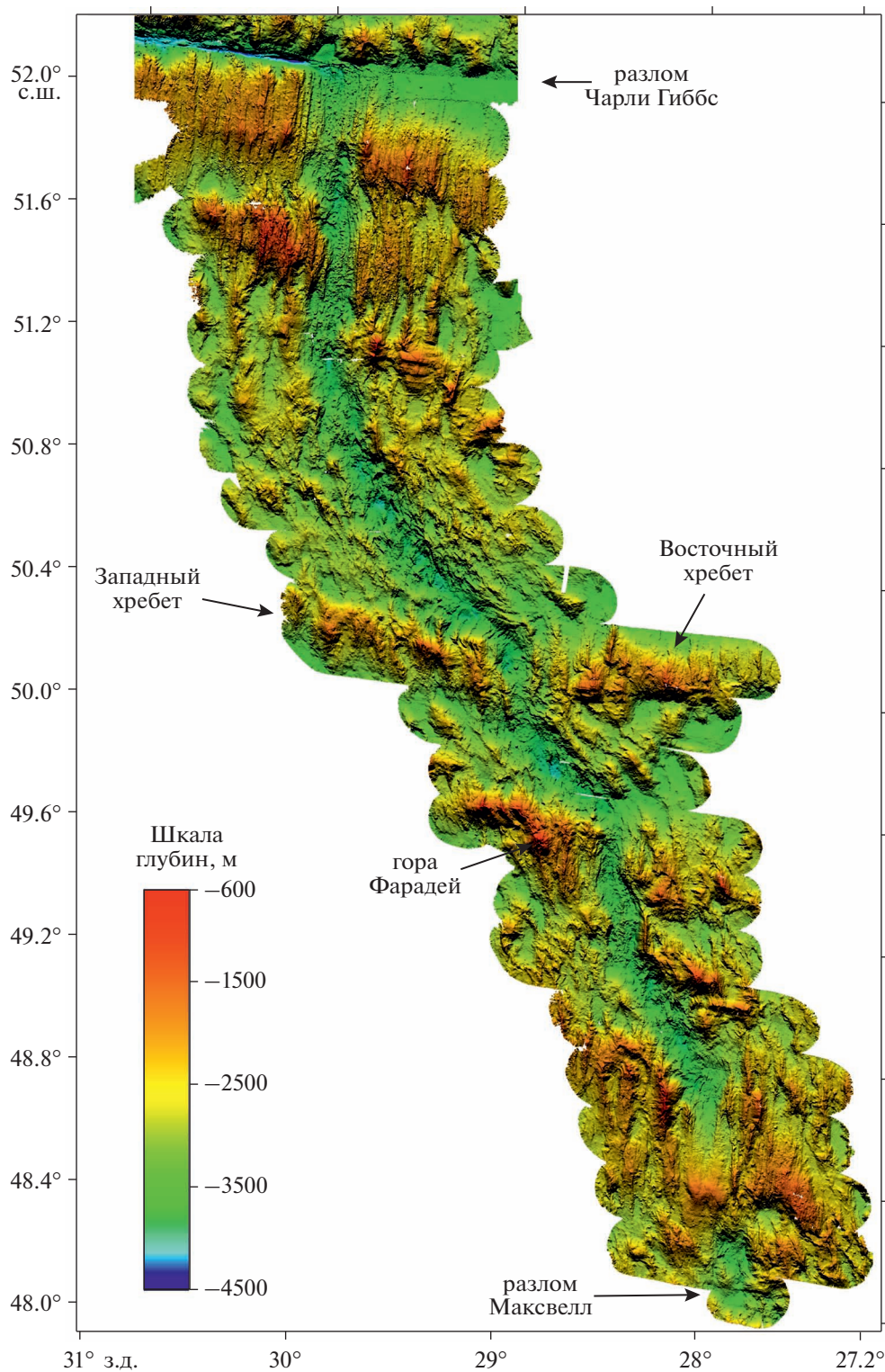
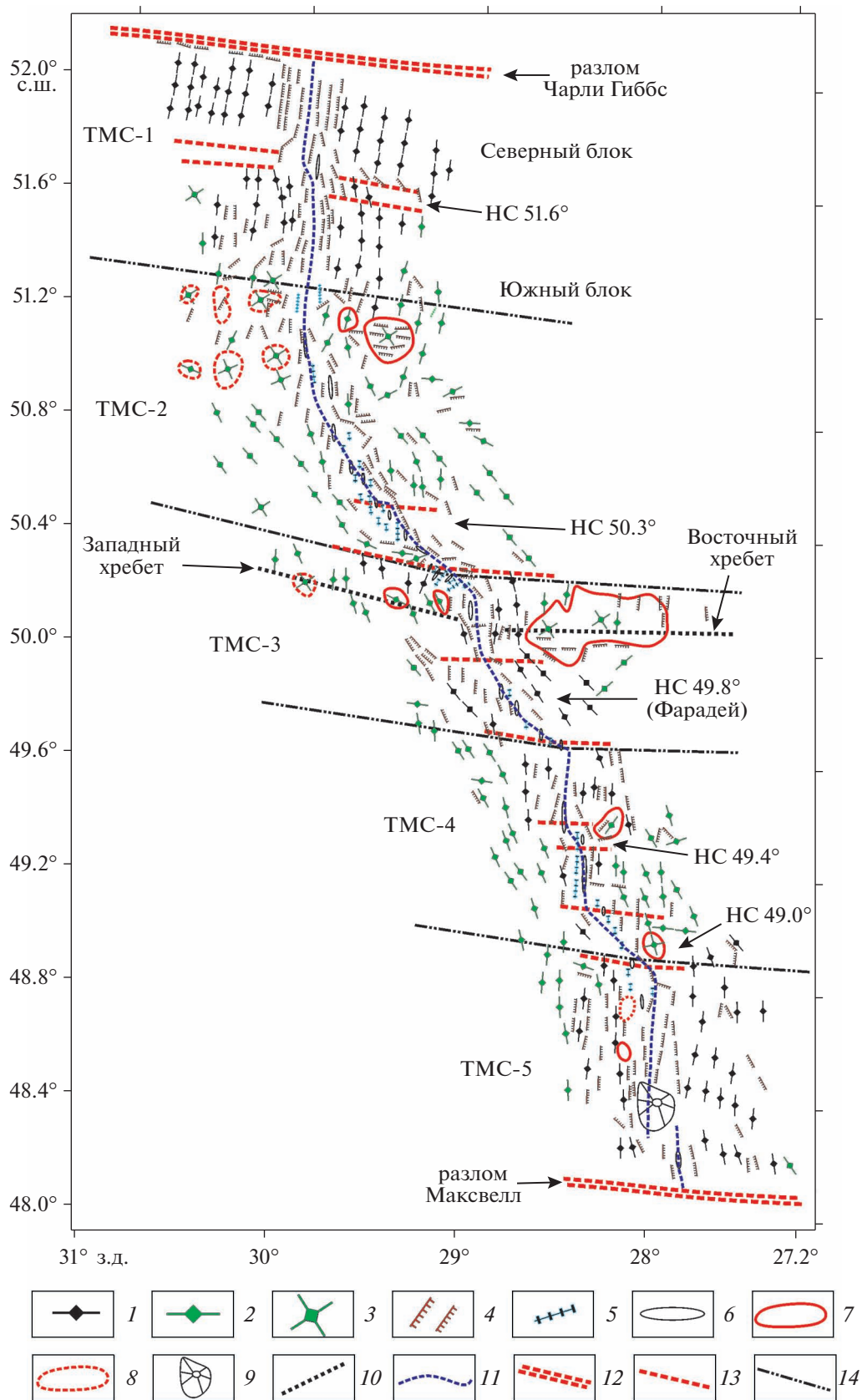


Рис. 2. Карта рельефа океанского дна САХ района Фарадей.

Рис. 3. Структурная схема района Фарадей.

1–2 – простирающиеся структуры на флангах рифтовой долины САХ: 1 – вулканической природы, 2 – неясной природы; 3 – изометричные куполовидные поднятия; 4 – сбросовые эскарпы; 5–6 – структуры рифтовой долины: 5 – неовулканические хребты, 6 – впадины; 7–8 – области распространения глубинных пород (габброиды, ультрабазиты): 7 – по полученным данным драгирования, 8 – предполагаемые; 9 – куполовидное вулканическое поднятие; 10 – простирающиеся субширотных поднятий; 11 – простирающиеся оси рифтовой долины; 12 – трансформные разломы; 13–14 – границы: 13 – нетрансформных смещений, 14 – тектоно-магматических сегментов



рескоком на небольшую величину оси растяжения в восточном (для северного блока) и в западном (для южного блока) направлениях. В результате, в области нетрансформного смещения наблюдается зубчатое сочленение рифтовых гор, образованных в северном и южном блоках.

Рифтовые гряды как северного, так и южного блоков – это линейные структуры, протягивающиеся параллельно бортам рифтовой долины на 20–30 км, разделенные узкими впадинами (см. рис. 4 проф. Б–Б'). Высота гряд от основания 200–500 м, крутизна склонов  $10^{\circ}$ – $22^{\circ}$ .

Такие структуры образуются при нормальном спрединге, когда рифтовая долина ортогональна направлению расхождения литосферных плит, и сложены базальтами. Каждая гряда соответствует циклу образования океанической коры, включающему излияние базальтов на дне рифтовой долины и последующее расхождение и воздымание бортов долины с образованием сбросовых эскарпов и окончательным формированием рифтовых гряд.

#### *ТМС-2 – между $51.2^{\circ}$ с.ш. и $50.3^{\circ}$ с.ш.*

Рифтовые гряды ТМС-1 в южном направлении быстро погружаются и дискордантно сочленяются с несколькими изометричными или округлыми куполовидными поднятиями. По южным подножиям этих поднятий мы проводим границу между ТМС-1 и ТМС-2.

В пределах ТМС-2 рифтовая долина плавно на протяжении 130 км меняет простирание от  $5^{\circ}$ – $6^{\circ}$  до  $310^{\circ}$ , более чем на  $50^{\circ}$ , и упирается в поднятие на  $50.3^{\circ}$  с.ш. Поднятие маркирует резкое изменение простираний как рифтовой долины, так и рифтовых гряд на субширотное. Данный перегиб структур может рассматриваться как нетрансформное смещение, которое маркирует границу с ТМС-3. Ось рифтовой долины здесь смещена к востоку на 11 км без разрыва сплошности.

Структура рифтовой долины ТМС-2 существенно отличается от ТМС-1.

Здесь рифтовая долина – это система, коротких кулисообразно расположенных, линейных или изометричных впадин протяженностью 3–10 км и максимальной глубиной 4100–4200 м, ориентированных в северном направлении, систематически смещенных в юго-восточном направлении.

В районе нетрансформного смещения  $50.3^{\circ}$  с.ш., южная впадина фестончато расходится на несколько линейных апофизов-долин протяженностью 3–7 км, которые веерообразно разворачиваются с юго-востока на юго-запад до азимута  $300^{\circ}$  в самых молодых структурах и упираются в субширотное поднятие на  $50^{\circ}$  с.ш. (рис. 5).

Данная структура могла быть образована в поле сдвиговых напряжений при локальном асим-

метричном спрединге, когда каждый последующий раскол происходит не в центре рифтовой долины, а смещается в восточном направлении.

Все внутририфтовые впадины разграничены системой коротких узких неовулканических хребтов высотой от основания 300–500 м, протягивающимися на 10–15 км по азимуту  $4^{\circ}$ – $5^{\circ}$ . В районе  $50.9^{\circ}$  с.ш. и  $29.9^{\circ}$  з.д. имеется подводное вулканическое плато размером  $8 \times 15$  км с отчетливыми отдельными вулканическими постройками, полностью перегораживающими рифтовую долину. Многочисленные одиночные вулканические постройки имеют изометричную форму, диаметр по основанию постройки около 1.8 км и относительную высоту от 100 до 250 м.

Борта рифтовой долины симметричны: средняя крутизна склонов составляет  $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ . Хотя генеральное простирание бортов рифтовой долины соответствует простиранию оси рифта, в нижней части склоны террасированы и расчленены системой многочисленных небольших сбросов и сдвигов субмеридионального простирания. Превышение сбросовых ступеней друг над другом варьируется от 10 до 100–120 м, а их ширина достигает 700 м. Такие структуры образуются при косом спрединге, когда направление раздвижения литосферных плит не совпадает с направлением спрединга.

Для ТМС-2 характерно отсутствие отчетливых протяженных рифтовых гор. Как к западу, так и к востоку от рифтовой долины имеются отдельные поднятия линейной и изометричной формы с простиранием от  $6^{\circ}$  до  $330^{\circ}$  на платообразной поверхности с глубинами 3000–2900 м, образующие мелкогрядовый рельеф. Наиболее высокие поднятия с глубинами вершин 750–2400 м расположены в северной части ТМС-2. Это отдельные гряды протяженностью 5–25 км, разделенные широкими (5–7 км) U-образными долинами.

В южном направлении гряды становятся более узкими, шириной у основания ~500 м, слабо выраженными в рельефе с превышением от дна около 50–150 м.

Нами были опробованы драгированием наиболее крупные поднятия к востоку от рифтовой долины (рис. 6).

Одно из них с центром на  $51.15^{\circ}$  с.ш. и  $29.73^{\circ}$  з.д. – это узкая линейная структура длиной 15 км и шириной около 6 км, которая протягивается по азимуту  $6^{\circ}$ , что соответствует структурам рифтовых гор. Превышение от основания составляет 1750 м. Поднятие асимметричное. Крутизна западного склона составляет  $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ , а восточного  $25^{\circ}$ – $45^{\circ}$ .

Драгирование в средней части юго-восточного склона показало, что помимо базальтов и долеритов, которые составляют 65% материала, данная структура сложена также серпентинизированны-

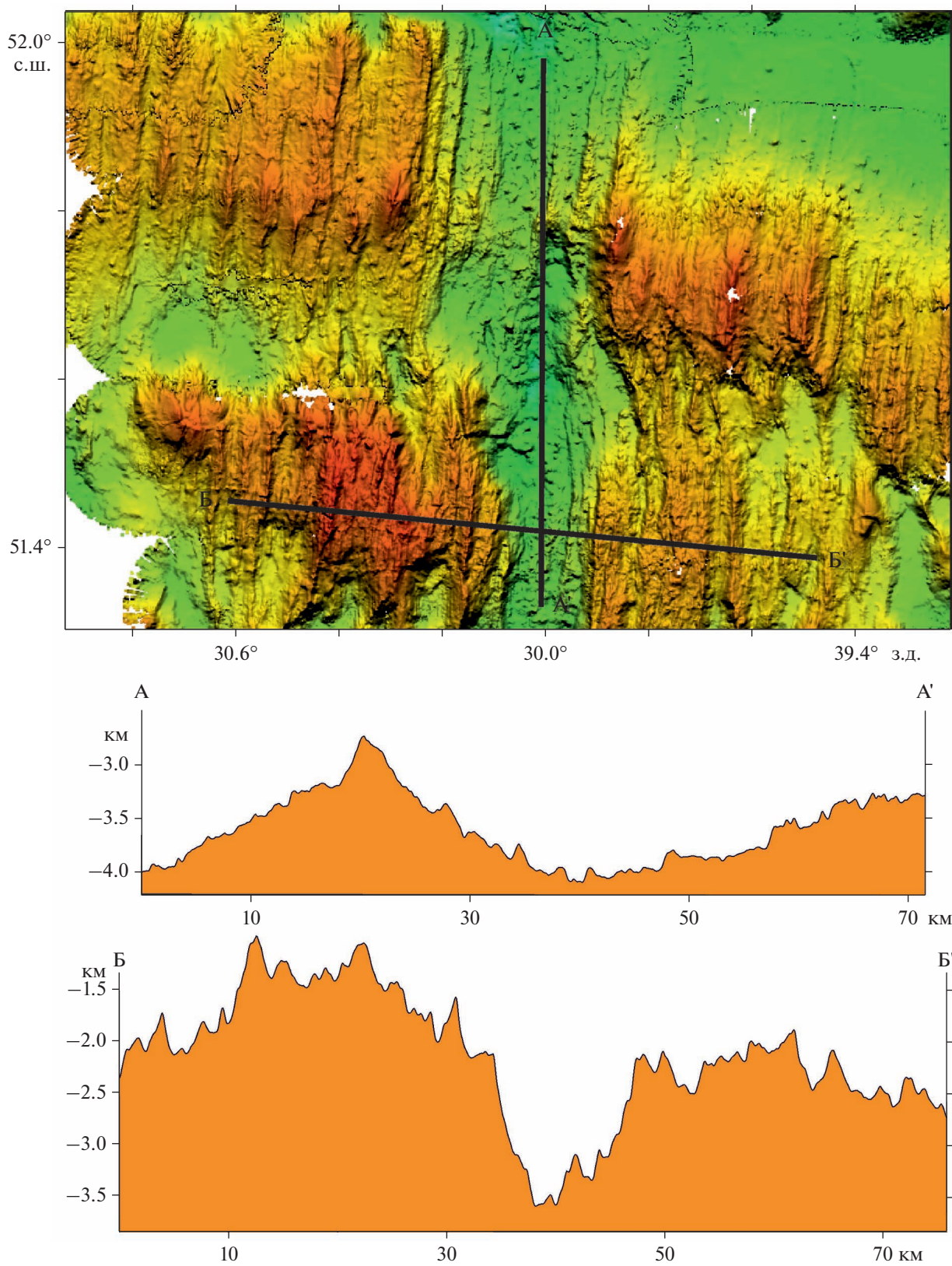


Рис. 4. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-1.



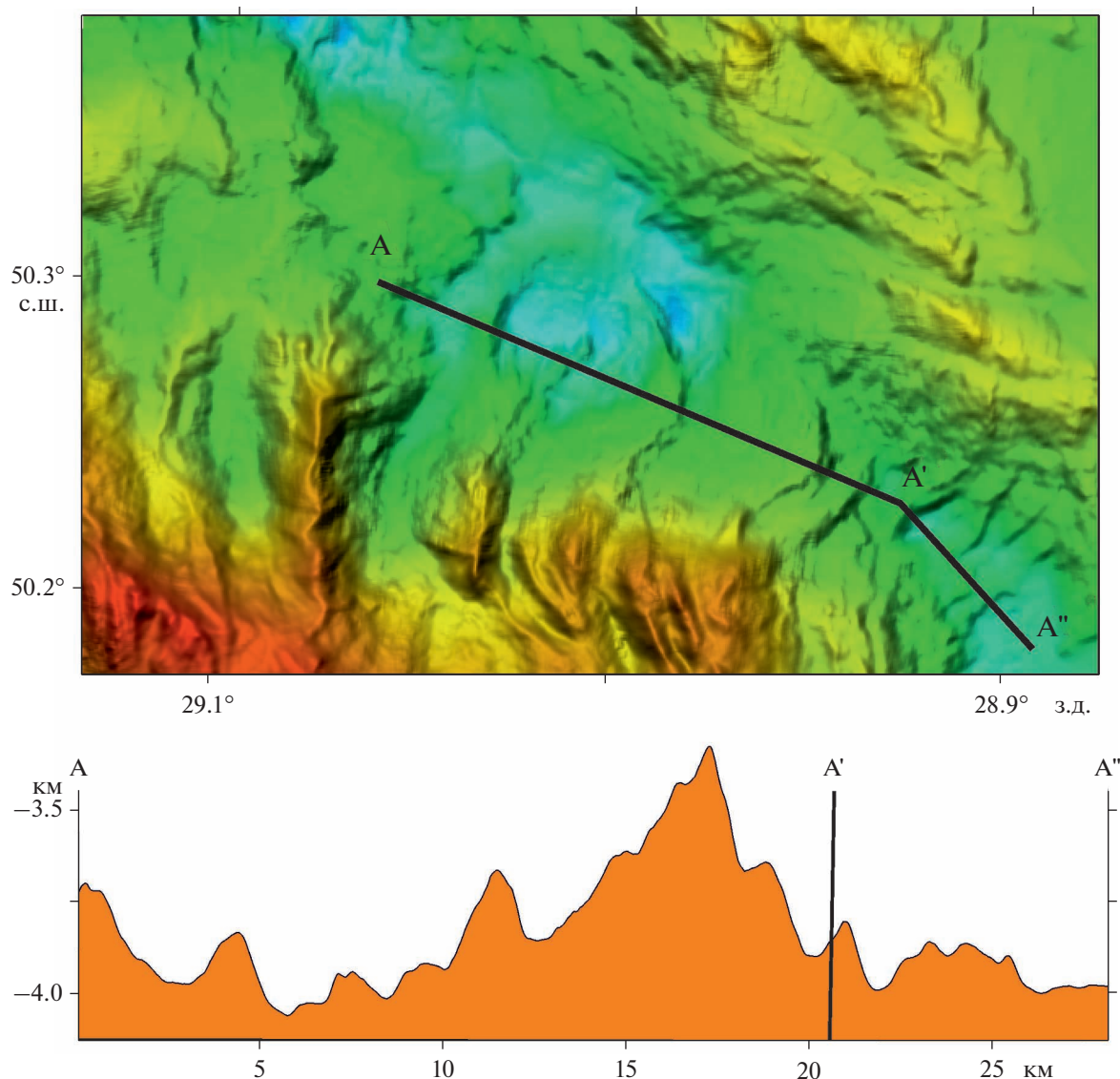


Рис. 5. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-2.

ми мантийными перидотитами (35%). Последние, по данным драгирования, выведены на глубины не менее чем 2200 м. Таким образом, с учетом глубины рифтовой долины на данной широте в 3500 м, амплитуда вертикального перемещения, даже без учета того, что это — глубинные породы, составляет не менее 1300 м.

Другое поднятие с центром на  $51.1^\circ$  с.ш. и  $29.5^\circ$  з.д. — это изометричное, брахиморфное поднятие с минимальными глубинами около 1500 м, в пределах которого имеются субширотные плосковершинные гряды различного размера с простиранием  $278^\circ$ , образующие некоторое подобие гофрированной поверхности (см. рис. 6, профиль Б—Б').

По данным опробования, на глубинах 2200–1900 м в пределах юго-западного склона поднята

одна полуокатанная глыба базальтов не вполне ясного происхождения. Весь остальной материал — это рудные такситовые и пегматоидные габброиды с большим количеством ильменита и сфена. Гофрированные поверхности на склонах могут соответствовать тектонической штриховке [14, 30].

Морфология и состав пород данного поднятия близки внутренним океаническим комплексам, образуемым при тектоническом выведении глубинных пород на уровень морского дна, когда изливающиеся базальтовых расплавов недостаточно, чтобы сформировать нормальный разрез океанической коры, либо возникают очень продолжительные интервалы между изливаниями базальтов.

Имеется явная асимметрия относительно оси рифтовой долины. На западном фланге отсут-

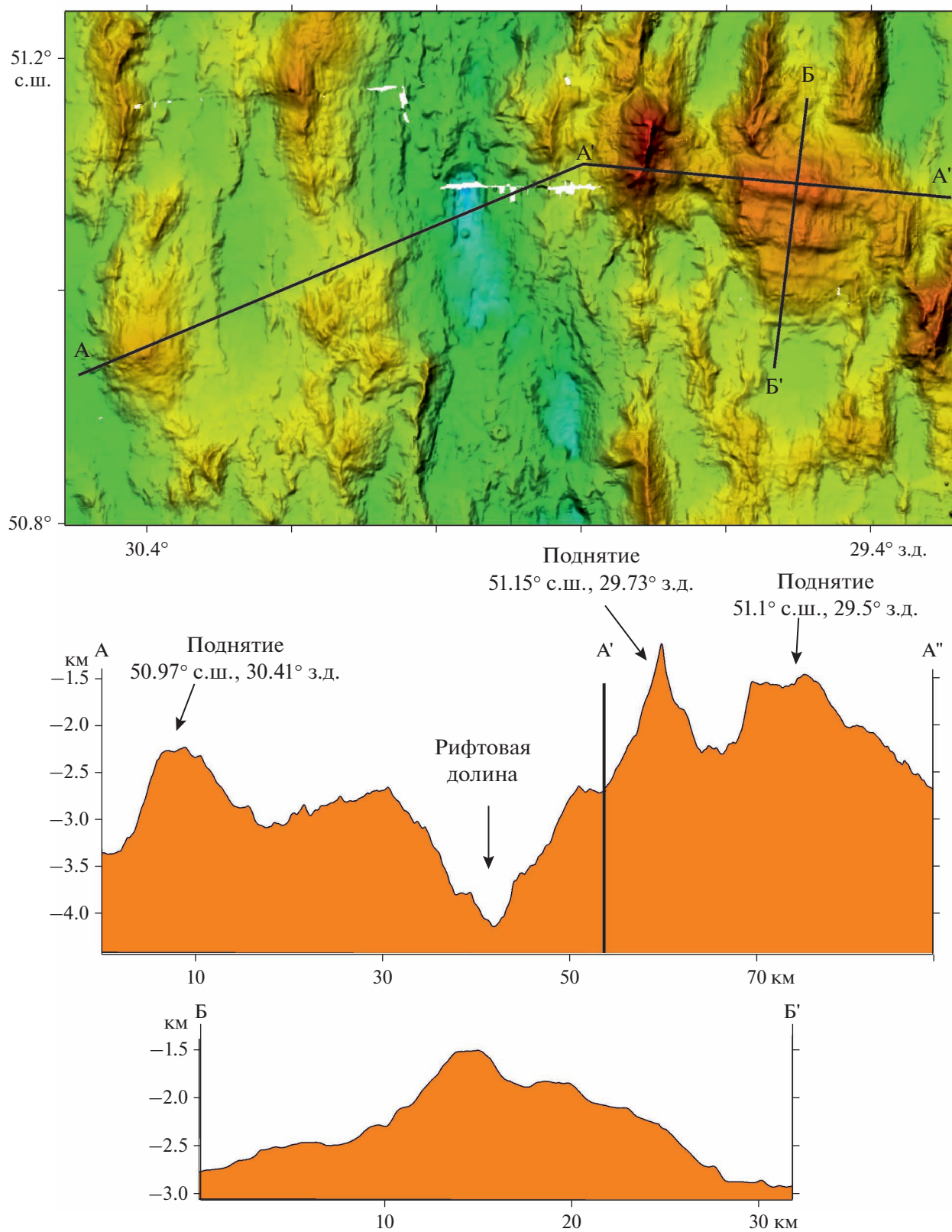


Рис. 6. Рельеф океанского дна и профили через структуры внутренних океанических комплексов.

ствуют такие крупные поднятия, какие есть на восточном фланге. К западу от рифтовой долины имеется ряд округлых куполовидных поднятий с вершинами 2400–2200 м, как, например, поднятие на  $50.97^\circ$  с.ш.,  $30.41^\circ$  з.д (см. рис. 6, профиль А'–А").

Данные структуры нами не опробовались, но как видно по морфологии, они существенно отличаются от рифтовых гряд вулканической природы, могут в значительной степени состоять из глубинных пород и иметь тектоническую природу.

#### *ТМС-3 – между $50.3^\circ$ с.ш. и $49.7^\circ$ с.ш.*

В северной части ТМС-3 крупный субширотный хребет шириной 15–20 км, разделяется рифтовой долиной на Западный и Восточный (см. рис. 2).

К югу от  $50.2^\circ$  с.ш., рифтовая долина резко изменяет свое простирание до  $355^\circ$ , причем собственно осевая рифтовая впадина – до  $7^\circ$ , что совпадает с простиранием оси растяжения (рис. 7). Данный ортогональный сегмент протягивается на юг на 25 км до  $49.9^\circ$  с.ш.

В области пересечения с субширотным хребтом рифтовая долина сужается до 7 км, а ее глубина резко уменьшается с 4100 м до 3375 м, но уже на  $50^\circ$  с.ш. долина резко расширяется до 21 км и снова углубляется до 4000 м. Днище долины сильно расчлененное, наблюдаются многочисленные вулканические постройки диаметром до 1.5 км и высотой до 180 м (см. рис. 7, профиль А–А").

Начиная с  $49.9^\circ$  с.ш., простирание рифтовой долины вновь изменяется на  $311^\circ$  и вплоть до  $49.7^\circ$  с.ш. остается неизменным.

Рифтовая долина на этом участке состоит из нескольких субмеридиональных впадин, разделенных крупными неовулканическими линейными грядами, пересекающими целиком дно рифтовой долины по азимутам  $356^\circ$ – $358^\circ$  и кулисообразно смещенными к юго-востоку, что соответствует структурам, образованным в кинематических условиях косоугольного сдвигания. Общее смещение оси рифтовой долины к востоку составляет 25 км. Эту структуру можно рассматривать как крупное нетрансформное смещение. Оно известно как трансформный разлом Фарадей [23]. Однако нарушения сплошности рифтовой долины при пересечении структуры не происходит, а сама структура расположена, как и предыдущие смещения, неортогонально к простиранию оси рифтовой долины.

Фланговые части ТМС-3 отличаются асимметрией. Западный фланг представлен мелкогрядовым рельефом, по морфометрическим параметрам и северному простиранию схожим с внутренними структурами рифтовой долины. На удалении 15–20 км от бровки долины мелко-

грядовый рельеф сменяется крупными массивами, ориентированными в северо-западном направлении, т.е. в соответствии с простиранием самой рифтовой долины. В длину эти массивы достигают 20 км при ширине 7–8 км, а их относительная высота доходит до 1050 м. В пределах массивов наблюдаются отдельные кратеры и кальдеры. Друг от друга массивы отделены впадинами до 6 км шириной, с выровненным днищем.

Восточный фланг спредингового сегмента полностью состоит из подобных крупных массивов, схожих по морфометрическим параметрам и северо-западному простиранию с массивами западного фланга, однако, здесь их очертания более плавные и вершинные поверхности являются преимущественно округлыми. Превышение массивов над уровнем разделяющих их впадин достигает 1300 м.

Также встречаются отдельные кальдеры и кратеры, однако, в меньшем количестве, чем на западном фланге. Ширина впадин, отделяющих массивы друг от друга, достигает 12 км. Мелкогрядовый рельеф, описанный для западного фланга, практически отсутствует в пределах восточного. Возможно, некоторые из этих массивов могут быть сложены глубинными породами.

Субширотные хребты расположены между нетрансформным смещением  $50.3^\circ$  на северной границе и нетрансформным смещением  $49.8^\circ$  (Фарадей) и протягиваются по азимуту  $286^\circ$  (Западный) и  $88^\circ$  (Восточный) на расстояние соответственно 200 км и 135 км (см. рис. 7, профиль Б–Б').

Обстановка формирования этих структур, судя по протяженности Западного субширотного хребта и экстраполяции линейных магнитных аномалий [32], существует не менее 14–16 млн лет. И, если простирание Восточного хребта, в целом, соответствует направлению спрединга (расхождение всего около  $3^\circ$ ), то для Западного – расхождение составляет  $21^\circ$ .

Хребты представлены в виде сочетания меридиональных гряд и массивов, образуемых при слиянии нескольких коротких гряд, достигающих глубин 1300 м. Гряды и массивы асимметричны, имеют более пологие склоны, обращенные к рифтовой долине. На этих склонах отмечаются мелкие широтные гряды, образующие гофрированные поверхности. Наблюдается асимметрия и в меридиональном направлении. Северные склоны западного хребта более крутые, тогда как для восточного хребта наблюдается противоположная ситуация. Длина гряд варьируется от 5 до 18 км при ширине от 2 до 6 км. Массивы имеют длину до 20 км при ширине до 25 км. Вершинные поверхности округлой формы, реже представлены узкими гребнями.

По данным драгирования (девять драгировок) Восточный хребет сложен в основном серпенти-

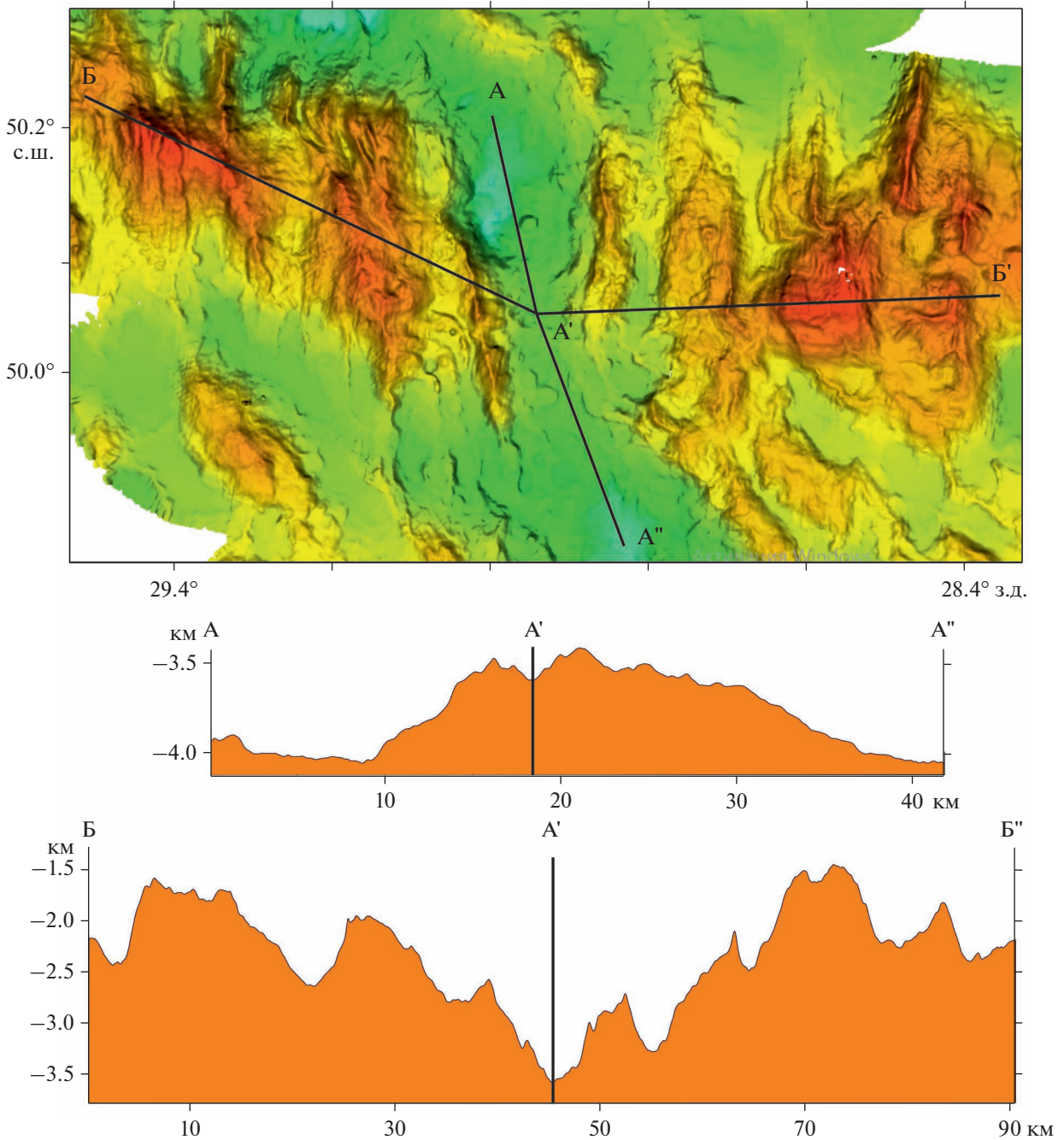


Рис. 7. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-3.

низированными и тектонизированными ультрабазидами – 70%. Габброиды составляют ~25%, базальты и долериты – 5%. В пределах Западного хребта преобладают базальты и долериты – 75%. Габброиды составляют около 20%, ультрабази- ты – 5%.

Таким образом, наблюдается асимметрия как в морфологии, так и в составе пород Восточного и

Западного хребтов на расстоянии 60 км в стороны от оси рифтовой долины.

*ТМС-4 – между 49.7° с.ш. и 48.9° с.ш.*

Данный сегмент протягивается в южном на- правлении от южной границы нетрансформного смещения Фарадей (49.7° с.ш.) до 48.9° с.ш. и включает два меридиональных сегмента рифто-

вой долины, разделенных небольшими нетрансформными смещениями (см. рис. 3):

– северное нетрансформное смещение  $49.4^\circ$  ( $49.42^\circ$ – $49.36^\circ$  с.ш.) со смещением рифтовой долины к востоку на 4 км;

– южное нетрансформное смещение  $49.0^\circ$  с.ш. ( $49.1^\circ$ – $49.93^\circ$  с.ш.) со смещением рифтовой долины к востоку на 17 км.

Южнее нетрансформного смещения Фарадей долина меняет простирание с  $311^\circ$  на  $4^\circ$ . Протяженность этого сегмента рифтовой долины 28 км, ширина – 10–12 км при наименьшей ширине в центральной части. Здесь днище долины наиболее приподнято до глубины 3300 м (рис. 8, профиль А–А").

Наблюдаются многочисленные конусовидные вулканические постройки. Диаметр отдельных вулканических конусов варьируется от 600 до 1300 м, при высоте от 40 до 70 м. Склоны долины ступенчатые, симметричные, их средняя крутизна составляет  $15^\circ$ – $20^\circ$ .

Нетрансформное смещение  $49.0^\circ$  с общим северо-западным простиранием рифтовой долины разбито на несколько удлиненных рифтовых впадин, разделенных крупными вулканическими хребтами шириной 5–7 км и протяженностью 12–20 км, высотой от основания 500–600 м. Простирание этих структур в рифтовой долине  $3^\circ$ – $7^\circ$ . Крутизна склонов, представленных сбросовыми эскарпами, достигает  $35^\circ$ – $40^\circ$ . Такая структура рифтовой долины отвечает кинематической обстановке косоугольного спрединга.

Наибольшее разнообразие в структурах отмечается за пределами рифтовой долины.

Между  $49.7^\circ$  с.ш. и  $49.3^\circ$  с.ш. – это крупные гряды рифтовых гор и изометричных, реже вытянутых по простиранию долины массивов, наложенных на грядовой рельеф. Причем, если на восточном фланге наблюдается явное преобладание грядового рельефа и выделяются лишь два крупных массива, сложенных преимущественно ультрабазиитами и разделенных впадинами, то западный фланг практически полностью состоит из массивов, соединенных в единый хребет длиной 65 км (рис. 8, профиль Б–Б'). Один из этих массивов известен как гора Фарадей [23]. Данный хребет сложен помимо базальтов и долеритов глубинными породами (габброидами).

Для грядового рельефа характерны островершинные гребни. Длина гряд достигает 22 км при ширине до 2.2 км и высоте до 300 м, при простирании  $352^\circ$ . Гряды асимметричные. Обращенные к рифтовой долине склоны, как правило, имеют большую крутизну. На восточном фланге долины гряды отделены межгрядовыми понижениями до 3 км шириной. На западном фланге гряды разделены лишь узкими (первые сотни метров) ложбинами (см. рис. 2).

Массивы имеют, как правило, округлую форму. Их диаметр варьируется от 8 до 10 км. Склоны также имеют асимметрию, – обращенные к долине склоны являются более пологими. Также наблюдается асимметрия по направлению север–юг. Характер асимметрии аналогичен рассмотренной ранее в пределах ТМС-3 (северные склоны более крутые). Вершинные поверхности неровные. В пределах отдельных массивов выделяются единичные небольшие вулканические постройки. Простирание гряд западного фланга субмеридиональное, в то время как сами массивы имеют различное простирание. Отдельные драгировки показали, что массивы в значительной степени сложены глубинными породами – габброидами и ультрабазиитами.

В интервале между  $49.3^\circ$  с.ш. и  $48.9^\circ$  с.ш. морфология западного и восточного флангов различается. Восточный фланг представлен грядовым рельефом рифтовых гор. Гряды, кроме ближайшей к рифтовой долине, имеют небольшую высоту (не более 150 м) при ширине 1.5–2 км. Их простирание – около  $350^\circ$ , что соответствует усредненному простиранию оси рифтовой долины. Длина гряд колеблется в пределах 8–10 км.

С находящимися севернее массивами на  $49.4^\circ$  с.ш. гряды не соединяются, будучи отделенными ложбиной глубиной 100–150 м. Друг от друга гряды также отделены небольшими ложбинами или впадинами шириной до 3 км. В пределах гряд видны отдельные кратеры и кальдеры. Диаметр кальдер варьируется от 1.5 до 17 км. Отдельно выделяется ближайшая к рифтовой долине гряда, достигающая высоты 600 м при ширине 3.5 км.

К югу гряды переходят в крупный массив с высотой от основания 1500 м, состоящий из нескольких округлых и субширотных поднятий, некоторые из которых сложены серпентинизированными мантийными ультрабазиитами. Общее простирание массива –  $286^\circ$ .

Для западного фланга характерны более длинные гряды (от 10 до 17 км) извилистой формы. Ширина гряд находится в пределах 2–4 км. Высота также значительно варьируется – от 200 до 600 м.

Часто гряды сливаются в более крупные массивы различной ориентировки. По длинной оси они достигают 20 км, по короткой оси – 12 км. Друг от друга гряды и массивы отделены впадинами от 3 до 5 км шириной. Характерной особенностью рельефа является присутствие большого количества кольцевидных структур, которые могут быть интерпретированы как кальдеры. В диаметре они варьируются от 2.5 до 5 км при глубине днища до 450 м.

Проведенный анализ рельефа показал, что простирание рифтовых гор на флангах рифтовой долины как на восточном, так и на западном флангах соответствует простиранию оси рифто-

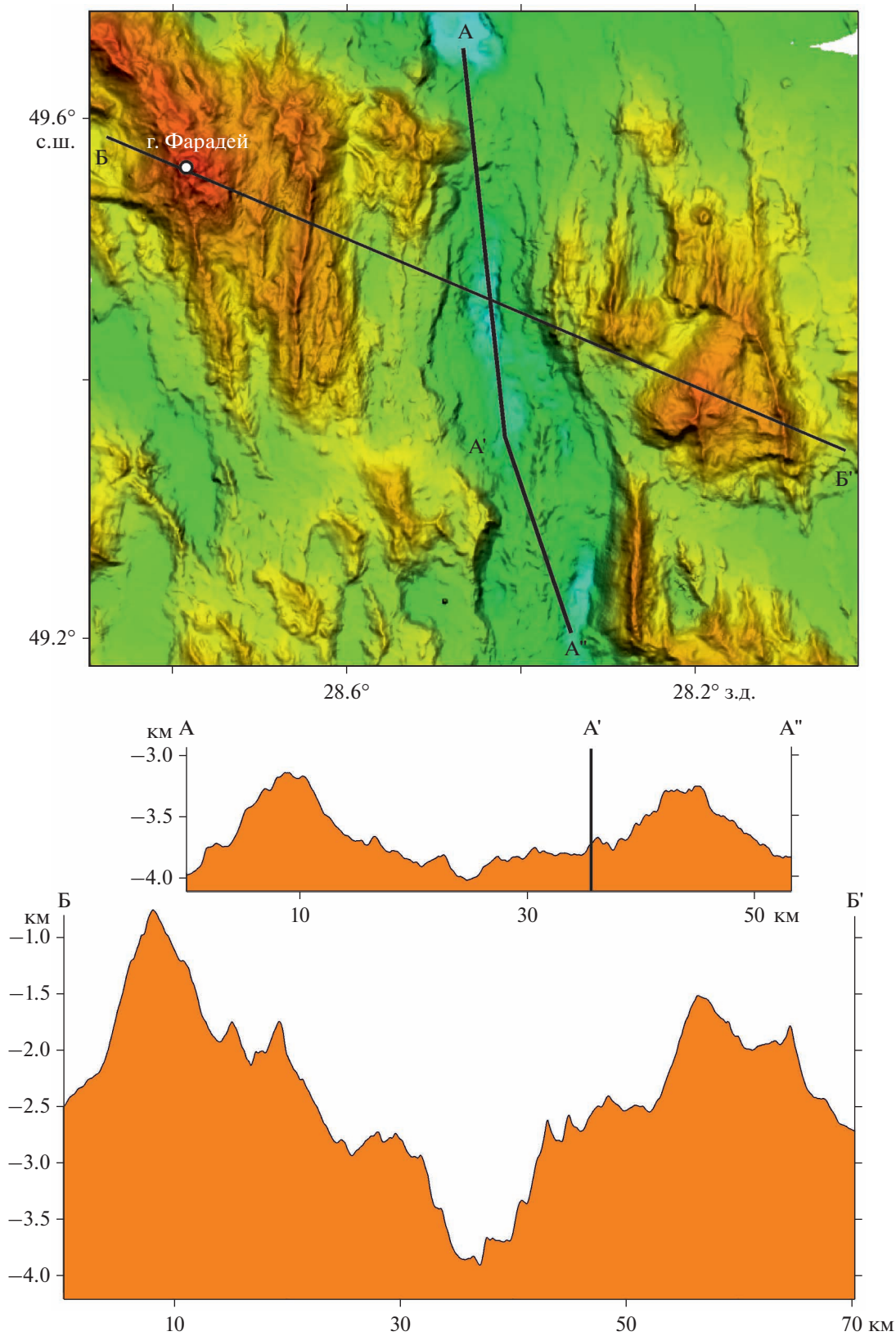


Рис. 8. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-4.

вой долины и не соответствует ориентировке кулисообразных структур, которые сформированы в самой рифтовой долине. На этом основании, а также по данным интерпретации линейных магнитных аномалий, можно предполагать, что перестройка кинематики произошла недавно — 0.8–1 млн лет. В районе  $49.25^\circ$  с.ш. и  $28.46^\circ$  з.д. сбросовый эскарп западного борта рифтовой долины срезает ранее сформированные рифтовые горы.

#### *ТМС-5 — между $48.9^\circ$ с.ш. и разломом Максвелл*

Границу между ТМС-4 и ТМС-5 проходит по субширотной линейной депрессии на  $48.9^\circ$  с.ш. Признаков смещения рифтовой долины не видно, хотя изменение структурного плана несомненно. Кроме того, как показало проведенное нами опробование, небольшое поднятие на восточном борту рифтовой впадины с центром на  $48.97^\circ$  с.ш. и  $27.97^\circ$  з.д. сложено ультрабазитами.

ТМС-5 кардинально отличается от рассмотренных выше сегментов. В южной части ТМС-5 рифтовая долина перегорожена крупной вулканической структурой на широте  $48.4^\circ$  (рис. 9, профиль А–А').

Вулканическая структура куполовидной формы состоит из двух сочлененных вулканических поднятий, вытянутых перпендикулярно к рифтовой долине и отделенных от структур более древних гряд рифтовых гор линейными впадинами. Длина купола составляет 17 км, ширина 10.6 км. Его лавовые потоки прослеживаются на удалении до 16 км от центра вулканического купола. Вершинная поверхность расположена на глубине 1600 м. В пределах купола располагаются несколько кратеров.

По данным драгирования купол сложен слабо измененными базальтами, самые свежие из которых были подняты с западного склона купола. В связи с этим можно предположить, что в настоящее время рифтовый вулканизм и ось спрединга смещены в район западной линейной впадины.

С севера к центральной части купола подходит рифтовая долина с простиранием  $2^\circ$ . На севере ее ширина 15–17 км при глубине до 4000 м. В днище долины присутствует несколько параллельных друг другу вулканических хребтов, длиной до 6 км и высотой до 100 м. Они вытянуты по простиранию рифтовой долины. Долина асимметричная (см. рис. 9, профиль Б–Б').

Западный склон относительно пологий ( $4^\circ$ – $5^\circ$ ), состоит из многочисленных сбросовых ступеней. Восточный борт крутой ( $19^\circ$ – $20^\circ$ ), представлен в виде единой сбросовой поверхности амплитудой по падению 150–300 м, которая прослеживается с севера на юг на расстояние по крайней мере 25 км.

К югу от  $48.7^\circ$  с.ш. глубина и ширина рифтовой долины постепенно уменьшаются, последняя приобретает в плане клиновидную форму. Южнее купола наблюдается лишь небольшой фрагмент рифтовой долины, в рельефе выраженный в виде изометричной впадины шириной 14 км при глубине до 3700 м.

С запада и востока она ограничена ступенчатыми крутыми ( $15^\circ$ – $25^\circ$ ) склонами. Южнее рифтовая долина вероятно ограничена разломом Максвелл [23]. На этот район отсутствуют данные по рельефу дна.

Фланговая зона ТМС-5 имеет типичный грядовый рельеф рифтовых гор. Ширина и высота гряд варьируется в значительных пределах. Ширина различается от 2 до 9 км, а превышение от основания — от первых сотен метров до 1500 м. Расстояние между грядами также варьирует.

На восточном фланге в районе  $48.4^\circ$  с.ш. и  $27.5^\circ$  з.д. гряды сливаются, формируя крупный массив с грядовым рельефом, разделенным лишь небольшими V-образными ложбинами. Встречаются и крупные впадины до 4 км шириной с U-образным поперечным профилем и выровненным днищем. Простирание всех структур меридиональное, совпадающее с простиранием рифтовой долины.

Несмотря на то, что морфология рифтовых гряд свидетельствует о том, что они представляют собой фрагменты базальтовой океанической коры, в их пределах отмечены и более глубинные породы — габброиды (например, в нижней части гряды в районе  $48.63^\circ$  с.ш. и  $28.14^\circ$  з.д.), что подтверждает существенное влияние тектонических подвижек на формирование структур ТМС-5.

## СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенностью распределения сейсмичности вдоль САХ в районе Фарадей является формирование плотных групп мелкофокусных событий и фактически полное их отсутствие в ряде сегментов (рис. 10).

Сейсмические мелкофокусные события почти отсутствуют в рифтовой долине САХ между  $51.8^\circ$  и  $50.3^\circ$  с.ш. за исключением сегмента, находящегося между  $51.2^\circ$  и  $51^\circ$  с.ш., в котором группа мелкофокусных событий имеет магнитуду  $M \geq 4$ . В этом же сегменте наблюдается некоторое количество глубокофокусных событий на флангах в 30–40 км от его оси, которые образуют псевдолинейную группу с той же ориентацией что и нетрансформное смещение в ТМС-2.

Мелкофокусная сейсмичность наиболее широко распространена в пределах рифтовой долины и на ее бортах и включает как спрединговые

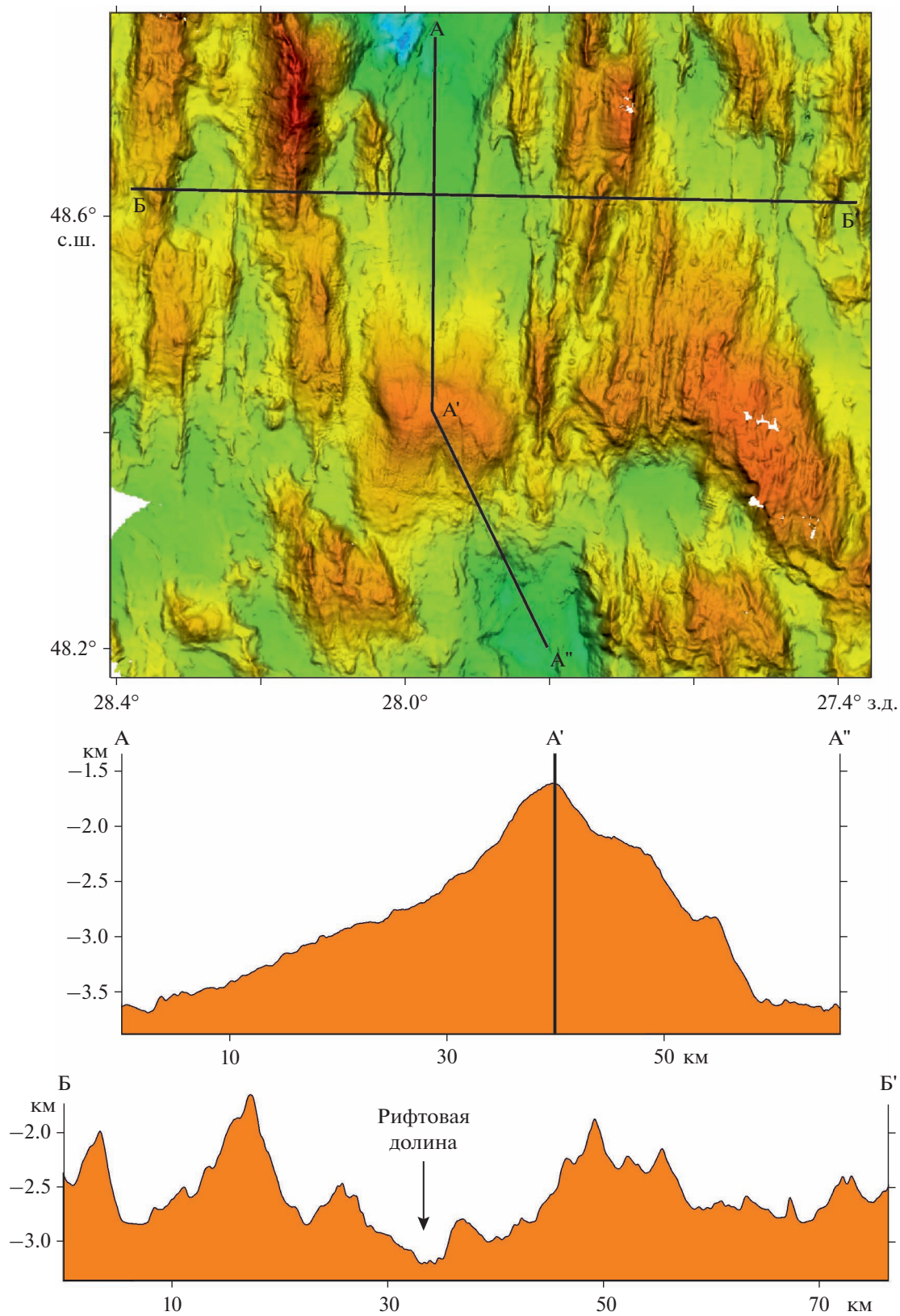
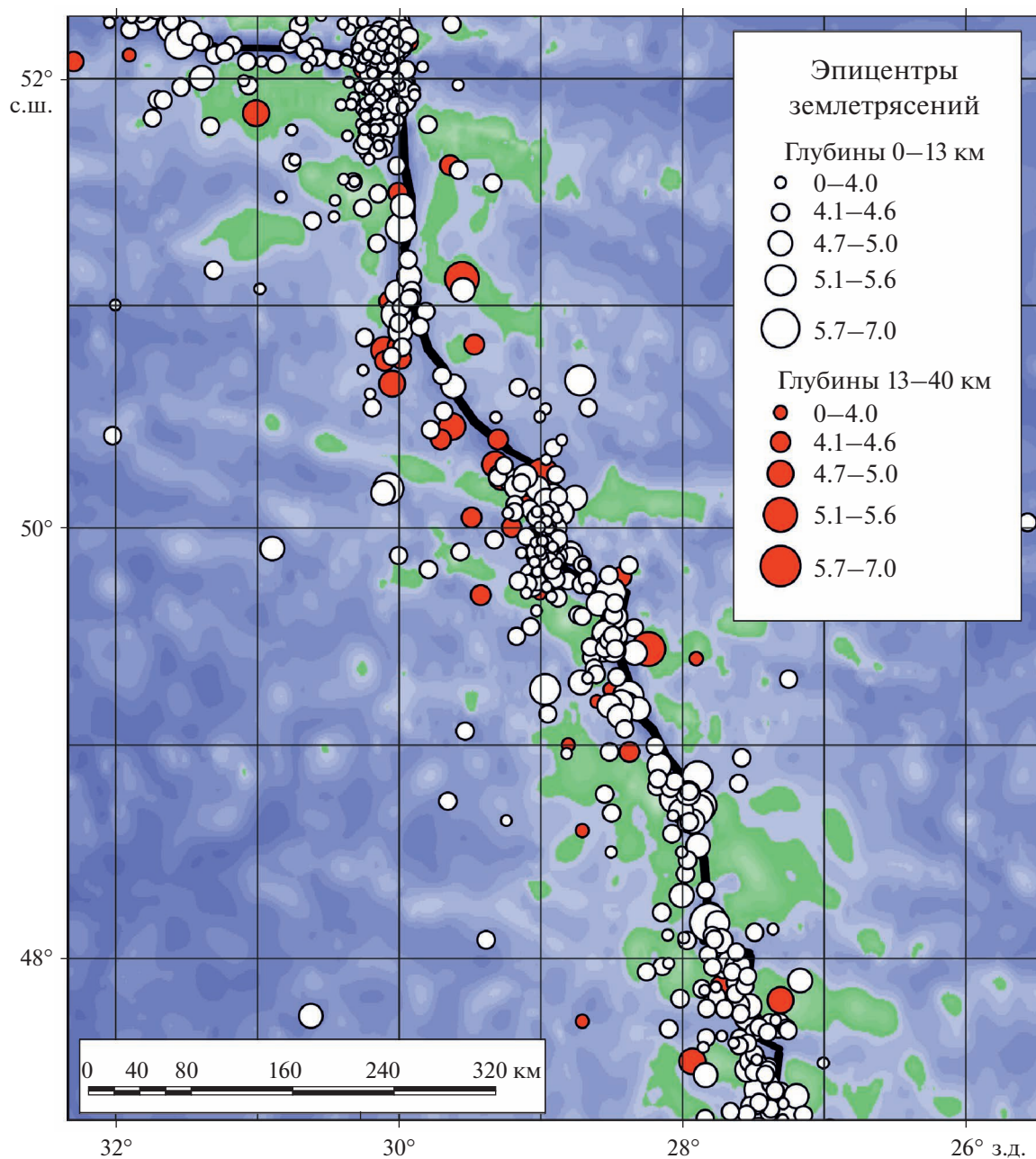


Рис. 9. Рельеф океанского дна и профили в районе ТМС-5.





**Рис. 10.** Сейсмичность САХ (по данным [40], с изменениями и дополнениями). Показано: положение эпицентров на разных глубинных интервалах магнитудой событий (шкала); ось САХ (линия черным).

ячейки с базальтовым вулканизмом, где она обусловлена подъемом в них прогретого вещества, так и в нетрансформном смещении, где по данным анализа морфологии рельефа и поднятым породам, происходили тектонические движения. Причем очаги на минимальных глубинах с небольшой магнитудой  $0 > M \leq 4$  характерны именно для приповерхностных тектонических процессов.

Глубокофокусная сейсмичность сосредоточена в основном вдоль самого протяженного участ-

ка с косым спредингом между  $50.8^\circ$  и  $50.4^\circ$  с.ш. Природа глубокофокусной сейсмичности может быть связана с появлением глубинных сколов со сдвиговой компонентой, меняющих динамику растяжения в данном сегменте. Это может быть реализовано, когда направление расхождения плит не совпадает с направлением спрединга, либо, когда имеется перепад скоростей спрединга к югу и северу от границы между ТМС-2 и ТМС-3. В обоих возможных случаях причиной является неравномерность кинематических параметров

движения на данном участке дрейфующих плит по обе стороны от оси САХ.

Анализ сейсмических событий с решениями для механизмов очагов по данным [19, 20, 27] показывает, что вдоль оси САХ проявлены в основном механизмы растяжения.

Сдвиговые механизмы проявлены только на западном фланге САХ на границе ТМС-2 и ТМС-3, на удалении до 100 км от оси. Это поддерживает приведенную нами интерпретацию пространственной связи нетрансформного смещения и глубокофокусной сейсмичности, согласно которой в настоящее время происходит трансформация конфигурации САХ с появлением нового трансформного смещения. Кроме того, на таких же удалениях на восточном фланге установлены надвиговые механизмы с субмеридиональной вергентностью. Все это указывает на сложную геодинамическую обстановку района.

Гравитационные аномалии отражают плотностную структуру коры и верхней мантии. С некоторыми допущениями низкие значения соответствуют участкам с более мощной корой, сложенной материалом с меньшей плотностью (базальт). Соответственно, высокие значения соответствуют менее мощной коре, сложенной более плотными породами (ультрабазит). Средние значения плотностей коррелируются с поднятиями, сложенными базальтами, долеритами и габброидами [12].

Осевая часть САХ имеет сложную, мозаичную конфигурацию гравитационных аномалий Буге (рис. 11).

Типичные для осевой части САХ низкие значения редукции сильно варьируют по ширине и амплитуде. Максимальная ширина и амплитуда установлены в северной части района Фарадей (ТМС-1) в пределах Северного и Южного блоков, а также в южной части района (ТМС-5), где вулканическое поднятие в осевой части САХ настолько велико, что фактически перекрывает рифтовую долину. Это дополнительно указывает на четкую обратную связь продуктивности магматизма и интенсивности осевой аномалии Буге. Дополнительно отметим, что в районах с интенсивными гравитационными минимумами наличие глубокофокусных сейсмических событий минимально (см. рис. 10).

Повышенные значения аномалий Буге отмечаются в районе НС 51.6°. Причем они сильнее выражены к востоку от рифтовой долины. Максимумы отмечаются над изометричными поднятиями в районе 51.1° с.ш. и 29.6° з.д.

В аномальном поле отчетливо проявлены структуры широтных поднятий на 50.1° с.ш. Причем над Восточным отмечаются более высокие значения, чем над Западным, что хорошо коррелируется с данными драгирования и подчеркива-

ет структурную и вещественную асимметрию САХ, но весь участок рифтовой долины между 49.9° и 49.7° с.ш., судя по аномалиям, характеризуется утоненной корой.

### МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И ВОЗРАСТ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

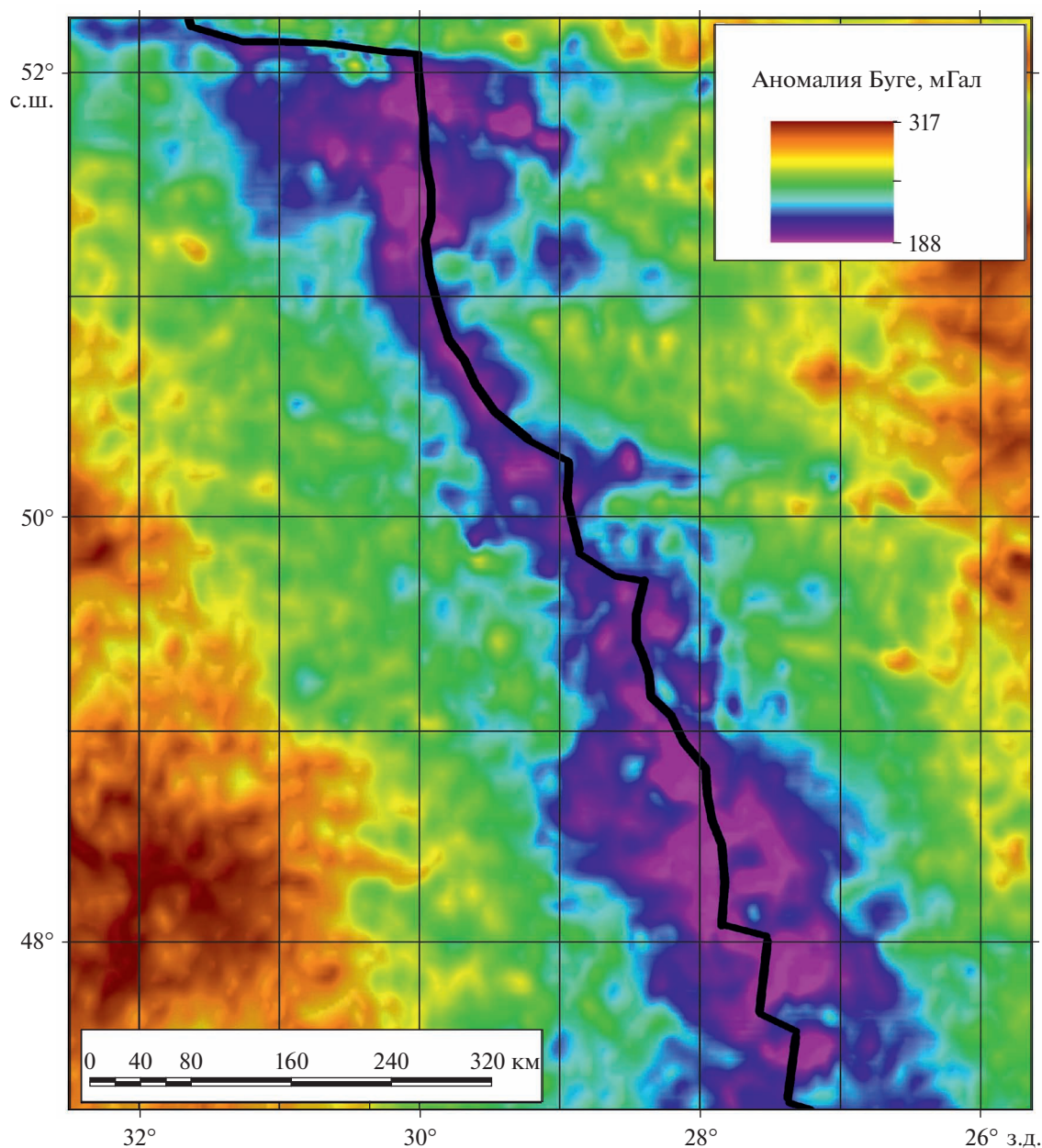
В районе Фарадей прослеживаются субмеридиональные знакопеременные линейные аномалии. Размах аномалий составляет, в среднем, 800–1000 нТл. Для положительных аномалий характерны значения +400÷+600 нТл, для отрицательных –400÷–500 нТл. Выявленные аномалии симметричны относительно центральной аномалии и хорошо коррелируются от профиля к профилю, формируя систему линейных магнитных аномалий спрединговой природы, характерную для этого района Атлантики [32].

Центральная аномалия, соответствующая геомагнитной эпохе Брюнес (0–0.78 млн лет), протягивается через весь район в субмеридиональном направлении, изгибаясь и меняя азимут простираения от строго меридионального до 315°–320°. Ее положение практически повторяет контуры рифтовой долины, что очевидно при совмещении магнитных и батиметрических данных (рис. 12).

Конформно ей, по обе стороны рифта прослеживается аномалия 2 (отрицательная 0.78–4.19 млн лет), включающая в себя 2А (положительная 2.58–3.6 млн лет). Эти аномалии имеют характерные формы и достаточно хорошо идентифицируются, что позволило рассчитать скорости спрединга рассматриваемого района. Наиболее высокие значения намагниченности центральной аномалии отмечаются в ТМС-1 и ТМС-5, что закономерно, так как здесь это единственные два сегмента САХ, которые характеризуются формированием мощной океанической коры при поступлении больших объемов базальтов на поверхность дна.

Скорость спрединга в пределах полигона остается стабильной и лежит в пределах 10–12 мм/год, что особенно характерно для западного фланга САХ в пределах района, более того, эта скорость закономерно снижается с 12 мм/год на севере до 9.7 мм/год на юге, на западном фланге. Это свидетельствует в пользу достаточно стабильной тектонической обстановки на западном фланге САХ в пределах изученной площади. Более сложная картина наблюдается на восточном фланге рифтовой долины. Здесь наблюдается несколько большая (12–13 мм/год) средняя скорость раскрытия, чем на западе и ее большая вариативность.

В районе субширотного хребта (50°–50.33° с.ш.) в рифтовой долине наблюдается заметное ослаб-



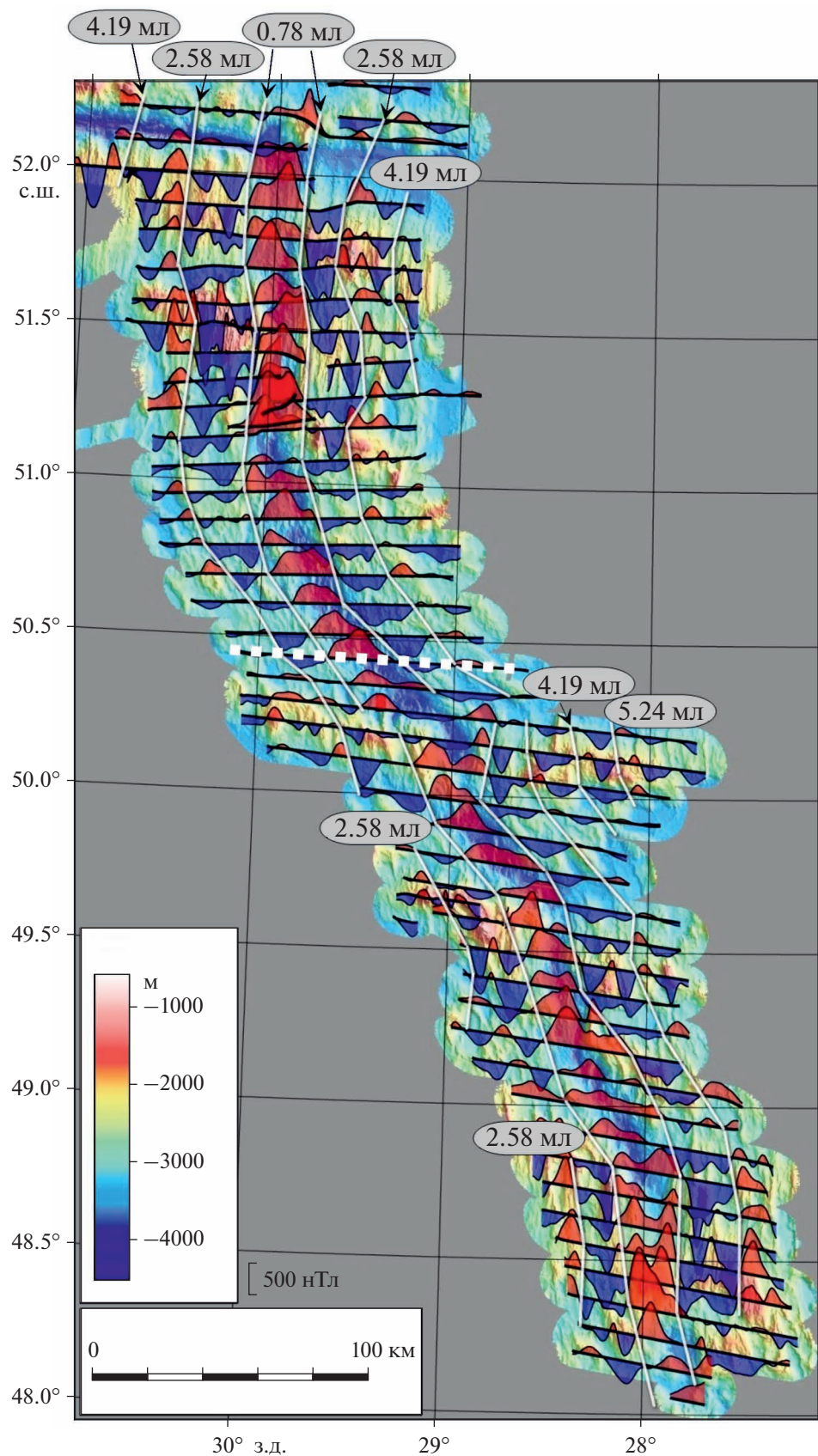
**Рис. 11.** Аномалии Буге, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии (по [34]) и рельефа (по [23]) на сетке  $1' \times 1'$ . Показана ось САХ (линия черным).

ление интенсивности вплоть до полного исчезновения центральной аномалии.

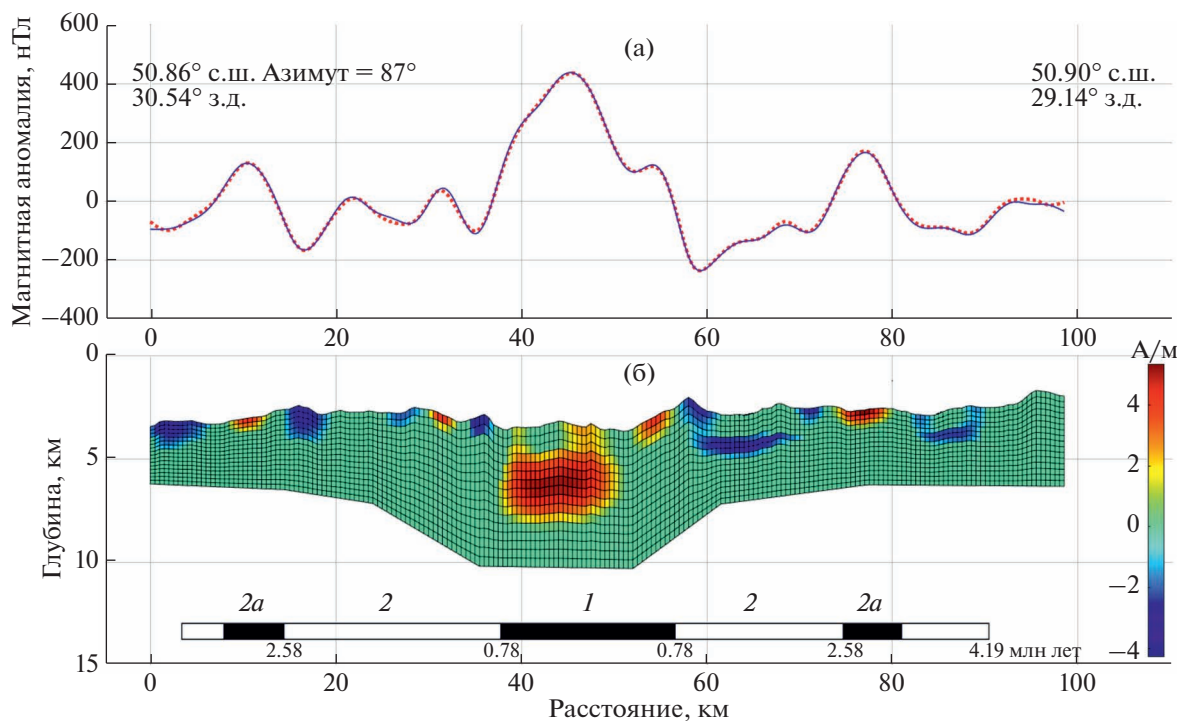
На широте  $49.9^\circ$  с.ш. центральная аномалия расщеплена на две ветви, одна из которых упирается с юга в Западный широтный хребет, а другая смещается на 20 км к востоку и прослеживается на северо-восток вплоть до  $50.3^\circ$  с.ш. Это фиксирует перескок оси спрединга в восточном направлении, не приведший, однако, к образованию трансформного разлома. В дальнейшем, возможно (не имеется данных о том, что западная ветвь в настоящее время перестала быть активной), весь

участок рифтовой долины от  $28.28^\circ$  з.д. на широте  $50.1^\circ$  с.ш. будет смещаться к западу. Этим, вероятно, объясняются сниженные скорости спрединга в районе  $50.42^\circ$ – $50.27^\circ$  с.ш. Миграция оси рифтинга частично переработала часть коры, имевшей возраст и обратную намагниченность, соответствующих началу 2-й аномалии.

Похожая ситуация наблюдается и на юге ГМС-5, в районе  $48.33^\circ$ – $48.67^\circ$  с.ш. Центральная аномалия расширяется и расщепляется на две ветви, которые сходятся к югу от куполовидного поднятия. По данным драгирования наиболее



**Рис. 12.** Схема графиков аномального магнитного поля, наложенная на карту рельефа дна. Показано: изохроны (сплошные линии белым); профиль 10 (пунктирная линия белым); возраст литосферы (цифры в овалах), согласно выделенным линейным магнитным аномалиям.



**Рис. 13.** Модель решения обратной задачи магнитометрии в двухмерном варианте по расчету магнитоактивного слоя для профиля 10 полигона Фарадей.

(а) – аномальное магнитное поле: измеренное (сплошная линия синим), подобранное (красный пунктир), ошибка подбора составила  $<0.5\%$  от амплитуды аномального магнитного поля; (б) – модель магнитоактивного слоя: размеры элементарной ячейки не превышают 0.5 км по обоим измерениям, подобранные по намагниченности хроны магнитной полярности (внизу) с номерами аномалий и возрастом (млн лет).

Положение профиля 10 (пунктирная линия белым) – см. рис. 12.

молодой является западная ветвь, в то время как восточная перестала быть активной.

На рис. 13 представлены результаты подбора источников магнитных аномалий для профиля 10 (см. рис. 12) с помощью оригинальной технологии решения обратной задачи магнитометрии в двухмерном варианте, ранее применявшейся для моделирования магнитоактивного слоя в пределах рифтовой системы Белого моря и Курильской островной дуги [1, 3].

Эта технология основана на итерационном процессе, объединяющем интерактивный выбор относительно использования технологии обработки и выполнения шагов инверсии с вычислениями по выбранным алгоритмам. Исследователь не влияет на конкретные детали полученных моделей, поскольку определяет лишь общие параметры вычислительной схемы – размерность задачи, мощность и тип ограничений на искомые параметры, степень гладкости решений, скорость сходимости и чувствительность к ошибкам и т.п. Для каждого конкретного профиля предусмотрено и, как правило, выполняется т.н. процедура проверки адекватности алгоритма решения в данных конкретных условиях – полученное предва-

рительное решение аппроксимируется простой блоковой моделью, для которой решается прямая задача. К полученным модельным данным добавляется случайный шум, и они подаются на вход основного алгоритма инверсии.

В случае успешного восстановления простой блоковой модели, полученный при этом набор параметров переносится в схему решения обратной задачи для реальных данных, в случае неуспеха – выполняется процедура интерактивного итерационного подбора требуемых параметров вычислительной схемы.

В результате мы получаем устойчивые контрастные распределения намагниченности в найденной, либо заданной области распространения аномальных источников магнитного поля с привлечением доступной априорной информации и минимальным влиянием на решение субъективных представлений исследователя.

Полученное решение обладает рядом интересных свойств.

Во-первых, с обеих сторон центральной рифтовой аномалии в верхней части разреза наблюдается чередование субгоризонтальных блоков пря-

мой и обратной полярности, соответствующих наблюдаемой симметричной картине выделенных линейных магнитных аномалий 1, 2 и 2а (см. рис. 12). Границы между этими блоками не столь четкие как у стандартных моделей разнополярного по намагниченности магнитоактивного слоя, обычно используемых при магнитной геохронологии [24].

По нашему мнению, эта нечеткость межблоковых границ указывает скорее в пользу найденного нами решения, поскольку, согласно [24], процесс инверсии магнитного поля Земли занимает значимое в геологическом масштабе время и, следовательно, зона перехода между блоками прямой и обратной полярности в спрединговой литосфере может быть протяженной — до нескольких км при скоростях спрединга, характерных для САХ.

Во-вторых, центральной аномалии, помимо традиционно выделяемого тонкого магнитного слоя в верхней части разреза, соответствует мощное ( $3 \times 10$  км) магнитное тело прямо под рифтовой долиной, в диапазоне глубин 3–5 км ниже уровня дна, там, где в обычных моделях рифтовых зон у спрединговых хребтов помещают магматическую камеру. Эта зона выделяется геофизическими методами по локально пониженным значениям плотности и скорости распространения сейсмических волн.

Заметим, что аналогичным набором пониженных значений физических параметров будут обладать и серпентинизированные мантийные перидотиты под рифтовой долиной в областях редуцированной вулканической активности.

Следовательно, вопрос о наличии той или иной структуры под рифтовой долиной мог бы быть решен на основании данных о тепловом потоке и температурном градиенте. Если температуры здесь выше температуры Кюри у серпентинитов ( $\sim 595^\circ\text{C}$ ) — предлагаемая модель неверна, если же ниже — она имеет право на существование. Опубликованных измерений теплового потока в этом сегменте САХ не имеется. В пользу серпентинитовой модели свидетельствует значительное количество драгировок с мантийными ультрабазитами на полигоне Фарадей, что характерно для сегментов САХ с признаками сухого спрединга.

В-третьих, в восточной части разреза мы наблюдаем фрагменты магнитоактивного (по-видимому — базальтового) слоя в силу конформности поверхности дна и малой мощности, соответствующие аномалии 2 (обратная магнитная полярность), перекрытые полутора километровым слоем немагнитного материала (см. рис. 13).

Поскольку значимые осадочные отложения вблизи оси САХ в этом районе Атлантики отсутствуют, мы вправе предположить, что магнитоактивная часть базальтового слоя в силу каких-то факторов находится глубже поверхности дна, ли-

бо данные аномалии напрямую не связаны с базальтами.

Вариантом интерпретации данной геометрии источников может быть формирование серпентинитов на глубине выделения аномалий. Это предположение также согласуется с обилием драгированных мантийных пород в этом районе полигона Фарадей и одинаковой глубиной верхней кромки этих аномалий с осевой аномалией.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показали наши исследования, рассмотренный район к югу от разлома Чарли Гиббс характеризуется исключительно разнообразными морфоструктурами, образование которых происходило при взаимодействии вулканических и тектонических факторов, обусловленных как особенностями поля напряжений в пределах литосферных плит, так и структурно-вещественными и тепловыми неоднородностями в пределах осевой зоны САХ.

Северный тектономагматический сегмент (ТМС-1) имеет наиболее простое строение. Здесь наличествует ортогональный спрединг в двух одинаково построенных спрединговых ячейках, разделенных нетрансформным смещением. По полученным данным в этом районе формируется стандартный разрез океанической коры с мощным базальтовым слоем. Как на западном, так и на восточном флангах, имеется устойчивая система близких по морфологии крупных рифтовых гряд, наличие которых подтверждает стационарность процессов мантийного апвеллинга на протяжении 4 млн лет (с плиоцена).

Другой сегмент с активным проявлением вулканических процессов и аномальной морфологией обнаружен на самом юге района Фарадей (ТМС-5). Крупное куполовидное поднятие, сложенное, по данным драгировок, базальтами, фактически полностью перекрывает рифтовую долину. Это единая, но локальная структура возникла при однократном мощном всплеске вулканизма, который в настоящее время не продолжается, т.к. обсуждаемый купол отделен от более древних рифтовых гор линейными впадинами, образованными в ходе растяжения в рифтовой долине. Причем в настоящее время ось растяжения и вулканизма проходит западнее купола. По магнитным данным ранее ось растяжения проходила восточнее рассматриваемого поднятия.

На восточном фланге на расстоянии около 30 км от оси рифтовой долины имеется похожее поднятие вулканической природы, которое, исходя из интерпретации линейных магнитных аномалий, формировалось на протяжении последних 1–2 млн лет.

Таким образом, можно отметить цикличность всплесков вулканизма с большими перерывами. Нам представляется маловероятным существование под САХ долгоживущих крупных магматических камер, поэтому, возможно, вспышки вулканизма связаны с циклическим поступлением из глубинных горизонтов Земли более разогретого мантийного вещества в виде “капель”, которые ускоряют процессы частичного плавления и приводят к излиянию больших объемов базальтов. В период, когда дополнительная тепловая энергия не поступает, спрединг приходит в состояние, характерное для медленно-спрединговых хребтов.

Между 51.2° с.ш. и 50.2° с.ш. рифтовая долина разворачивается от меридионального к юго-восточному направлению. В то же время, внутренние структуры рифтовой долины по-прежнему ориентированы меридионально, образуя систему впадин и неовулканических поднятий, что характерно для кинематической системы косоугольного спрединга. Косой спрединг сопровождается формированием сбросов и сдвигов в пределах рифтовой долины и ее бортов, протяженность и простирания которых зависят от угла между направлением спрединга и простиранием оси рифтовой долины.

В Северной Атлантике структуры косоугольного спрединга характерны для расположенных севернее хребтов Мона и Книповича [4, 35]. Меридиональные структуры имеются и на флангах рифтовой долины на удалении до 25 км, но более древние структуры имеют простирание, близкое к простиранию оси рифтовой долины, что подтвердило смену структурной обстановки, произошедшую ~2.5 млн лет назад.

Надо отметить, что весь этот дугообразный сегмент характеризуется мелкогрядовым рельефом, что нетипично для вулканизма нормально функционирующих спрединговых ячеек. Судя по магнитным аномалиям средней интенсивности и аномалиям Буге, мощность базальтового слоя здесь невелика. Перепад высот между дном рифтовой долины и грядками на флангах не превышает 1000 м. Можно предположить, что такой рельеф образуется многочисленными малоамплитудными сбросовыми дислокациями без формирования крупных рифтовых гряд, в обстановке широтного растяжения с дополнительной компонентой сдвига.

Как правило, считается, что глубина рифтовой долины прямо зависит от объемов поднимающихся расплавов [2, 29, 37]. Там, где под осью САХ есть повышенные температуры – там формируются и поступают на поверхность большие объемы базальтового материала, что приводит к уменьшению глубины рифтовой долины. Соответственно, чем холоднее мантия под САХ, тем глубже рифтовая долина.

Как показывают наши исследования в районе Фарадей, глубина рифтовой долины в районах субширотных линейных поднятий 50.1° с.ш. и 49.5° с.ш. резко уменьшается, хотя сами они сложены в значительной степени глубинными породами, т.е. этот район характеризуется холодной мантией. Таким образом на глубину рифтовой долины могут оказывать серьезное влияние и другие факторы, связанные с тектоническими процессами.

В районе Фарадей чередуются участки, где рифтовая долина имеет меридиональное простирание с участками, где простирание рифтовой долины сменяется на северо-западное. Переход от одного простирания к другому происходит без разрыва сплошности рифтовой долины, что характерно для нетрансформных смещений, которые являются зонами, где происходит разрядка горизонтальных сдвиговых напряжений с формированием небольших сбросов и сбросо-раздвигов.

Каких-либо признаков протяженных линейных субширотных сдвигов с разрывами сплошности рифтовой долины, характерных для активных частей трансформных разломов, не наблюдается. Разнообразие морфотектонических проявлений нетрансформных смещений свидетельствует о том, что эти смещения являются продуктом переменных условий, в том числе полей напряжений, кинематических характеристик плит и реологии пород.

Особенность района Фарадей состоит в том, что здесь повсеместно (за исключением ТСМ-1), как непосредственно у бортов рифтовой долины, так и на флангах, на значительном удалении, встречаются массивы (как правило изометричной формы), в которых на поверхность, в тех или иных процентных соотношениях с базальтами и долеритами, выведены глубинные породы, представляющие низы коры (породы полосчатого комплекса, преимущественно различные габброиды) и более глубинные породы (серпентинизированные дуниты и перидотиты), изначально находившиеся в верхах верхней мантии.

Практически все глубинные породы несут следы интенсивных тектонических деформаций, связанных с выведением в верхние горизонты коры, вплоть до появления их на поверхности дна. Такие структуры характерны для сегментов САХ с низкой скоростью спрединга специфического строения (районы разломов Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса и др.), где их образование связывается с существованием аномальных областей с очень малыми объемами базальтовых расплавов, поступавших на поверхность в ходе сухого спрединга. В Северной Атлантике такие структуры ранее не были известны.

Массивы имеют различную морфологию, но наиболее часто встречаются структуры с пологим

склоном, обращенным к рифтовой долине и более крутым противоположным склоном. Поверхности склонов, обращенных к рифтовой долине, иногда имеют гофрированные поверхности (как в районе  $51.1^\circ$  с.ш. и  $29.5^\circ$  з.д.).

Считается, что такие массивы (внутренние океанические комплексы) образованы при выведении глубинных пород по пологим сбросам в пределах бортов рифтовых долин. Однако проведенное нами драгирование структур района Фарадей показало, что морфология поднятий, сложенных глубинными породами может быть самая разнообразная:

- сглаженные поднятия округлой формы;
- изометричные массивы любого простирания;
- узкие линейные гряды с незакономерной крутизной склонов (склоны, обращенные к рифтовой долине, могут быть гораздо круче, чем противоположные).

Незакономерная крутизна склонов может сформироваться за счет частой смены полярности сбросов, ограничивающих рифтовую долину, что приводит к консервации сбросовых поверхностей с близкими углами склонов по обе стороны от поднятий [15]. Округлые поднятия, как правило, сложены глубинными породами и связаны с субвертикальным подъемом массивов ультраосновных пород.

Серпентинизация – низкотемпературный изотермический процесс приводит к существенному разуплотнению исходных пород и их всплытию/выдавливанию к поверхности дна.

Как известно серпентиниты – это очень пластичные породы, которые при небольшой нагрузке начинают течь. Они проникают по ослабленным зонам и трещинам в вышележащие и соседние породы, расчлняя их на блоки, которые в дальнейшем хаотически перемещаются как латерально, так и вертикально, образуя при разрушении (по крайней мере, на суше) специфический мелкоблоковый хаотичный рельеф серпентинитовых меланжей.

Можно допустить, что аналогичные механизмы действуют и в верхних горизонтах океанической коры района Фарадей, приводя к развороту и наклону в любых направлениях коровых блоков и формированию хаотичного тектонического рельефа.

Структуры, сложенные в основном серпентинизированными ультрабазитами, расположены на восточном фланге рифтовой долины, а габброиды и долериты находятся в основном на ее западном фланге.

Такая асимметрия может быть связана с асимметричным строением рифтовой долины, когда в ходе растяжения наиболее пологие сбросы, по которым происходит относительное смещение

блоков новообразованной коры, локализованы в районе восточного борта долины, имея постоянную западную вергентность. Менее пологие сбросы приурочены к западному борту рифтовой долины. За счет такого различия в кинематике и амплитуде тектонических движений, в пределах восточного борта рифтовой долины, вскрываются более глубинные породы.

На широтах  $50^\circ$ ,  $49.5^\circ$  и  $48.5^\circ$  с.ш. рифтовая долина сужается. Ее дно поднимается с глубин 4300–4200 м до 3300–3200 м. Анализ рельефа показывает, что данные участки соответствуют крупным и протяженным линейным субширотным хребтам, состоящим из близко расположенных крупных изометричных массивов, некоторые из которых протягиваются симметрично по обе стороны рифтовой долины.

Судя по протяженности данных массивов (до 200 км), они существуют длительное время в системе формирования новообразованной коры в осевой части САХ. Выявлено последовательное омоложение массивов по направлению к рифтовой долине, где процесс выведения на поверхность дна глубинных пород идет и в настоящее время. Все массивы ограничены нетрансформными смещениями разного размера.

Как правило, крупные линейные структуры, сложенные в значительной степени глубинными породами, известны как поперечные хребты – структуры, расположенные в бортах активных частей крупных трансформных разломов и образуемые в областях сочленения рифтовых и разломных долин.

В пределах двойных разломов, как, например, разлома Чарли Гиббс, когда две разломные долины расположены близко друг от друга, межразломный хребет тоже может состоять из последовательности поднятий, сложенных глубинными породами [10, 38]. Как было показано, отдельные хаотично расположенные массивы глубинных пород могут образовываться и в пределах рифтовых долин, но в этом случае они не образуют единую последовательность в виде протяженных хребтов.

Особенность района Фарадей состоит в том, что имеющиеся здесь субширотные хребты не приурочены к трансформным разломам. Они расположены между нетрансформными смещениями, которые не рассматриваются как крупные глубинные структуры, длительное время контролирующее формирование очень специфических линейных поднятий.

Субширотные хребты района Фарадей отчетливо прослеживаются в виде высоких значений аномалий Буге. Можно предположить, что корни таких высокоплотных структур уходят до основания литосферы и совместно с ограничивающими их нетрансформными смещениями,



обуславливают существование участков мощной, холодной литосферы, где формируются магматические ячейки с редуцированной генерацией базальтовых расплавов. Вероятно, менее протяженные и крупные структуры только частично контролируют границы магмогенерирующих объектов, поэтому здесь не формируются протяженные субширотные хребты.

## ВЫВОДЫ

1. Район Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность дна нижнекоровых и верхнемантийных пород. Формируются как отдельно расположенные внутренние океанические комплексы различной конфигурации, так и протяженные субширотные хребты, сложенные глубинными породами — ультрабазитами и различными габброидами.

Растяжение и спрединг непрерывны, в то время как вулканизм возникает в виде отдельных этапов, разделенных длительными периодами спокойствия. Данная обстановка, судя по протяженности Западного субширотного хребта и экстраполяции линейных магнитных аномалий существует не менее 14–16 млн лет.

2. Образование большинства внутренних океанических комплексов связано не только с тектоническими факторами (снятие литостатического давления), но и с серпентинизацией перидотитов, которая приводит к уменьшению плотности, увеличению объема и, как следствие, — всплытию крупных массивов ультрабазитов, включающих растащенные блоки габброидов, долеритов и базальтов. Многочисленные зоны скольжения, дробления, истирания и деформаций пород свидетельствуют о тектонических перемещениях.

3. Поскольку направление расхождения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит близко к субширотному, то спрединг в рифтовой долине в секторах с меридиональным и северо-западным простиранием реализуется по-разному. В секторах с северо-западным простиранием образуются субпараллельные линейные косые, по отношению к направлению спрединга, структуры. Их морфология разнообразна, начиная от эшелонированно смещенных осей спрединга, ограниченных параллельными впадинами или линейными неовулканическими поднятиями, кулисовидных уступов с перекрывающимися окончаниями и зон косоугольного сдвига с бассейнами растяжения, расположенными под углом к оси рифтовой долины.

4. Для района Фарадей характерны многочисленные нетрансформные смещения разной ам-

плитуды, формируемые тогда, когда относительное перемещение участков океанической литосферы реализуется не в виде локальных зон разрыва сплошности литосферы по трансформным разломам, а в широких областях, которые целиком претерпевают деформации сдвига и растяжения. При этом формируются многочисленные локальные сдвиго-сбросовые структуры небольшой амплитуды.

5. Тектонические факторы определяют морфологию формирующихся тектоно-магматических структур региона исследования. Исключением являются случаи, когда объемы расплавов, поступающих на поверхность в короткий период времени существенно выше, чем средние объемы для данного сегмента рифтовой долины такой, как в районе 48.4° с.ш.

6. Проведенный анализ показал наличие в пределах региона исследования неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий. Они как правило имеют вулканическое происхождения, но могут также быть связаны с серпентинизированными ультраосновными породами.

**Благодарности.** Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” (Россия) и всему коллективу экспедиции за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях в ходе проведения 53-го рейса в 2022 г. Авторы работы признательны рецензентам за сделанные замечания и рекомендации, направленные на улучшение представленного нами материала.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственных заданий FMMG-2022-0003, FMMG-2023-0005, FMWE-2021-0005.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балувев А.С., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Структура земной коры Онежско-Кандалакшского палеорифта по данным комплексного анализа аномального магнитного поля акватории Белого моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1293–1312.
2. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р–Т условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное строение // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 1–22.
3. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 583–594.
4. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
5. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения района разлома Сьерра-

- Леоне (Центральная Атлантика) // ДАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 803–806.
6. *Пейве А.А., Савельева Г.Н., Сколотнев С.Г., Симонов В.А.* Тектоника и формирование океанической коры в области “сухого” спрединга Центральной Атлантики (7°10′–5° с.ш.) // Геотектоника. 2003. № 2. С. 3–25.
  7. *Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др.* Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого” спрединга // ДАН. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
  8. *Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др.* Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
  9. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А. и др.* Особенности тектоно-магматических процессов в области взаимодействия исландского плюма и трансформного разлома Байт (Северная Атлантика) // ДАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 5–12.
  10. *Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др.* Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // ДАН. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
  11. *Abelson M., Agnon A.* Mechanics of oblique spreading and ridge segmentation // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 405–421.
  12. *Blackman D.K., Canales J.P., Harding A.* Geophysical signatures of oceanic core complexes // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. P. 593–613.
  13. *Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K. et al.* Corrugated slip surfaces formed at North Atlantic ridge-transform intersections // Nature. 1997. Vol. 385. P. 329–332.
  14. *Cannat M., Lagabriele Y., Bougault H. et al.* Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. Vol. 279. No. 1–4. P. 193–213.
  15. *Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al.* Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // Geology. 2006. Vol. 34. No. 7. P. 605–608.
  16. *Dauteuil O., Brun J.* Oblique rifting in a slow-spreading ridge // Nature. 1993. Vol. 361. P. 145–148.
  17. *Dick H.J.B., Tivey M.A., Tucholke B.E.* Plutonic foundation of a slow spreading ridge segment: Oceanic core complex at Kane Megamullion, 23°30′ N, 45°20′ W // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. No. 5. P. 1–44.
  18. *Dick H.J., Thompson G., Bryan W.B.* Low angle faulting and steady state emplacement of plutonic rocks at ridge-transform intersections // EOS. Trans. AGU. 1981. Vol. 62. P. 406.
  19. *Dziewonski A. M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852.
  20. *Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. Vol. 200–201. P. 1–9.
  21. *Escartin J., Mevel C., Petersen S. et al.* Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20′ N and 13°30′ N, Mid Atlantic Ridge) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2017. Vol. 18. P. 1451–1482.
  22. *Fournier M., Petit C.* Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms // J. Structural Geology. 2007. Vol. 29. P. 201–208.
  23. *GEBCO 15" Bathymetry Grid.* Vers. 2019, <http://www.gebco.net> (Accessed September 01, 2022).
  24. *Gee J.S., Kent D.V.* Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale // Treat. Geophys. 2007. Vol. 5. P. 455–507.
  25. *Gracia E., Charlou J., Radford-Knoery J., Parson L.* Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38° N–34° N) ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 177. P. 89–103.
  26. *Grindlay N., Fox P., Macdonald K.* Second-order ridge axis discontinuities in the south Atlantic: Morphology, structure, and evolution // Marine Geophys. Res. 1991. Vol. 13. P. 21–49.
  27. *Harvard CMT.* Harvard University Centroid-Moment Tensor Catalog, <http://www.globalcmt.org/> (Accessed October 10, 2018).
  28. *Karson J.A., Thompson G., Humphries S.E. et al.* Along axis variations in seafloor spreading in the MARK area // Nature. 1987. Vol. 328. P. 681–685.
  29. *Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. No. B8. P. 8089–8115.
  30. *Lavier L., Buck W.R., Poliakov A.N.* Self-consistent rolling-hinge model for the evolution of large-offset low-angle normal faults // Geology. 1999. Vol. 27. P. 1127–1130.
  31. *MacLeod, C.J., Searle R.C., Casey J. F. et al.* Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 287. P. 333–344.
  32. *Merkouriev S., DeMets C.* High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 198. P. 366–384.
  33. *Mevel C., Cannat M., Gente P. et al.* Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23° N) // Tectonophysics. 1991. Vol. 190. P. 31–53.
  34. *Okino K., Curewitz D., Asada M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275–288.
  35. *Sandwell D.T., Smith W.H.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmen-

- tation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. No. B1. P. 1–18.
36. Sauter D., Cannat M., Rouméjon S. et al. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 314–320.
37. Schilling J., Zajac M., Evans R., et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // *American J. Sci.* 1983. Vol. 283. P. 510–586.
38. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52°–53° N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary results from R/V A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti.* 2021. Vol. 46. No. 1. P. 83–101.
39. Taylor B., Crook K., Sinton J.J. Extensional transform zones and oblique spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. No. B10. P. 19707–19718.
40. USGS Earthquake Composite Catalog. 2021, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (Accessed February, 2021).
41. Zheng T., Tucholke B.E., Lin J. Long-term evolution of nontransform discontinuities at the Mid-Atlantic Ridge, 24° N–27°30' N // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. Vol. 124. P. 10023–10055.

## Relation between Magmatic and Tectonic Processes in the Formation of the Oceanic Crust to the South of the Charlie Gibbs Fracture Zone (North Atlantic)

A. A. Peyve<sup>a, \*</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, A. A. Razumovsky<sup>a</sup>, A. N. Ivanenko<sup>b</sup>, I. S. Patina<sup>a</sup>,  
V. A. Bogolyubskiy<sup>a</sup>, I. A. Veklich<sup>b</sup>, A. P. Denisova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute RAS, Pyzhevsky per. bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp. bld. 36, 117997 Moscow, Russia*

\**e-mail: apeyve@yandex.ru*

The article presents new data on the structure and relationship of tectonic and magmatic processes during the formation of the Mid-Atlantic Ridge between the Charlie Gibbs and Maxwell fracture zones in the North Atlantic. It is shown that this region is characterized by significant reduction in volcanism, which leads to the excavation of low crustal and upper mantle rocks to the surface. Both individual inland oceanic complexes of the most varied configurations and extended sublatitudinal ridges composed of plutonic rocks are formed. Our analysis showed that this formation setting existed for at least 14–16 Ma. The formation of most internal oceanic complexes is associated not only with tectonic factors, but also with the serpentinization of peridotites, which leads to a decrease in density, an increase in volume, and, as a result, to the emergence of large ultrabasic massifs, including separated blocks of gabbroids, dolerites, and basalts. Numerous zones of sliding, crushing, abrasion and deformation of rocks indicate tectonic movements. The study region is characterized by numerous non-transform displacements of different amplitudes, which are formed under conditions when relative displacements of oceanic lithosphere segments are realized in wide areas undergoing shear and extension deformations. The morphology of the emerging tectonic-magmatic structures of the region is determined by tectonic factors. The exceptions are cases when the volumes of melts entering the surface in a short period of time are significantly higher than the average for a certain segment of the rift valley. The analysis performed shows the presence within the region of sources of magnetic anomalies that are heterogeneous in nature, both of volcanic origin and associated with manifestations of superimposed tectonic activity.

*Keywords:* North Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, non-transform displacement, dry spreading, inland oceanic complexes