

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2023 г. Н. А. Пальшин¹ *, А. Н. Иваненко¹, А. М. Городницкий¹,
Ю. В. Брусиловский¹, И. А. Веклич¹, Н. А. Шишкина¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: palshin@ocean.ru

Поступила в редакцию 16.02.2023 г.

После доработки 27.02.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Работа посвящена описанию новых геомагнитных данных, полученных в Северной Атлантике в рейсах на судах Российской академии наук в 2020–2022 гг. Рассмотрены современные технологии геомагнитных измерений в океане и методы их обработки. Полученные геомагнитные данные указывают на гетерогенную природу источников магнитных аномалий в разломной зоне Чарли Гиббс и на прилегающих участках Срединно-Атлантического хребта, и позволяют решать широкий круг геологических и тектонических задач. Сформулированы приоритетные направления дальнейших исследований, направленных на уточнение параметров спрединга и построение моделей геомагнитного слоя, характерных для трансформных разломов и амагматических сегментов Срединно-Атлантического хребта.

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, обработка геомагнитных данных, Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, разломная зона Чарли Гиббс, природа океанских магнитных аномалий

DOI: 10.31857/S0030157423050131, EDN: PWDMT0

ВВЕДЕНИЕ

Морские геомагнитные исследования сыграли важную роль в изучении строения и эволюции океанской литосферы [35]. Установление билатеральной симметрии линейных магнитных аномалий по отношению к рифтовым зонам явилось убедительным доказательством спрединга океанской литосферы [36]. Совместный анализ линейных магнитных аномалий с данными об инверсиях магнитного поля позволил построить магнитную геохронологическую шкалу [25]. Уточненная магнитная геохронологическая таблица [см. напр. 19] нашла широкое распространение при интерпретации аномального магнитного поля. В основе интерпретации морских магнитных аномалий лежали простейшие модели магнитоактивного слоя, а главной задачей являлись идентификация литосферных блоков различной полярности по данным измерений аномального магнитного поля в океанах для оценки скоростей спрединга различных сегментов океанской литосферы [см. напр. 7, 8].

В последующие десятилетия в результате геомагнитных исследований океанических областей установлено, что аномальное магнитное поле содержит существенно больший объем информации о строении океанской коры и верхних слоев

мантии, что следует, например, из обобщенной концептуальной петромагнитной модели океанской коры [см. напр. 5, 22].

Помимо линейных аномалий магнитного поля в морях широко распространены аномалии, вызываемые подводными горами [2, 4] и трансформными разломами [3]. Важно отметить, что аномалии магнитного поля в морях и океанах часто связаны с магнетитсодержащими серпентинитами, образование которых может происходить в рифтовых зонах, трансформных разломах и зонах субдукции благодаря процессам гидратации пород океанской коры и верхней мантии [6, 9, 23, 28, 33].

После длительного перерыва в систематических геомагнитных исследованиях Атлантического океана [16] сотрудниками лаборатории геофизических полей Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2020–2022 гг. в трех рейсах (50-й и 53-й рейсы НИС “Академик Николай Страхов”, 53-й рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”), организованных Геологическим институтом РАН, с помощью современных измерительных средств был получен большой объем геомагнитных данных в Северной Атлантике. При этом существенно дополнена база геомагнитных данных в районе мегатрансформного разлома Чарли Гиббс, трансформных разломов Байтс и

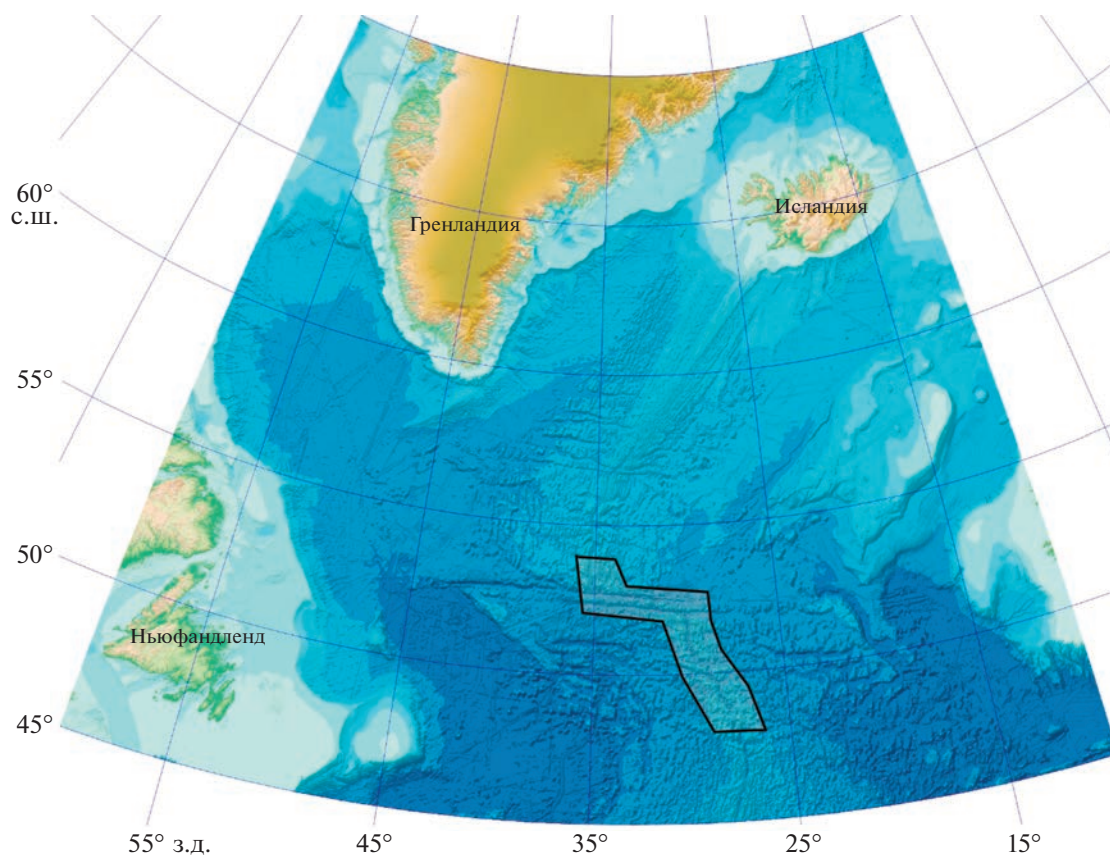


Рис. 1. Район исследований (затемненный полигон). Батиметрия Северной Атлантики (карта GEBCO).

Максвелл, нетрансформного смещения Фарадей, также выполнены геомагнитные измерения над несколькими подводными горами [11, 13, 14].

Северная Атлантика и, в особенности, Срединно-Атлантический хребет (САХ), традиционно являлись объектом изучения. Однако, большая часть геомагнитных съемок была выполнена более 20–30 лет назад, к тому же была сосредоточена на САХ севернее разломной зоны Чарли Гиббс, тогда как собственно разломная зона была исследована недостаточно [31]. Выполненные в 2020–2022 гг. геомагнитные исследования существенно дополнили имеющиеся данные.

Целью настоящей работы является краткое описание методики выполненных геомагнитных измерений, описание новых полученных геомагнитных данных, методов их обработки, систематизации и архивизации, а также предварительный анализ возможной природы аномальных магнитных полей в районе исследований (рис. 1).

ТЕХНОЛОГИИ ИЗМЕРЕНИЯ И ОБРАБОТКИ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ В ОКЕАНЕ

За последние годы, благодаря развитию измерительных средств и спутниковых навигационных систем, качество и объем морских геомаг-

нитных данных существенно выросли. Развитие вычислительных средств, новые математические методы обработки, анализа и интерпретации данных позволяют решать быстро и эффективно задачи, которые раньше не могли быть решены во все или требовали длительного времени.

Измерения геомагнитного поля в рассматриваемых рейсах выполнялось с помощью современных буксируемых магнитометров Geometrics G882 (“GEOMETRICS”, США) и SeaPOS2 (Россия). Общий вид магнитометров приведен на рис. 2.

Морской буксируемый магнитометр Geometrics G882 (“GEOMETRICS”, США) работает по принципу оптической накачки паров цезия. Магнитометр вырабатывает выходной сигнал с частотой прецессии ядра атомов цезия, которая находится в прямой зависимости от внешнего магнитного поля. Магнитометр обладает рядом уникальных свойств — так, частота измерений может достигать 20 Гц без значимой потери их точности. Магнитометр снабжен датчиком глубины и альтиметром для измерения расстояния до дна на малых глубинах.

Магнитометры серии POS — Proton Overhauser Sensor разработаны и серийно производятся научно-исследовательской лабораторией Квантовой магнитометрии Уральского федерального

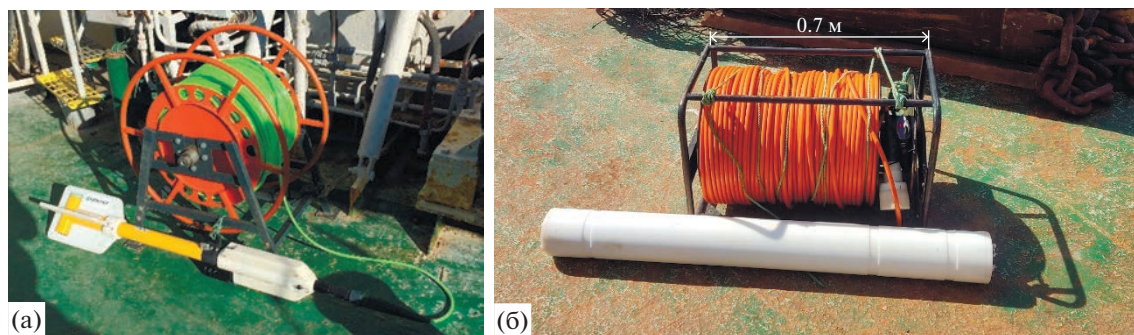


Рис. 2. Общий вид буксируемых магнитометров Geometrics G882 (а) и SeaPOS2 (б) на палубе.

университета. Рабочим телом, в котором возбуждается прецессия, является водородосодержащая жидкость с добавлением свободных радикалов с неспаренными электронами. Магнитометры POS внесены в госреестр средств измерений РФ № 79451-20 (<https://fgis.gost.ru/fundmetrology/registry/4/items/1383594>).

Выходной сигнал обоих магнитометров представляет собой непрерывную синусоидальную волну с частотой прецессии, которая измеряется, оцифровывается в гондоле магнитометра и передается в цифровом виде (протокол RS-232) по кабелю на борт судна. Абсолютная погрешность для Geometrics G882 составляет менее 3 нТл, а для SeaPOS2 — менее 1 нТл. Частота измерений составляла 0.5 Гц (одно измерение раз в 2 с), что при скорости судна восемь узлов (типичная скорость буксировки) соответствовало расстоянию между пикетами примерно 8 м. Длина буксировочного кабеля составляла 250–300 м.

Наборный сбор данных осуществлялся программами MagLog (“Geometrics”) и POS-Manager (SeaPOS2), поставляемыми изготовителями приборов, которые позволяют в реальном времени управлять магнитометрами, осуществлять их тестирование и вести совместную регистрацию данных магнитометрии с данными о глубине датчиков и спутникового позиционирования судна с возможностью в реальном времени позиционировать положение всех датчиков на момент измерений.

Для дальнейшей обработки данных использовалось собственное математическое обеспечение ReadGeometrics и ReadSeaPOS2 (ввод, проверка и форматирование данных) и многофункциональный программный комплекс “MATROS-IV”.

Программный комплекс “MATROS-IV” [24] позволяет оперативно и качественно преобразовать входной поток исходных магнитных и навигационных данных в пригодный для количественной интерпретации материал.

Первичная обработка магнитной съемки выполняется в интерактивном режиме в следующей

последовательности с возможностью повторения или пропуска определенных шагов обработки:

- проверка, фильтрация, сглаживание, прореживание (сгущение) измерений;
- проверка данных навигации;
- расчет координат точек измерения магнитного поля для каждого датчика (учет офсетов);
- введение поправок за девиацию датчика;
- переход к аномальному магнитному полю с использованием модели нормального IGRF [17];
- разбиение съемки на профили;
- увязка профилей магнитной съемки и учет возможных неучтенных девиационных и вариационных ошибок;
- построение карт-графиков и карт-изодинам аномального магнитного поля.

Перед началом измерений во всех трех рейсах выполнялись необходимые регламентные работы, в частности, выбирался необходимый диапазон измерений, измерялась курсовая девиация — влияние намагниченности судна на измерения магнитного поля при различных курсах в районе исследований.

Измерение курсовой девиации необходимо выполнять каждый раз перед началом регулярных измерений, поскольку она зависит от текущей намагниченности корпуса судна, внешнего геомагнитного поля в районе исследований и длины буксировочного кабеля. Выполнять такие измерения следует в области спокойного поля. Рассмотрим два примера учета влияния судна на измерения магнитного поля для судов “Академик Сергей Вавилов” (рейс 53) и “Академик Иоффе” (рейс 63), выполненных разными способами. Длина этих судов составляет 117 м, а длина забортной части до датчика магнитометра была ограничена длиной буксировочного кабеля 250 м, поэтому нельзя было исключить возможность вклада девиации в измерения (рис. 3).

В первом случае была выполнена микросъемка для основных направлений галсов съемки — широтных и меридиональных. Судно двигалось по

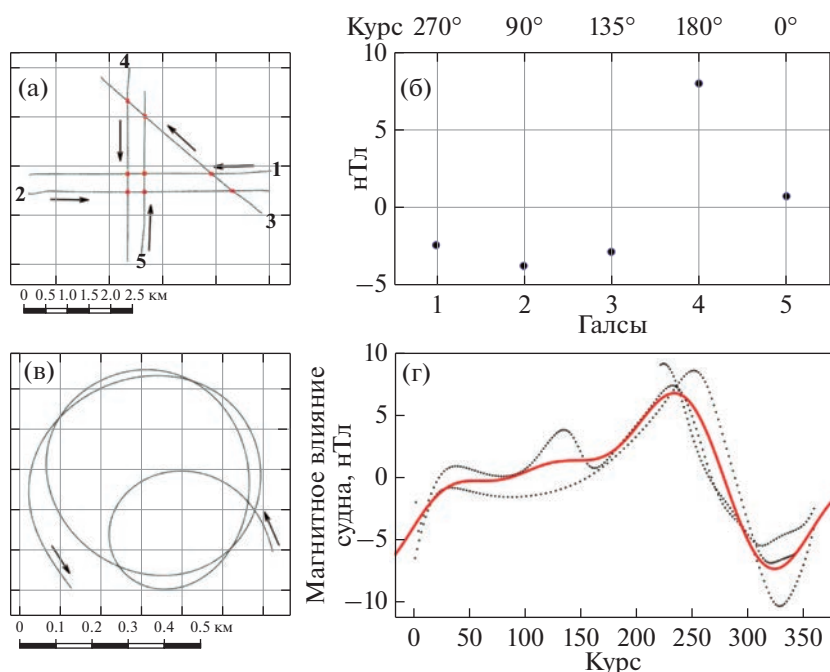


Рис. 3. Измерение девиации судна. Схемы движения судов (а, в) и вычисленные поправки за девиацию (б, г).

встречным широтным и меридиональным галсам, пересекающимся примерно в одной точке (рис. 3а). По невязкам в точках пересечения галсов рассчитывались девиационные поправки. Среднеквадратичная ошибка такой микросъемки по 8 точкам пересечения галсов составила 4.9 нТл, после уравнивания сети она уменьшилась до 0.85 нТл. Максимальная девиация наблюдалась на курсе 180°, она составила 8 нТл, на широтных галсах она была меньше: –2.3 и –3.7 нТл соответственно для курсов 270° и 90°, и близка к 0 (–0.8 нТл) для курса 0° (рис. 3б).

Во втором случае запись магнитного поля велась параллельно с метеорологической гелиосъемкой во время циркуляции судна “Академик Иоффе” (рис. 3в). После вычитания из данных линейного тренда установлено, что зависимость показаний магнитометра (пунктирные линии на рис. 3г) от курса судна хорошо аппроксимируется гармоническим полиномом третьей степени (красная линия на рис. 3г).

Рассчитанные таким образом поправки за девиацию были включены в настройки MATROS-IV и автоматически учитывались при расчетах аномального магнитного поля.

Измерения геомагнитного поля могут выполняться при волнении моря, достигающем 5–6 баллов и скорости судна до 8–9 узлов. Колебания судна (качка) и собственно поверхностные волны являются дополнительным источником помех в диапазоне периодов от 2–3 до примерно 10 секунд в зависимости от характера волнения с амплитудой 3–4 нТл. Помехи такого типа, а также

единичные “выбросы”, вызванные импульсными электромагнитными помехами от электрических систем судна, надежно подавляются с помощью процедуры низкочастотной фильтрации, в основе которой лежит сплайн-аппроксимация. На рис. 4 приведен пример геомагнитных данных, полученных при существенном волнении моря, и результат их подавления. На рис. 4а приведено исходное измеренное поле, содержащее волновое волнение и отдельные выбросы; на рис. 4б – результат низкочастотной фильтрации. На нижней панели (рис. 4в) показан в детальном масштабе участок записи 1–1' (см. рис. 4а), на котором хорошо виден квазисинусоидальный сигнал, вызванный волновым воздействием.

Вариации магнитного поля, особенно в высоких широтах могут существенно искажать данные морских магнитных съемок. Влияние на данные геомагнитных измерений в океане оказывают геомагнитные бури (Dst), полярные суббури (DP) и солнечно-суточные вариации (Sq). Солнечно-суточные вариации, максимальные в средних широтах, в спокойные геомагнитные дни не оказывают особого влияния на измерения, которые выполняются на относительно коротких по времени профилях (не более 6 часов), поскольку их влияние заключается в небольшом тренде в записи, который потом может быть легко удален на этапе количественной интерпретации. Заметные искажения могут вносить геомагнитные бури и, особенно, полярные суббури, поэтому необходимо следить за геомагнитной активностью в дни измерений. Мерами такой геомагнитной актив-

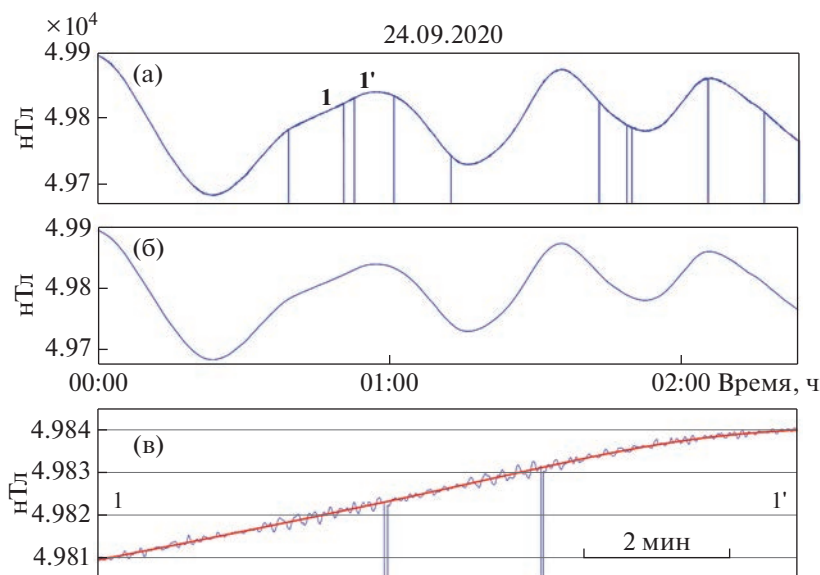


Рис. 4. Удаление волновой помехи на пример фильтрации выбросов и высокочастотной помехи и сглаживания записи для одного из профилей в Северной Атлантике (50-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”). (а) исходные данные, (б) обработанные, (в) пример волновых помех и случайных “выбросов” на фрагменте верхней записи 1–1', красным показано отфильтрованное поле (магнитометр – Geometrics G882).

ности являются индексы магнитной активности: К-индекс, характеризующий глобальную геомагнитную активность и классифицирующий геомагнитные бури, и полярные индексы (AE, AU, AL, AO), характеризующие полярные суббури, обусловленные усилением токов в ионосфере, протекающих вдоль границы аврорального овала.

Выполненный нами анализ, показал, что во время геомагнитных измерений, рассматриваемых в данной работе, ни глобальных магнитных бурь, ни аномально сильных полярных суббурь не было.

Следующим этапом обработки данных магнитной съемки является ее разбиение на отдельные профили – прямолинейные участки с равномерным движением судна, расположенные, по возможности, поперек линейно вытянутых геологических структур. Такой подход позволяет использовать, с одной стороны, квазистационарное приближение при описании помех, а с другой – двумерный подход. Гипотеза о стационарности помех, в частности, широко используется при увязке съемок, особенно выполненных в разное время.

В комплексе программ MATROS-IV параллельно с вычислением положения датчиков магнитометра на момент получения навигационной системой координат выполняется автоматическое разбиение съемки на прямолинейные отрезки – профили, для которых соблюдается условия прямолинейного и равномерного движения датчиков магнитометра. Основными параметрами, пороговые изменения которых приводят к появлению разрывов в непрерывной съемке, являются осредненные за некоторый интервал времени

(обычно 2–5 мин, в зависимости от масштаба съемки) курс и скорость движения датчика, и радиус кривизны траектории движения. Имеется возможность интерактивной коррекции выбранного разбиения. Пример такого автоматического разбиения съемки на прямолинейные профили приведен на рис. 5.

Обработанные таким образом геомагнитные данные формируют архив (простейшую базу данных) и составляют основу для дальнейшей геолого-геофизической интерпретации. Единицей хранения данных является файл, содержащий всю необходимую информацию об отдельном фрагменте съемки, с момента включения до выключения магнитометра. Он содержит пять значений измерений для каждой точки: пространственные координаты (широта, долгота, заглубление датчика), универсальное время и значение измеренного магнитного поля. Также сохраняются дополнительные параметры, облегчающие процедуры отображения и обработки данных: пройденное расстояние от начала профиля, курс, скорость и номер профиля. Все исходные данные (в формате магнитометра и в формате MATROS-IV), а также обработанные девятиколоночные файлы в ASCII формате хранятся в отдельных папках, имена которых содержат время начала данного фрагмента съемки. В свою очередь эти папки объединены в папки, содержащих номер рейса и название судна, далее – географическое название региона. Подобный характер хранения информации о магнитном поле океанских областей в настоящее время вполне соответствует решаемым лабораторией задачам и

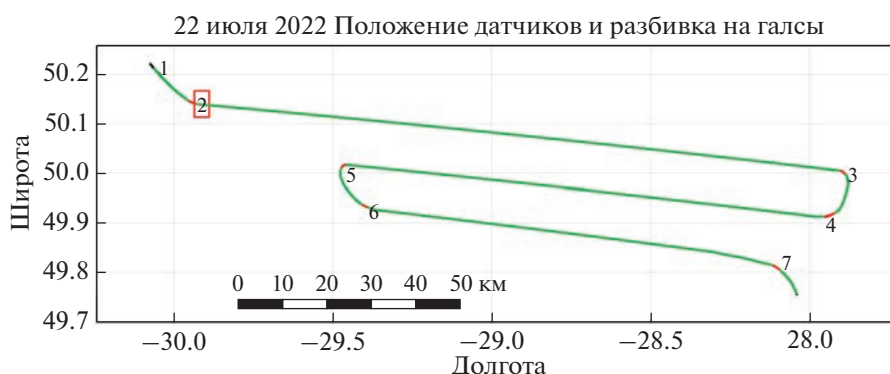


Рис. 5. Разбиение съемки на профили. Черные точки — траектория движения датчика, нет измерений магнитного поля (магнитометр выключен); красные точки — есть измерения (магнитометр включен), точка вне профиля; зеленые точки — есть измерения (магнитометр включен), точка на профиле. Цифры в начале профилей обозначают номера профилей.

может быть легко переведен в любой необходимый формат сторонних баз данных.

При геомагнитных исследования в морях и океанах часто встает задача увязки геомагнитных съемок, выполненных в разное время. Например, в районе исследований большой объем геомагнитных исследований был выполнен в восьмидесятые и девяностые годы советскими гидрографическими судами; также имеются доступные результаты отдельных геомагнитных исследований в открытых базах данных [31].

Важной функцией комплекса программ MATROS-IV является увязывание геомагнитных съемок. MATROS-IV позволяет интерактивно собирать в один файл данные различных съемок для заданной области, рассчитывать невязки в точках пересечения профилей, анализировать характер этих ошибок, подбирать модель для ошибок (уровень, тренд, сдвиг координат, периодическая погрешность (вариация)), составлять и робастно и устойчиво решать систему уравнений для минимизации невязок, рассчитывать грид по исходным и увязанным данным, выполнять обратную интерполяцию с грида на профили с целью проверки адекватности построенных карт. Перечислим основные оригинальные опции, отличающие нашу схему увязывания разнородных по качеству данных. В процессе обработки данных, рассматриваемых в настоящей работе, обладающих современной плановой привязкой по GPS и высокой аппаратной точностью, установлено, что основной помехой при полигонных съемках крупного и среднего масштабов являются солнечно-суточные вариации, которые достаточно хорошо убираются из данных уравниванием съемки с выбранной моделью ошибок в виде постоянного уровня или линейного тренда. В то же время для съемок, выполненных до начала 1990 гг. в “до-GPS эпоху” более характерны ошибки позиционирования, устранение которых требует более сложной обработки. Поэтому при увязке таких

разнородных данных мы используем следующую стратегию: вначале увязываются более качественные современные измерения, по которым строится предварительный грид для изучаемой площади и оцениваются горизонтальные градиенты аномального магнитного поля. Так создается некий “каркас” аномального магнитного поля на полигоне, на который последовательно “натягиваются” с помощью подбора уровня и/или сдвига профилей (в пределах оценки точности их позиционирования) более старые данные, причем в порядке возрастания их выборочной дисперсии. Такая процедура позволяет последовательно улучшать детальность карт без существенной потери их качества. Контроль качества синтезированного грида осуществляется обратной интерполяцией с карты на профили съемки.

ЗОНА РАЗЛОМОВ ЧАРЛИ ГИББС

Основным объектом описываемых в данной статье исследований был зона разломов Чарли-Гиббс, состоящая из двух параллельных разломов, северного и южного, и внутриразломного спредингового сегмента. Разломные зоны, в свою очередь, состоят из активных (трансформных) и пассивных участков. Первые являются границами литосферных плит, тогда как вторые целиком лежат в одной из плит. Помимо собственно разломной зоны, были также выполнены исследования на двух участках САХ, непосредственно примыкающих к разломной зоне Чарли Гиббс с севера и юга. Магнитные измерения выполнялись в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страх” и 53-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”. Обзорная карта района исследований приведена на рис. 6.

Геомагнитными измерениями покрыта центральная часть разломной зоны и примыкающие к ней северный и южный участки САХ. Длина большинства профилей составляет 100 и более км, что позволяет получить количественную инфор-

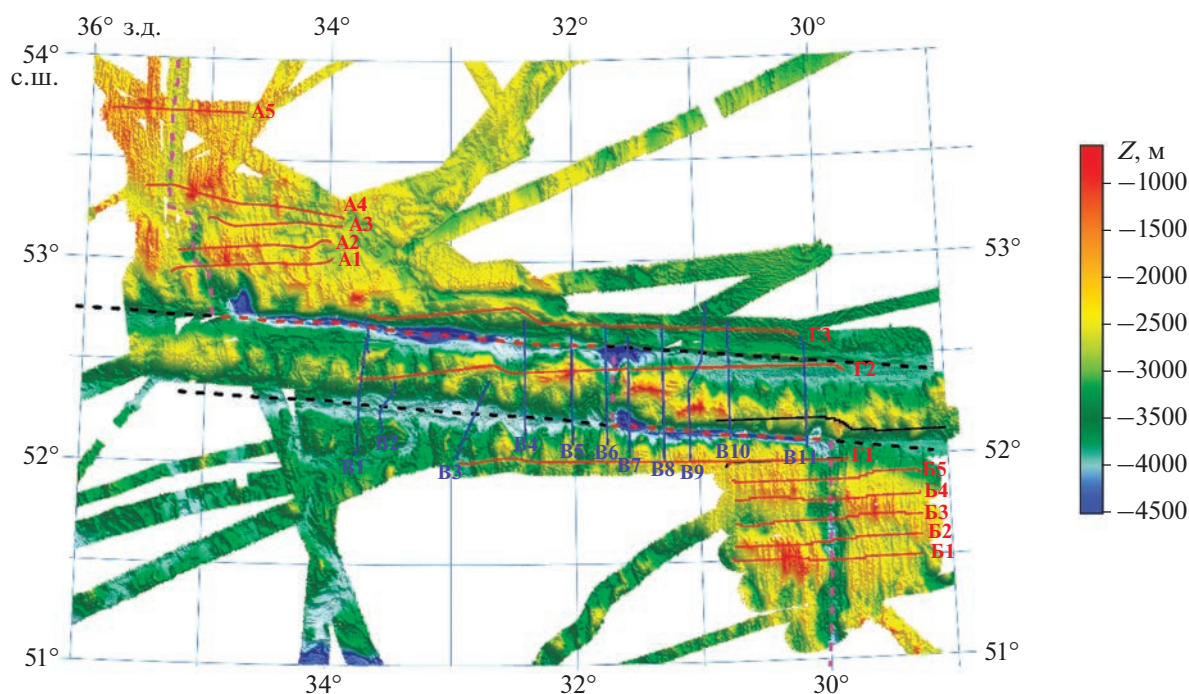


Рис. 6. Обзорная карта района исследований в разломной зоне Чарли Гиббс. Приведено расположение избранных профилей, батиметрия по данным многолучевого профилирования [13, 15]. Шкала глубин Z показана справа. Лиловые пунктирные линии — оси спрединга, красные пунктирные линии — трансформные разломы, черные пунктирные линии — пассивные части разломных зоны. Красным изображены широтные профили, синим — меридиональные. Обозначения профилей см. текст.

мацию о строении магнитоактивного слоя, в частности — оценить глубину до источников аномального магнитного поля.

Рассмотрим геомагнитные данные, полученные на трех основных объектах исследований: (1) северном участке САХ (профили А1–А5), (2) южном участке САХ (профили В1–В2) и (3) собственно разломной зоне Чарли Гиббс (профили В1–В11 и Г1–Г3), включая межразломный участок САХ.

Северный и южный участки САХ, примыкающие к разломной зоне Чарли Гиббс, показывают в целом сходные морфологические характеристики, включая наличие нескольких нетрансформных смещений. Однако, имеются и отличия: южный участок имеет рельеф с протяженными линейными грядами, ориентированными перпендикулярно направлению спрединга, тогда как морфология северного участка САХ обнаруживает постепенный переход от интенсивного магматизма на севере к сильно сегментированному спредингу, практически лишенному базальтов в области, примыкающей к разломной зоне (рис. 6) [34].

Аномальное магнитное поле на северном участке САХ (рис. 7а) также меняет свой характер от ярко выраженных интенсивных линейных аномалий с размахом до 2000 нТл на профилях А4 и А5 и около 1500 нТл на профиле А2 к профилю А1, где аномальное магнитное поле на всем протяже-

нии профиля лежит в области отрицательных значений и линейные аномалии не выделяются.

Для южного участка САХ (рис. 7б) характерны регулярные линейные аномалии с амплитудой около 1000 нТл. Наличие протяженных линейных гряд и существенная асимметрия морфологического строения восточного и западного флангов обуславливает также особенности аномального магнитного поля. Так на профиле В1 выделяется интенсивная отрицательная аномалия – 1000 нТл над поднятием дна до глубины менее 1000 м (рис. 6).

Рассмотрим теперь данные, полученные непосредственно для разломной зоны Чарли Гиббс, которая состоит из северной и южной разломных ветвей, а также межразломного спредингового сегмента (рис. 6). Межразломный сегмент имеет ширину (в меридиональном направлении) около 40 км, рифовая долина характеризуется большими глубинами (более 4000 м) и наличием как на западном, так и на восточном флангах серии пологих поднятий со средней шириной 25 км, глубина которых увеличивается по мере удаления от рифтовой долины.

Северная и южная ветви трансформной разломной зоны характеризуются слабо отличающейся морфологией: у обеих самые глубокие (до 4500 м) и узкие (до 8 км) участки соответствуют активным (трансформным) частям разломных зон (красные пунктирные линии на рис. 6). Мак-

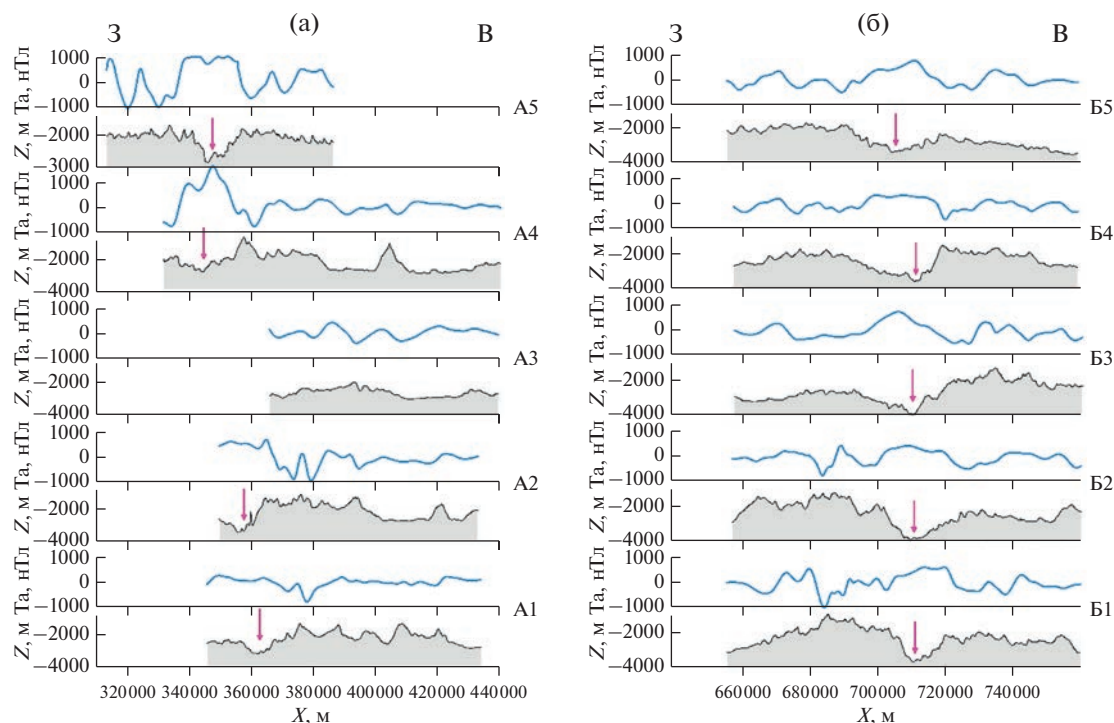


Рис. 7. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ в пределах северного (а) и южного сегментов (б). Положение профилей см. на рис. 6. Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение оси спрединга. По горизонтальной оси отложена долгота X в метрах в меркаторской проекции (UTM, WGS-1984, зона 25N).

симильные глубины (4850 м) наблюдаются внутри нодальных впадин (сочленения осей спрединга и разломных зон), а также в центре северной долины. Впадины, соответствующие пассивным участкам разломных зон (черные пунктирные линии на рис. 6), как правило, шире (до 25 км) и мельче (до 4000 м) и характеризуются пологими дном и мощным слоем осадков.

Объем экспериментальных имеющихся геомагнитных данных по трансформным разломам невелик и особенности строения магнитоактивного слоя в этих своеобразных структурах изучены недостаточно, поэтому полученные нами новые данные имеют особую ценность. В большинстве случаев трансформные разломы характеризуются смещением линейных аномалий вдоль разломов в направлении спрединга, однако в ряде случаев наблюдаются аномалии, вызванные процессами серпентинизации пород верхней мантии [1, 3, 6]. Результаты новых измерений геомагнитного поля в разломной зоне Чарли Гиббс приведены на рисунках 8–10.

Профили В2 и В3 пересекают только пассивную часть южной разломной зоны, тогда как профиль В1 пересекает также и активную часть северной разломной зоны. На профилях В1–В3 южные части соответствуют более древнему участку коры с большими глубинами, по сравнению с более молодым участком коры между дву-

мя ветвями разлома, для которого характерны меньшие глубины. Для всех трех западных профилей (В1–В3) характерно отсутствие интенсивных аномалий магнитного поля, только на южном конце профиля В1 значение аномального магнитного поля достигает 200 нТл, но этот район лежит вне разломной зоны (рис. 6 и 8).

Серия из восьми профилей В4–В11 (рис. 9), пересекающих как северную, так и южную разломные зоны, дает представление об аномалиях магнитного поля в центральной части разломной зоны Чарли Гиббс (рис. 6). Профили проходят на различном удалении от оси спрединга внутриразломного сегмента: профили В6 и В7 расположены вблизи оси соответственно западнее и восточнее (рис. 6). Профиль В7 пересекает западный край поднятия, представляющего, вероятно, структуру внутреннего океанического комплекса, сложенного глубинными породами [13], на котором наблюдается интенсивная аномалия магнитного поля, достигающая 900 нТл.

На остальных профилях аномальное магнитное поле не превышает ± 200 нТл. На большинстве профилей аномальное поле пропорционально глубине дна и каких-либо аномалий, приуроченных непосредственно к разломам, не выявлено.

Рассмотрим теперь результаты измерений магнитного поля вдоль трех длинных широтных профилей Г1–Г3. Профиль Г1 идет южнее южной

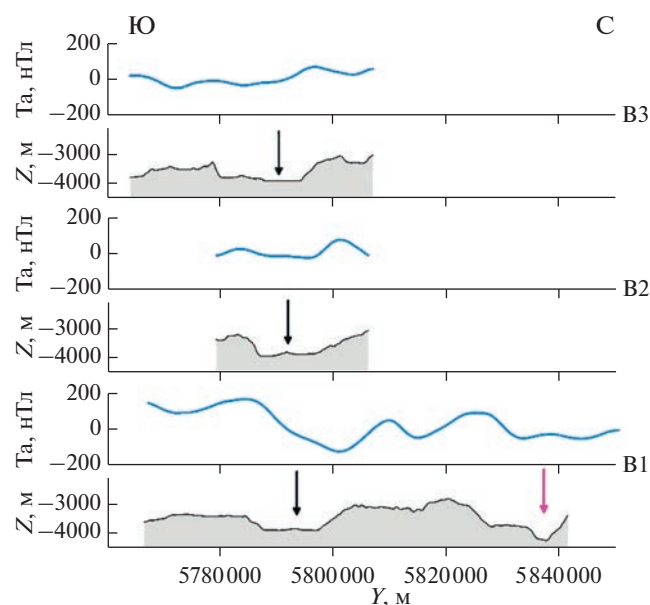


Рис. 8. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль меридиональных профилей, пересекающих трансформную зону Чарли Гиббс (профили B1–B3). Положение профилей см. на рис. 6. Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение трансформных разломов, черными — положение пассивных участков разломных зон. По горизонтальной оси отложена широта (Y) в метрах в меркаторской проекции (UTM, WGS-1984, зона 25N).

разломной зоны, профиль Г2 — вдоль внутриразломного сегмента, а профиль Г3 — севернее северной разломной зоны (рис. 6 и 10).

Бросается в глаза существенные отличия в аномальном магнитном поле северной и южной ветвей разломной зоны. В пределах внутриразломного сегмента (профиль Г2) и южнее разломной зоны (профиль Г1) наблюдаются и источники спрединговой природы, формирующие характерный рисунок линейных магнитных аномалий. Северный борт разломной зоны отличается от южного: здесь наблюдается широкая шовная зона, практически лишенная источников магнитных аномалий (профиль Г3).

ПОЛИГОН ФАРАДЕЙ

В 53-м рейсе НИС “Академик Николай Стрехов” была исследована центральная зона САХ между разломами Чарли Гиббс и Максвелл. Этой район получил название полигон Фарадей, по названию горы, находящейся в его центре. Магнитная съемка на полигоне осуществлялась по системе субширотных галсов совместно с многолучевым эхолотированием. Межгалсовое расстояние составляло около 9 км, оно выбиралось из соображений полного покрытия площади съемки многолучевым эхолотом. Было выполнено 35 галсов длиной от 90 до 110 км, за исключением трех

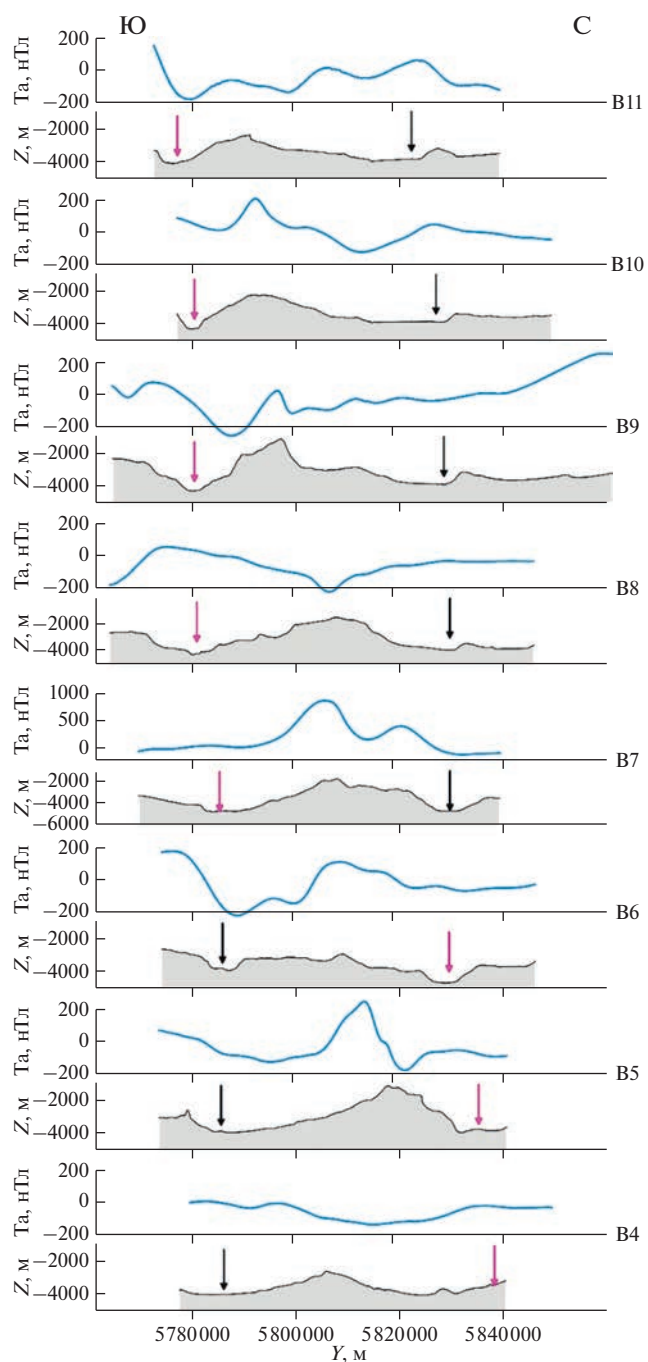


Рис. 9. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль меридиональных профилей, пересекающих трансформную зону Чарли Гиббс (профили B4–B11). Условные обозначения см. на рис. 8.

профилей в центральной части полигона, длина которых составила 150 и дважды по 170 км (рис. 5).

В пределах полигона практически везде, за исключением небольшого участка на юге (профили 30–32), в рельефе выделяется центральная рифтовая долина с глубинами 3500–4000 м и шириной около 10 км. Направления оси рифтовой зо-

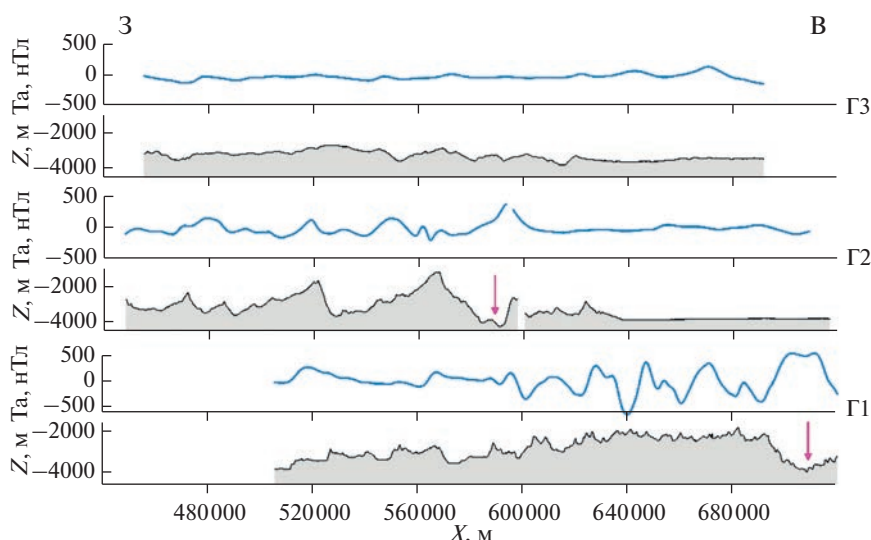


Рис. 10. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль профилей, параллельных разломной зоне Чарли Гиббс (рис. 6). Условные обозначения см. на рис. 8.

ны в пределах полигона варьирует от субмеридионального до ССЗ на отдельных сегментах (рис. 11).

По результатам новых геомагнитных измерений и доступным магнитометрическим данным из базы NGDC <http://www.ngdc.noaa.gov/index.html> была синтезирована карта аномального магнитного поля (грид с шагом 1×1 км) (рис. 12).

Район исследования включает разнообразные по морфологии структуры, и в его пределах было выделено несколько тектономагматических сегментов [12], часть из которых показана на рис. 12. Границей первого и второго сегментов является резкое изменение простирания рифтовой долины без разрыва сплошности и крупный субширотный хребет шириной 15–20 км, который разделяется рифтовой долиной на Западный и Восточный. Границей второго и третьего сегмента является нетрансформное смещение Фарадей, где не происходит нарушения сплошности рифтовой долины, а сама структура расположена, как и предыдущие смещения, неортогонально к простиранию оси рифтовой долины [12]. На западном фланге третьего сегмента выделяется серия массивов, соединенных в единый хребет длиной более 50 км, который известен как гора Фарадей. Граница третьего и четвертого сегмента проходит по субширотной линейной депрессии. Четвертый сегмент, в отличие от первых трех, характеризуется большим количеством вулканических построек.

Для всего полигона Фарадей характерна асимметрия флангов, а особенности морфологии и тектонических структур свидетельствуют о косом спрединге.

Особенности тектономагматического строения находят свое отражение в аномальном магнитном поле. В пределах полигона на большинстве

профилей прослеживается система субмеридиональных знакопеременных линейных аномалий, симметричных относительно центральной положительной, как правило большей амплитуды, приуроченной к рифтовой долине. На ряде профилей “классическая” симметричная картина линейных аномалий нарушается, например, на границе первого и второго, а также на границе третьего и четвертого сегментов.

Примеры типичных профилей для таких сегментов I и III с выраженными “классическими” линейными аномалиями приведены на рис. 13.

На рассмотренных профилях (рис. 13) наблюдается близкая к классической картина линейных аномалий с размахом 600–1000 нТл, которые, как правило, демонстрируют симметрию относительно центральной аномалии и прослеживаются от профиля к профилю, создавая характерную, хорошо известную и изученную систему линейных магнитных аномалий спрединговой природы, часто встречаемую для этого района Атлантики [31].

Два других участка— это зоны с ослабленными, менее регулярными магнитными аномалиями, где выделяются также поперечные структуры, а центральная аномалия расширяется и/или раздваивается (зоны II и IV на рис. 6). Для этих зон характерно появление ряда слабовыраженных структур северо-восточного простирания, отражающих более сложное строение. Примеры профилей для этих зон приведены на рис. 14 и 15.

На рис. 15 приведены три длинных профиля, расположенных во втором сегменте. На профиле 14 наблюдается картина, близкая к той, что характерна для северного сегмента со стабильным спредингом (рис. 13a), тогда как на соседнем профиле 13 выделяется глубокая рифтовая долина,

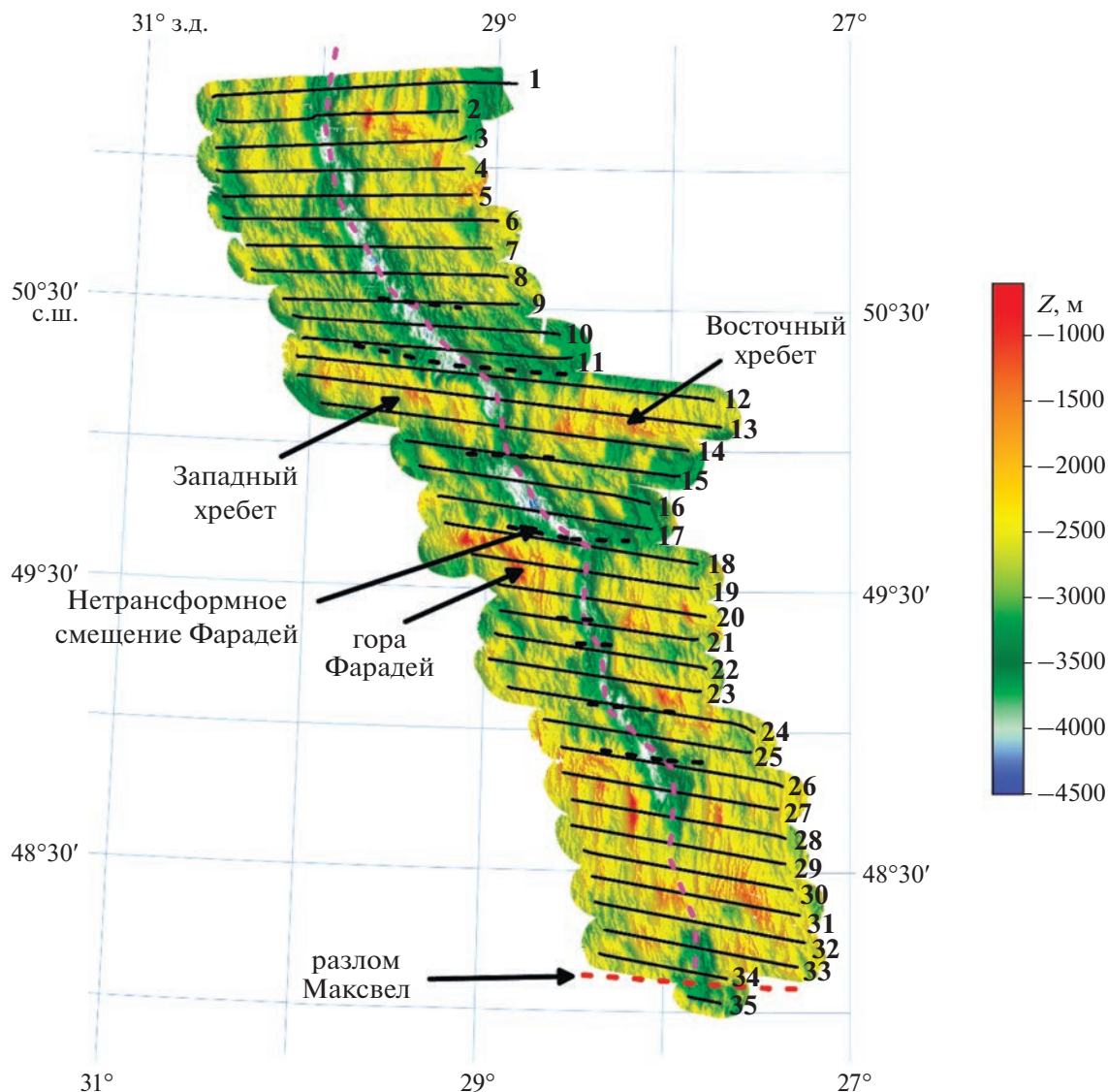


Рис. 11. Расположение профилей и батиметрия на полигоне Фарадей. Приведена карта глубин по данным многолучевого профилирования. Шкала глубин Z показана справа. Обозначения: пунктирная лиловая линия — ось спрединга, черные пунктирные линии — нетрансформные смещения, красная пунктирная линия — трансформный разлом Максвелл. Показаны также основные структурные элементы [12].

однако центральная аномалия магнитного поля отсутствует. На профиле 12 отсутствует как выраженная рифтовая долина, так и центральная положительная аномалия магнитного поля. С другой стороны, на всех этих самых длинных профилях выделяется аномалия 2, а на восточном фланге — и аномалии 3.

В пределах четвертого сегмента, где широко развиты вулканические постройки, на профилях (рис. 15) наблюдается широкая рифтовая долина и соответствующая ей широкая центральная положительная аномалия. Обращают на себя внимание высокие хребты по краям долины: на восточном борту рифтовой долины минимальная глубина составляет всего 760 м на профиле 28 и

1700 м на профиле 27 при глубине рифтовой долины 3500–4000 м. Этим высоким хребтам по бортам долины соответствуют интенсивные отрицательные аномалии магнитного поля (аномалия 2).

В целом, на полигоне Фарадей линейные магнитные аномалии, за исключением центральной, выделяются фрагментарно, часто лишь на одном из флангов.

ДИСКУССИЯ

Скорость раздвижения литосферных плит на севере Атлантического океана составляет около 20 мм/год, что определяет ряд важных отличий САХ от Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) [29].

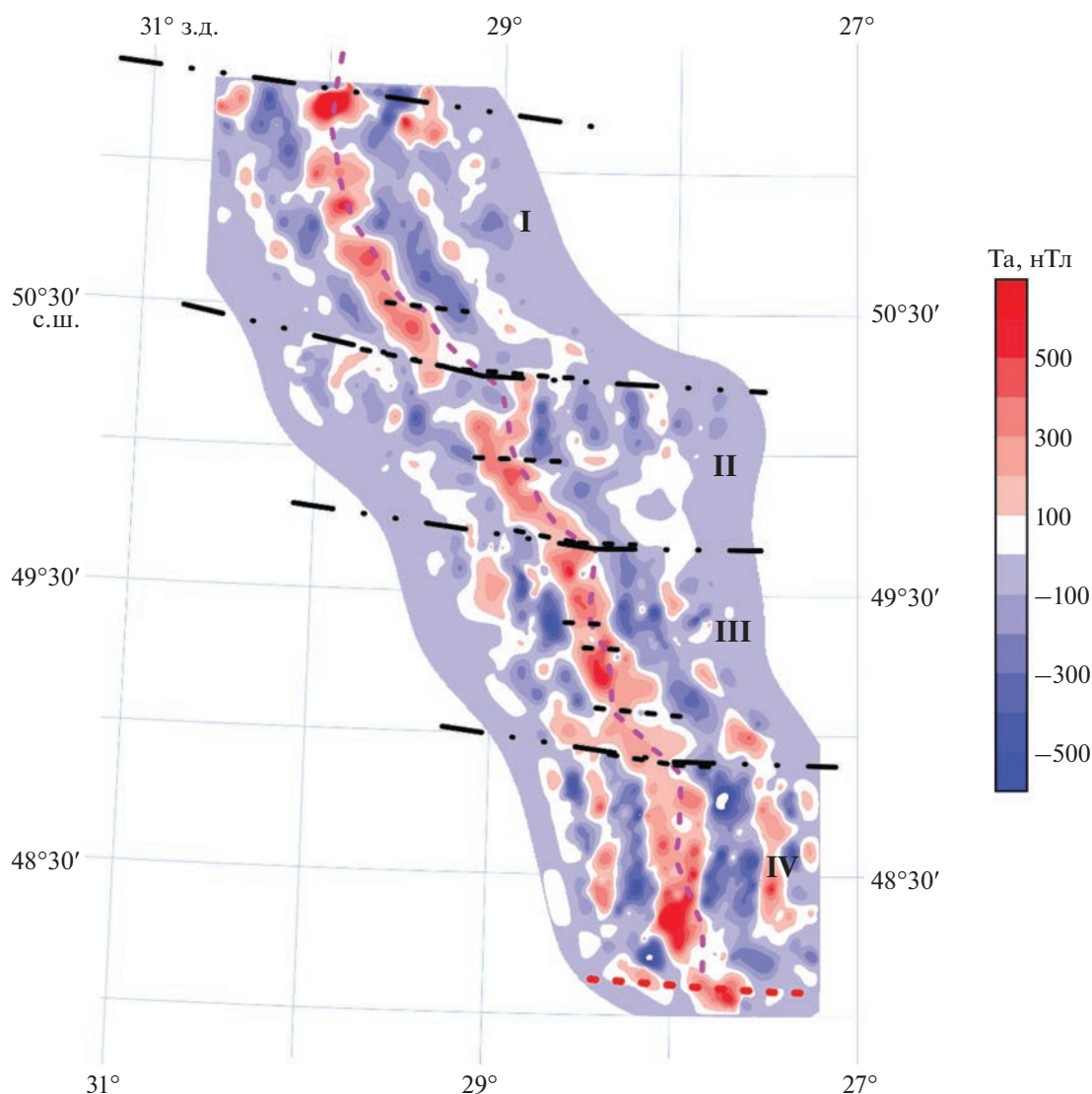


Рис. 12. Карта аномального магнитного поля, построенная по результатам съемки на полигоне Фарадей. Шкала магнитного поля показана справа. Обозначения: пунктирная лиловая линия — ось спрединга, черные пунктирные линии — нетрансформные смещения, красная пунктирная линия — трансформный разлом Максвелл. Штрихпунктирные черные линии — границы тектономагматических сегментов I–IV [12] (см. также текст).

САХ в северной части океана разделяется на отдельные сегменты трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Сегменты находят отражение в рельефе дна, в гравитационном и магнитном полях, а также в глубинной структуре коры и верхней мантии. Различные сегменты характеризуются различным строением коры, для некоторых сегментов характерен косой спрединг, когда направление спрединга на совпадает с простиранием рифтовой зоны.

Новые геомагнитные данные, рассмотренные выше, а также результаты изучения вещественного состава драгированных пород, вместе с данными, полученными ранее [31], позволяют решать широкий круг геологических задач для района исследований (рис. 1), в первую очередь, постро-

ение моделей магнитоактивного слоя и их геологическую и тектоническую интерпретацию.

Рассмотрим коротко возможную природу аномалий магнитного поля в океанах вблизи срединно-океанических хребтов. На рис. 16 приведена известная концептуальная модель магнитоактивного слоя [22], построенная на основе трехслойной модели, которая, в свою очередь, основана, главным образом, на сейсмических данных [37]. Обращает на себя внимание, что границы блоков однополярной намагниченности не вертикальны и различны для различных слоев океанской коры: так положительно намагниченные породы слоя 3 (габбро) подстилают отрицательно намагниченные породы слоев 2А и 2Б на некотором удалении от оси спрединга. Такое сложное строение магни-

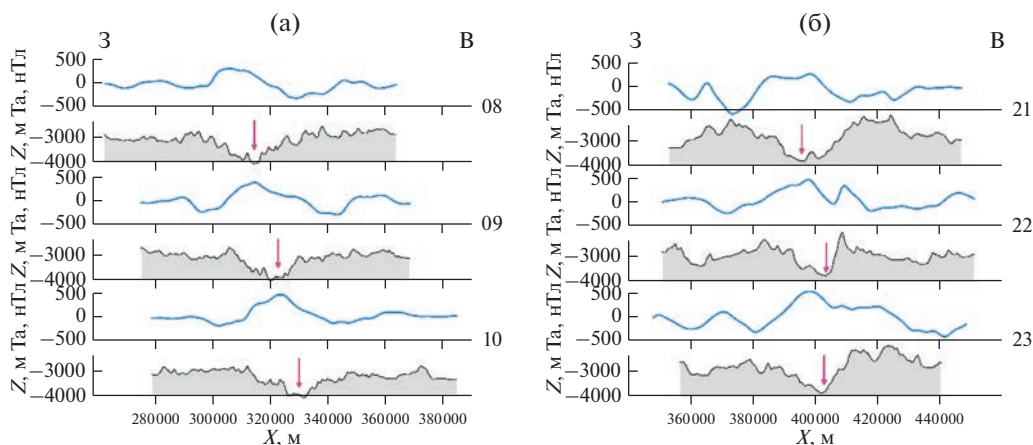


Рис. 13. Аномальное магнитное поле T_a в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на двух участках (а и б) с регулярными линейными аномалиями (зоны I и III на рис. 6). Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение оси спрединга. По горизонтальной оси отложена долгота X в метрах в меркаторский проекции (UTM, WGS-1984, зона 26N). Положение профилей см. на рис. 11.

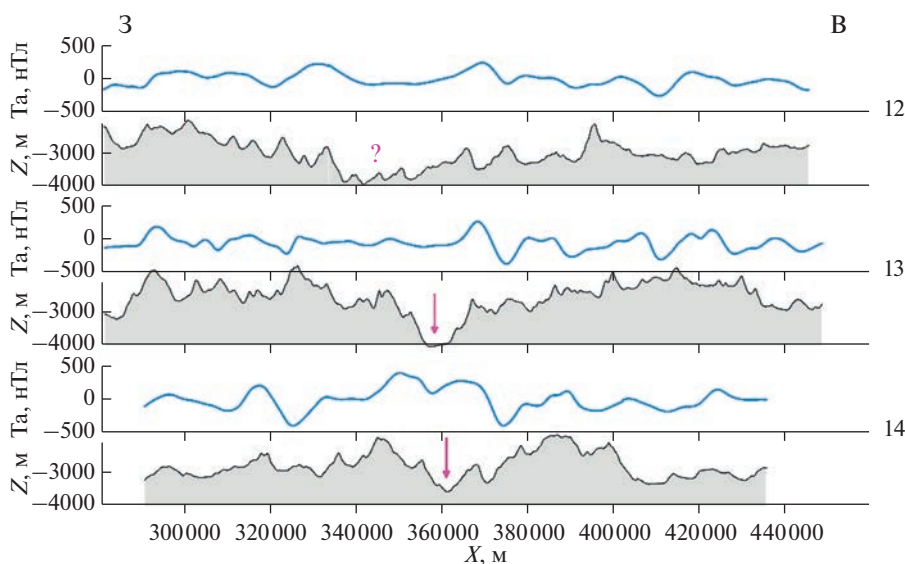


Рис. 14. Аномальное магнитное поле T_a в нТл и глубина Z в м вдоль длинных широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на аномальном участке (зона II на рис. 12). Условные обозначения см. на рис. 13.

тоактивного слоя вытекает из наклонного положения изотерм (и изохрон) в осевых частях рифтовых зон и подтверждается, в частности, асимметрией линейных аномалий, за исключением центральной [см. напр. 21].

Важно отметить, что вклад в наблюдаемое магнитное поле вносят все три слоя океанской коры: 2А, 2В и 3 и, возможно, самые верхние слои верхней мантии.

Магнитные свойства пород известны по лабораторным исследованиям драгированных с поверхности дна коренных пород, главным образом, базальтам, и по образцам, полученным, в ходе глубоководного бурения. Изучение петрофизических свойств пород не всегда можно напрямую использовать при построении геофизических мо-

делей из-за существенно различия пространственных масштабов [30]. Также следует отметить, что геолого-геофизических данных о строении Восточно-Тихоокеанского поднятия существенно больше, чем о строении Срединно-Атлантического хребта, тем не менее, многие результаты, полученные для Восточно-Тихоокеанского поднятия или срединных хребтов Индийского океана можно экстраполировать и на САХ.

Оценки остаточной намагниченности пород характеризуются существенным разбросом значений: в табл. 1 для слоев 2А, 2В, 3 и верхней мантии приведены усредненные значения. Очевидно, что вклад базальтовых лав (слой 2А) в наблюдаемое аномальное магнитное поле самый существенный, однако и вкладом более глубоких

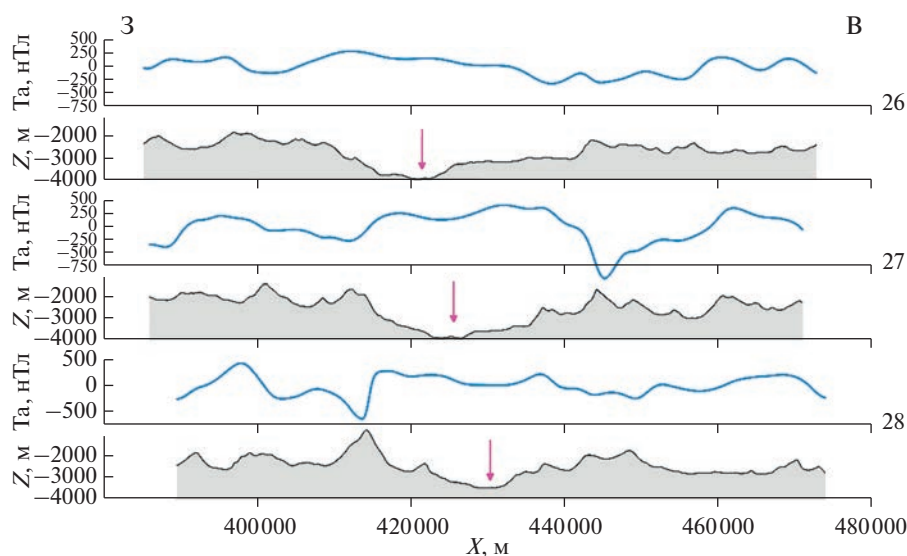


Рис. 15. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на аномальном участке (зона IV на рис. 6). Условные обозначения см. на рис. 13.

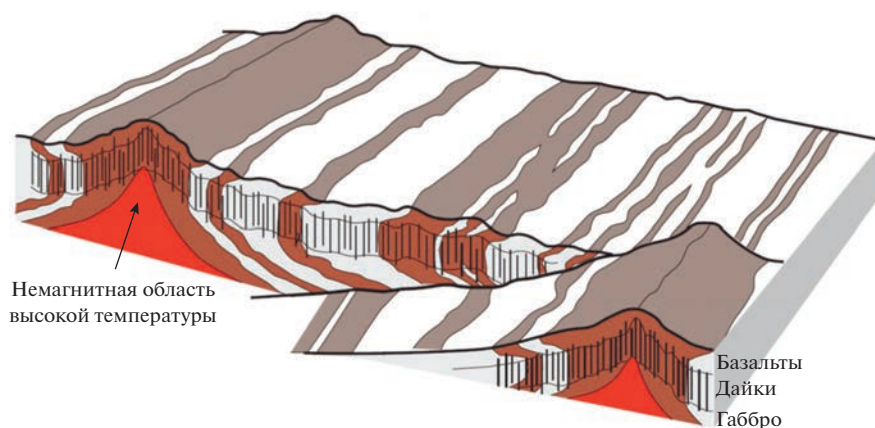


Рис. 16. Концептуальная модель магнитоактивного слоя осевой части срединно-океанского хребта. С изменениями из [22]. Коричневым цветом показаны породы, намагниченные положительно, белым — отрицательно.

слоев пренебрегать нельзя. Особая роль отводится вкладу серпентинизированных пород нижней коры и верхней мантии в аномалии магнитного поля. Серпентиниты обнаружены на морском дне в различных частях Мирового океана, особенно многочисленны находки в пределах САХ. Глубоководным бурением (например: DSDP 334, 395, 556, 558, 560, 920 и др.) вскрыты серпентинизированные перидотитовые породы в нескольких местах на различных удалениях от оси САХ.

В литературе дискутировались различные механизмы серпентинизации в осевой части океанских рифтов: (1) нормальные разломы в режиме растяжения, (2) диапировое происхождение и ряд других. Ряд исследователей допускали существование в нижней коре или верхней мантии слоя, сложенного серпентинизированными породами [5, 21, 33]. Непосредственные исследования с по-

мощью подводных обитаемых аппаратов Alvin и Nautila на участках, где обнажаются серпентиниты, подтвердили, что механизмы, связанные с разломной тектоникой, обнажающие нижнюю часть коры и верхнюю часть мантии при формировании глубокой рифтовой долины, наиболее вероятны [18, 23, 32].

В настоящее время считается, что основным механизмом образования серпентинитов является проникновение морской воды вглубь разломов в океанской коре на медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах, таких как САХ, в периодические амагматические фазы, в результате чего формируются вытянутые зоны серпентинизированных перидотитов длиной в десятки километров [23, 30].

В районе исследований в ходе трех рейсов (50-й и 53-й рейсы НИС «Академик Николай

Таблица 1. Магнитные характеристики пород океанской коры и верхней мантии [20, 22]

Слой	Литологическое описание	Остаточная намагниченность, А/м	Основной магнитный минерал	Температура Кюри, °С
Верхняя кора, 2А	Базальты	3–20	Титаномагнетит	100–350
Верхняя кора, 2Б	Дайковый комплекс	~1	Магнетит	550–600
Нижняя кора, 3	Габбро	~0.5	Магнетит	550–600
Верхняя мантия	Серпентиниты	~3	Магнетит	550–600

Страхов”, 53-й рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”) был драгирован большой объем коренных пород различного состава (базальтов, габбро, серпентинитов и др.). Очевидно, что изучение их магнитных свойств представляется важнейшим направлением дальнейших исследований.

Одной из особенностей САХ в северной части океана является широкое распространение т.н. “сухого” или амагматического спрединга [10–12]. Особый интерес в этой связи представляют геомагнитные данные, полученные на полигоне Фарадей (рис. 12 и 13). Проведенный предварительный анализ геомагнитных данных показывает наличие в пределах полигона неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий — как спредингового происхождения (классические линейные аномалии), так и связанных с процессами тектонической деятельности. Этот район характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность глубинных пород. Формируются как отдельные внутренние океанические глубинные комплексы (oceanic core complex), так и протяженные субширотные хребты, сложенные глубинными породами. На нескольких участках драгированы, помимо базальтов и долеритов, серпентинизированные мантийные перидотиты. Так, Восточный хребет (рис. 11) сложен в основном серпентинизированными и тектонизированными ультрабазитами, тогда как в пределах Западного хребта преобладают базальты и долериты [12].

Океанские разломные зоны, в отличие от их аналогов на суше, характеризуются наличием постоянного притока морской воды сверху, что определяет процессы гидратации и серпентинизации: серпентинизированные гипербазиты обнаружены во нескольких трансформных разломах [см. напр. 3]. Кроме того, трансформные разломы характеризуются практическим отсутствием вулканизма и, соответственно, преобладанием тектонических процессов, а на сочленениях трансформных разломов с осями спрединга формируются внутренние океанские комплексы [26].

Можно предположить, что процессы серпентинизации океанской коры и верхней мантии в осевых частях САХ, также как и в трансформных разломах, широко распространены, а вот степень серпентинизации пород и, соответственно, со-

держание магнетита может сильно варьировать. Согласно модели Джеффри Карсона [27], для медленно-спрединговых хребтов характерно чередование фаз с преобладанием вулканизма и фаз с преобладанием тектонических процессов. Во время эпизодов с преобладанием тектонических процессов образуются пологие сбросы (detachment faults), которые выводят верхнемантийные породы на глубины, где существуют благоприятные для образования серпентинитов РТ условия, обеспечивают их контакт с проникающей по разломам морской водой и запускают процессы гидратации. Считается, что серпентинизация является основным процессом, определяющим магнитные свойства ультраосновных пород [30].

Основным источником информации о наличии (или отсутствии) серпентинитов являются сейсмические методы, поскольку серпентиниты характеризуются аномальным коэффициентом Пуассона [28]. Кроме того, серпентинизация ультраосновных пород приводит к понижению их плотности от ~3.3 до ~2.6 г/см³ [30]. Петрофизические свойства ультраосновных пород (скорости сейсмических волн, электропроводность, плотность и намагниченность) зависят от степени их серпентинизации, определяющей содержание магнетита. Благодаря высоким значениям намагниченности серпентинизированных перидотитов (таблица) по сравнению с породами слоя 2Б (габбро), геомагнитные данные могут внести свой вклад в решение этих проблем.

Исследование природы магнитоактивного слоя трансформного разлома Чарли Гиббс и прилегающих участков САХ с учетом, в особенности, оценки вклада глубоких источников, включая все еще плохо изученные зоны серпентинизации, представляется приоритетным направлением дальнейших исследований. Кроме того, безусловный интерес представляет ответ на вопрос, находят ли отражение в аномальном магнитном поле вариации в соотношении тектонических и магматических процессов вдоль простираания оси спрединга. Также ожидается своего решения проблема строения магнитоактивного слоя во внутренних океанических глубинных комплексах (oceanic core complex), которые широко распространены в районе исследований.

ВЫВОДЫ

Описаны современная технология геомагнитных измерений в океане и современные методы их обработки, применение которых позволило повысить точность и достоверность получаемых в океанах данных. Подробно рассмотрены новые данные, полученные в Северной Атлантике в рейсах на судах Российской академии наук в 2020–2022 гг. Район исследований включал разломную зону Чарли Гиббс и прилегающие с севера и юга участки САХ.

Создана база геомагнитных данных, выполненна увязка новых данных с результатами старых съемок и существующими региональными базами данных, построен ряд объединенных гридов аномального магнитного поля. Полученные результаты внесли существенный вклад в геофизическую изученность разломной зоны Чарли Гиббс и прилегающих участков САХ.

Полученные геомагнитные данные указывают на сложную гетерогенную природу магнитных аномалий в районе исследования, включающих в себя как классические линейные аномалии, вызываемые, главным образом, базальтовым слоем, так и аномалии магнитного поля, имеющие глубинную природу и связанные, по всей видимости, с процессами аккреции океанской коры, приводящей к процессам серпентинизации пород нижней коры и верхней мантии.

Полученные результаты позволяют решать широкий круг геологических и тектонических задач. Сформулированы приоритетные направления дальнейших исследований, включающие в себя количественную интерпретацию геомагнитных данных с целью уточнения параметров спрединга, построения моделей геомагнитного слоя, характерных для трансформных разломов и амагматических сегментов САХ. Особое внимание будет уделено оценке вклада пород слоев 2Б и 3 океанской коры, в особенности серпентинизированных ультрабазитов, в наблюдаемые аномалии магнитного поля.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания FMWE-2021-0005.

Благодарности. Авторы благодарят участников и организаторов экспедиций 2020–2022 гг. за помощь в проведении магнитометрических съемок, а также рецензентов за полезные комментарии и пожелания, которые позволили улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафурова Е.Г., Городницкий А.М., Лукьянов С.В. и др. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры Срединно-Атлантического хребта и прилегающих котловин в пределах Канаро-Багамского геотарверса // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 134–170.
2. Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Иваненко А.Н. Геомагнитное изучение подводных гор // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 231–271.
3. Валишко Г.М., Городницкий А.М., Лукьянов С.В. Геомагнитное изучение трансформных разломов // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 201–224.
4. Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
5. Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 243–252.
6. Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. и др. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 4. С. 32–49.
7. Иванов С.А., Меркурьев С.А. Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 1. Обзор существующих методов и анализ метода аналитический сигнал // Геомагнетизм и Аэрономия. 2014. Т. 54. № 3. С. 420–428.
8. Иванов С.А., Меркурьев С.А. Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 2. Анализ нового метода и алгоритма на основе метода наименьших квадратов // Геомагнетизм и Аэрономия. 2014. Т. 54. № 4. С. 570–576.
9. 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.
10. Пейве А.А. “Сухой” спрединг океанической коры, тектонические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 2004. № 6. С. 3–18.
11. 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” // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
12. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. и др. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанской коры к югу от разлома Чарли-Гиббс (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 48–74.
13. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
14. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А. и др. Геолого-геофизические исследования в Северной Атлантике в 53-м рейсе судна “Академик Сергей Вавилов” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 664–666.
15. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Иваненко А.Н. и др. Новые данные о геологическом строении восточного фланга трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 121–126.
16. Шрейдер А.А., Беляев И.И., Попов Э.А. и др. Геомагнитные исследования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес // Рифтовая зона хребта Рейкьянес. М.: Наука, 1990. С. 62–78.

17. Alken P., Thébault E., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // *Earth Planets Space*. 2021. V. 73. P. 49.
18. Cannat M., Mével C., Maia M. et al. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24° N) // *Geology*. 1995. V. 23(1). P. 49–52.
19. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
20. Choe H. The fate of Marine Magnetic Anomalies in Subduction Zone. Earth Sciences. Université de Paris, PhD Thesis, 2019.
21. Dymant J., Arkani-Hamed J., Ghods A. Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centres: insights from the shape of the anomalies // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 129. P. 691–701.
22. Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity reversals // *Treatise on Geophysics, Geomagnetism* / Kono M. (ed.). Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 5. P. 455–508.
23. Fryer P. Recent studies of serpentinite occurrences in the oceans: mantle-ocean interactions in the plate tectonic cycle // *Geochemistry*. 2002. V. 62(4). P. 257–302.
24. Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N. et al. New methods for processing and interpretation marine magnetic anomalies: Application to structure, oil and gas exploration, Kuril forearc, Barents and Caspian seas // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 73–85.
25. Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 2119–2136.
26. Hensen C., Duarte J.C., Vannucchi P. et al. Marine Transform Faults and Fracture Zones: A Joint Perspective Integrating Seismicity, Fluid Flow and Life // *Front. Earth Sci.* 2019. V. 7. P. 39.
27. Karson J.A., Lawrence R.M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // *Proc ODP, Sci Results*. 1997. College Station, TX (ODP). V. 153. P. 5–21.
28. Kerrick D. Serpentinite Seduction // *Science*. 2002. V. 298. P. 1344–1345.
29. Ligi M., Cuffaro M., Muccini F. et al. Generation and evolution of the oceanic lithosphere in the North Atlantic // *Riv. Nuovo Cim.* 2022. V. 45. P. 587–659.
30. Maffione M., Morris A., Plummer J. et al. Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 923–944.
31. Merkuriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia-North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 366–384.
32. Mével 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. V. 190. P. 31–53.
33. Nazarova K.A. Serpentinized peridotites as a possible source for oceanic magnetic anomalies // *Marine Geophysical Researches*. 1994. V. 16. P. 455–462.
34. 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. V. 46 (1). P. 83–101.
35. Vacquier V. Geomagnetism in marine geology. Elsevier Oceanography series 6. 1972. 185 p.
36. Vine F., Matthews D. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges // *Nature*. 1963. V. 199. P. 947–949.
37. White W.M., Klein E.M. Composition of the Oceanic Crust // *Treatise on Geochemistry* / Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.). Elsevier, 2014. P. 457–496.

Geomagnetic Studies in the Norther Atlantic

N. A. Palshin^{a, #}, A. N. Ivanenko^a, A. M. Gorodnitskiy^a,
Yu. V. Brusilovskiy^a, I. A. Veklich^a, N. A. Shishkina^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: palshin@ocean.ru*

The paper deals with the description of new geomagnetic data collected in the North Atlantic during voyages of research vessels of the Russian Academy of Sciences performed in 2020–2022. Modern technologies of geomagnetic measurements in the ocean and methods of their processing are considered. The obtained geomagnetic data indicate the heterogeneous nature of the sources of magnetic anomalies in the Charlie-Gibbs fault zone and adjacent areas of the Mid-Atlantic Ridge and allow solving a wide range of geological and tectonic problems. Priority directions for further research aimed at adjusting spreading parameters and constructing models of the magnetic layer typical for transform faults and amagmatic segments of the Mid-Atlantic Ridge are formulated.

Keywords: anomalous magnetic field, geomagnetic data processing, Northern Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, Charlie-Gibbs fracture zone, source of oceanic magnetic anomalies