

УДК 551.465

ВОЗРАСТ ДНА КОТЛОВИНЫ СКАН (МОРЕ СКОТИЯ)

© 2017 г. Ал. А. Шрейдер¹, А. А. Шрейдер², Х. Галиндо-Зальдивар³,
А. Мальдонадо⁴, А. Э. Сажнева², Е. И. Евсенко²¹ООО НИИГазэкономика, Москва, Россия²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия³Гранадский университет, Гранада, Испания⁴Андалузский Институт наук о Земле, Гранада, Испания

e-mail: aschr@ocean.ru

Поступила в редакцию 04.12.2014 г.

После доработки 26.05.2015 г.

Комплексный геолого-геофизический анализ аномального магнитного поля вдоль ранее не публикованных профилей испанских экспедиций на научно-исследовательском судне “Гесперида” совместно с материалами мировых баз геомагнитных данных, обработанными в рамках концепции новой глобальной тектоники, позволил идентифицировать палеомагнитные аномалии С11–С15 и составить первую карту-схему геохронологии дна котловины Скан. В отличие от ранее известных публикаций палеооси спрединга имеет не северо-восточное направление, а простирается примерно под углом 315°. Согласно расчетам, процесс разрастания дна начался в интервале 35.294–35.706 млн. лет назад во время хрона С15g, а отмирание палеооси спрединга произошло в интервале 29.527–29.970 млн. лет назад во время хрона С11n.2n. То есть разрушение Американо-Антарктического моста в области некогда единого массива, объединявшего банки Брюса и Дискавери с формированием океанической коры котловины Скан началось около 36 млн. лет назад. Регулярный спрединг дна продолжался около 6 млн. лет со средней скоростью разрастания близкой к 1.8 см/год.

DOI: 10.7868/S0030157416060149

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопросы геологического развития континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой во взаимосвязи с эволюцией дна переходной зоны от Тихого океана к Атлантическому остаются предметом дискуссий [2–13, 18, 20–22, 25–27, 29, 32, 37, 39–42, 44, 48, 49 и др.]. В то же время решение этих вопросов имеет принципиальное значение для определения параметров тектонической эволюции Южного океана. Существование в прошлом континентального моста, связывавшего Южноамериканский и Антарктический континенты, ни у кого не вызывает сомнений (например [4] и др.), хотя начальная конфигурация, а также этапы его разрушения во времени и пространстве трактуются в литературе неоднозначно. В опубликованных исследованиях нет единого подхода к определению конфигурации и взаимного положения отдельных элементов моста на начальном этапе его развития (например, [19, 23, 48] и др.).

Начало раскола континентального моста также различается в разных работах. Так, в работе [23] начало разрушения континентального моста датируется временем более 70 млн. лет назад. В работе

[38] оно датируется возрастом около 35 млн. лет, а в работах [26, 48] – возрастом менее 28 млн. лет.

Линейные магнитные аномалии, палеооси спрединга, трансформные разломы и другие тектонические нарушения в котловинах Протектор, Скан, Доу и др., столь необходимые для восстановления палеогеодинамики региона, до настоящего времени не являются точно определёнными и различаются своей природой, рисовкой и датировкой в различных публикациях [18, 21, 25, 26, 37, 40, 48, 49 и др.].

Указанные различия несомненно отражают отмечаемую рядом исследователей крайнюю скудность имеющихся геолого-геофизических материалов, не позволяющую уверенно анализировать вопросы эволюции моста (например, [28]). Вместе с тем, в последние годы на юго-востоке Моря Скотия получен определенный объем геомагнитных и батиметрических данных, комплексный геолого-геофизический анализ которых позволяет выяснить важные вопросы кинематики дна в области моста. В этом контексте важную тектоническую роль играют подводные поднятия – банки Брюса, Дискавери, и разделяющая их котловина Скан, результатам изучения которой и посвящена настоящая работа.

2. МАТЕРИАЛЫ

Известны два типа карт рельефа дна для региона, в который входит котловина Скан. Они основаны на разных принципах своего составления. К первому типу относятся карты ГЕБКО, которые обобщают все известные эхолотные профили вдоль маршрутов следования специализированных исследовательских судов (более детально этот вопрос рассматривается в работе [8]). Ко второму типу относятся топографические карты дна, основанные на интеграции данных эхолотных промеров и спутниковой альтиметрии [47 и др.]. Спутниковые трассы относительно равномерно покрывают район исследований, позволяя в настоящее время строить карты с разрешением сетки в 0.5 мили, а, часто, даже с большим разрешением.

Наиболее современной версией такой карты следует признать вариант, основанный на пространственном полуминутном осреднении результатов расчетов математической модели рельефа дна [50]. Вместе с тем, сравнение карт рельефа дна ГЕБКО и таковых, основанных на спутниковой альтиметрии, свидетельствует об их несовпадении. В литературе дискутируется вопрос о том, чтобы в ближайшем будущем создать синтетическую базу данных, которая будет объединять лучшие достижения обоих подходов в представлении сведений о батиметрии морского дна [8, 10, 11, 19, 43 и др.]. Предполагается, что новая база данных будет охватывать и регион, включающий изучаемую котловину Скан. Наряду с материалами международных цифровых баз данных в настоящей работе использовались оригинальные как опубликованные (например, [18, 31, 39, 41, 44] и др.), так и нигде ранее не публиковавшиеся результаты наблюдений испанского научно-исследовательского судна “Геспероидас”. На его борту данные по рельефу дна были получены с помощью эхолота SIMRAD E.M. 12, цифровая регистрация поступающей в приемную часть эхолота информации проводилась с помощью специализированного программного пакета цифровой системы “NEPTUNE”. Океанографические поправки в первичные данные наблюдений эхолотом были внесены испанской стороной по специализированным программам, разработанным в университете Нью-Брунсвика (Великобритания) для конкретных условий региона моря Скотия.

Магнитометрические наблюдения проводились с помощью морского протонного магнитометра Geometrics G-876 с датчиком, буксировавшемся за бортом судна на удалении 200 м. При этом суточные вариации учитывались по оригинальным данным магнитовариационной станции, расположенной на острове Ливингстона (Южные Шетландские острова). Первичная обработка данных наблюдений и последующее вы-

числение аномалий проводилось с учетом значений DGRF для эпохи съемки. При компьютерном моделировании инверсионного магнитоактивного слоя использовалась программная среда “GRAVMAG” (British Antarctic Survey software) и отечественная методика расчета, изложенная в работе [1].

Многоканальное сейсмическое профилирование [31] проводилось с использованием гирлянды из пяти воздушных пушек фирмы BOLT. Для регистрации сигнала использовалась 96 канальная сейсмическая коса длиной 2.4 км. Расстояние между пунктами выстрелов составляло в среднем 50 м. Регистраторы цифровой системы DFS V фиксировали сигналы во временном интервале до 10 секунд в диапазоне частот 8–128 герц, обработка данных наблюдений проводилась с помощью специализированного программного пакета обработки “DISCO/FOCUS” (British Antarctic Survey software). Все выше сказанное свидетельствует, что оригинальные материалы, используемые в настоящей работе, получены с помощью современной аппаратуры, а комплексная геолого-геофизическая интерпретация всего объема используемых данных проведена с применением современных компьютерных методик.

3. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ДНА

Котловина Скан [28, 30, 33, 45 и др.] протягивается диагонально в интервале 58.5° – 61.5° ю.ш. 36° – 40° з.д. Наиболее глубокая часть имеет ширину около ста километров и характеризуется глубинами до 4 км. Границы котловины Скан не являются картографически точно определенными. В работе [25] котловина Скан входит в структуру впадины Джейн-Дискавери, в работе [24] обозначена как котловина Северная Дискавери, а в работе [26] упоминается впадина Дискавери, хотя в картографических материалах статьи она вообще не выделяется. Упоминание о ней как о самостоятельном геоморфологическом элементе дна появляется лишь в работе [35]. При этом в работе [39] под котловиной Скан понимается пространство к северу от 60° ю.ш., а ее южная часть включена в систему структур Прохода Брюса. В работе [17] она фигурирует под именем Брюс-Дискавери.

Из сказанного выше видно, что до настоящего времени номенклатура и конфигурация котловины Скан трактуются в литературе неоднозначно. В этой связи, в настоящей работе под котловиной Скан мы будем понимать глубоководную котловиннообразную область, лежащую севернее 60° ю.ш. и открывающуюся в Центральную котловину моря Скотия. В целом, она располагается северо-восточнее узкой глубоководной впадины Брюса и пояса тектонических нарушений Джейн, который окаймляет поднятие Южно-Оркнейского

микроконтинента. С запада котловина ограничена поднятием Брюса, поверхность которого лежит на глубинах 1–1.5 км. Имеющиеся результаты глубинного сейсмического зондирования [21, 26, 35, 49] позволяют видеть в нем область развития континентальной коры. Восточным пределом котловины является периферия поднятия Дискавери с глубинами 0.5–1 км. Результаты сейсмических исследований [18, 21, 26, 35, 49] также позволяют видеть в нем область развития континентальной коры. Сама котловина Скан определяется как область распространения коры океанического типа [21, 25 и др.] В северном направлении котловина Скан открывается в пространство Центральной котловины моря Скотия. К сказанному добавим (рис. 1а), что восточнее 38° з.д. в областях дна мельче 2.4 км по данным [50] выделяются около десяти изометрических поднятий с шириной основания до пяти миль и высотой около километра. Еще два поднятия аналогичной конфигурации существуют западнее 38.5° з.д. в областях дна мельче 2.8 км. В работе [46] они отнесены к подводным вулканическим постройкам.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТЕЙ ОСАДКОВ

Исследования осадочного слоя в котловине Скан проводились экспедициями разных стран, в том числе российскими [35, 39]. На испанском научно-исследовательском судне “Гесперида” такие работы были проведены вдоль ряда ориентированных с северо-запада на юго-восток профилей, из которых два (рис. 1) приведены в работах [35, 39 и др.] (профили Sc03, Sc07). Согласно этим данным мощности неуплотненных осадков в котловине изменяются от 0.6 до 1.7 с двойного времени пробега сейсмического сигнала. В осадочном чехле котловины Скан вдоль профиля сейсмических исследований, проведенных методом непрерывного сейсмического профилирования испанского исследовательского научно-исследовательского судна “Гесперида”, могут быть выделены (рис. 1в) четыре стратиграфических комплекса [35, 39 и др.].

Отложения первого, наиболее молодого из них, комплекса Sc1 имеют мощность 0.3–0.6 с времени двойного пробега сейсмического сигнала. Ниже по разрезу с резким угловым несогласием лежит материал комплекса Sc2–Sc3. Его мощность изменяется в пределах 0.2–0.5 с времени двойного пробега сейсмического сигнала. Он подстилается материалом комплекса Sc4 мощностью 0.4–1.0 с. Внутренняя структура комплекса характеризуется значительными нарушениями слоистости. В некоторых местах профиля наблюдений предположительно может быть выделен еще один комплекс Sc5, который имеет незначи-

тельную мощность и выполняет понижения акустического фундамента.

5. ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геомагнитные исследования котловин на юге моря Скотия проводятся с середины шестидесятых годов [14–17, 36]. Эти исследования получили свое развитие в экспедиционных работах в последующие годы [7, 9, 25–27]. Отличительной особенностью последних является использование современных высокоточных систем навигации. Именно это обстоятельство привело к тому, что в настоящей работе анализируются, главным образом, данные геомагнитных исследований испанских экспедиций, использовавших в работах систему навигации GPS.

Выше говорилось, что котловина Скан является областью распространения коры океанического типа [21 и др.]. В имеющихся публикациях сведения о пространственном положении линейных магнитных аномалий и их идентификация не приводятся, хотя есть работы (например, [21, 49]), в которых показано, что палеоось спрединга вытянута в северо-восточном направлении. Идентификация палеомагнитных аномалий и геохронологический анализ аномального магнитного поля проводился нами на основе идентификации линейных магнитных аномалий, проведенной путем сравнительного анализа наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна. Региональные геомагнитные наблюдения, проведенные буксируемыми за кормой судна магнитометрами вдоль профилей, пересекающих котловину Скан по различным направлениям [14, 15, 17 и др.] и дополненные нами оригинальными результатами исследований испанских экспедиций на НИС “Гесперида”, свидетельствуют о наличии в котловине Скан значительных (величиной до 250 нТл и более) вытянутых в северо-западном направлении (под 315°) аномалий магнитного поля (рис. 2).

Нами было проведено моделирование этих магнитных аномалий в рамках концепции тектоники литосферных плит (рис. 3). Отличительной чертой настоящих расчетов явилось привлечение не публиковавшихся ранее материалов пяти профилей непрерывного сейсмического профилирования, полученных вдоль магнитометрических галсов в испанских экспедициях научно-исследовательского судна “Гесперида”. Скорость продольных сейсмических волн в осадочном слое, в соответствии с общемировой практикой, была принята равной 2 км/с, что позволило восстановить глубины поверхности акустического фундамента. В условиях отсутствия точек глубоководного бурения в котловине, наиболее оптимальной моделью может быть принята таковая, охватывающая палеомагнитные аномалии C11–C15. Сравни-

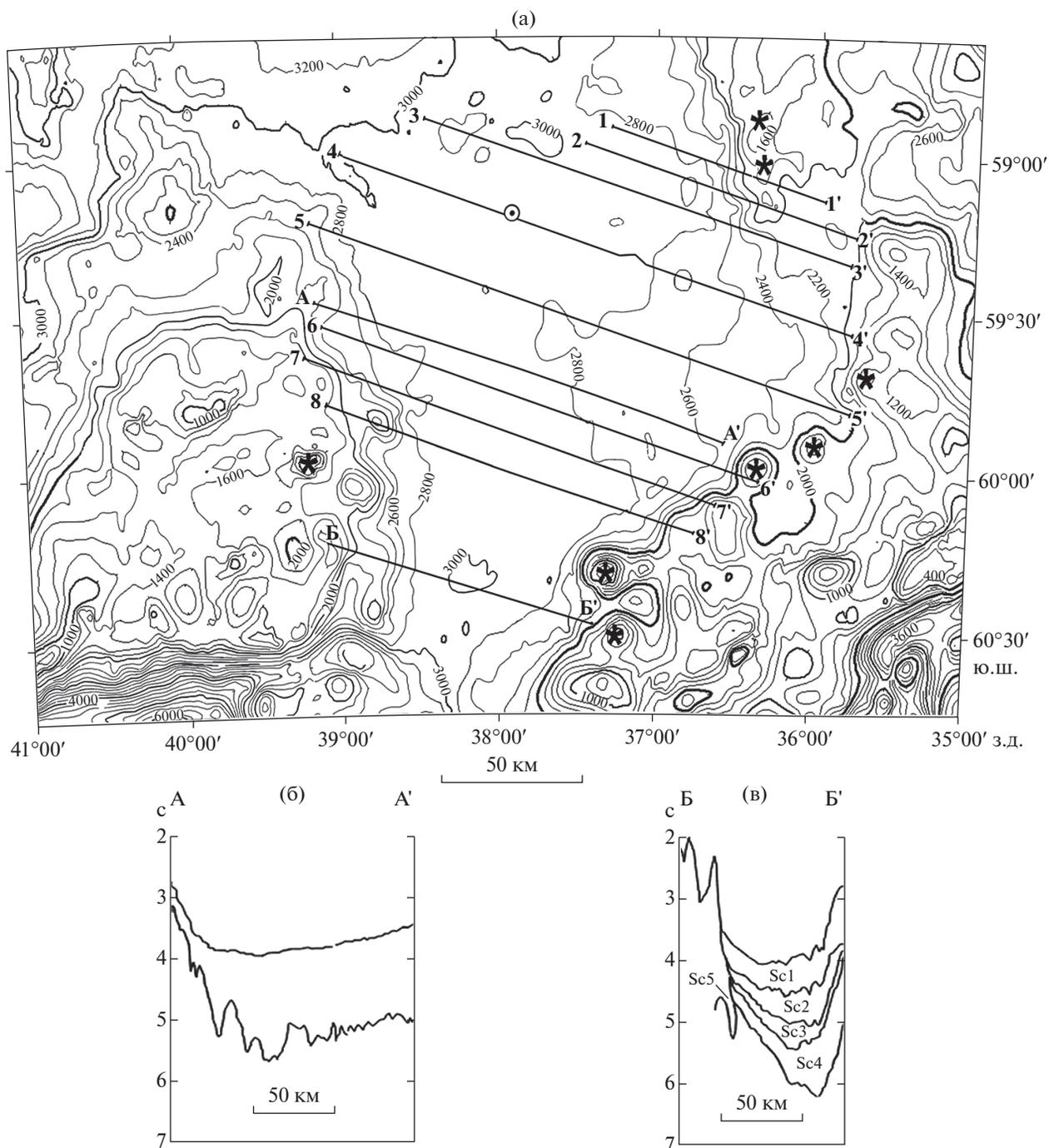


Рис. 1. (а) – Батиметрия котловины Скан, изобаты в метрах. Звездами обозначено положение вулканических построек (по данным [46]). Приведено положение профилей геомагнитных наблюдений 1 – 1¹ – 8 – 8¹ научно-исследовательского судна “Гесперидас”, а также профилей этого судна SC03 (А–А¹) в центре и SC07 (Б–Б¹) на юге котловины с данными непрерывного сейсмического профилирования. Показано положение точки измерения теплового потока через дно котловины по [17]. Показаны выявленный на профиле А–А¹ слой осадков (б) – и подразделения Sc1–Sc5 осадочной толщи (в) на профиле Б–Б¹ (по данным [35] с упрощением).

тельный анализ наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна, проведенный с учетом наиболее современной версии шкалы линейных магнитных аномалий [34] (развивающей работу [5]), позволяет иденти-

фицировать блоки альтернативной полярности в интервале хронов C11n.2n–C15r. Это послужило основанием создать первую карту-схему геохронологии дна котловины Скан. Согласно ей, спрединг дна начался в интервале 35.294–35.706 млн. лет на-

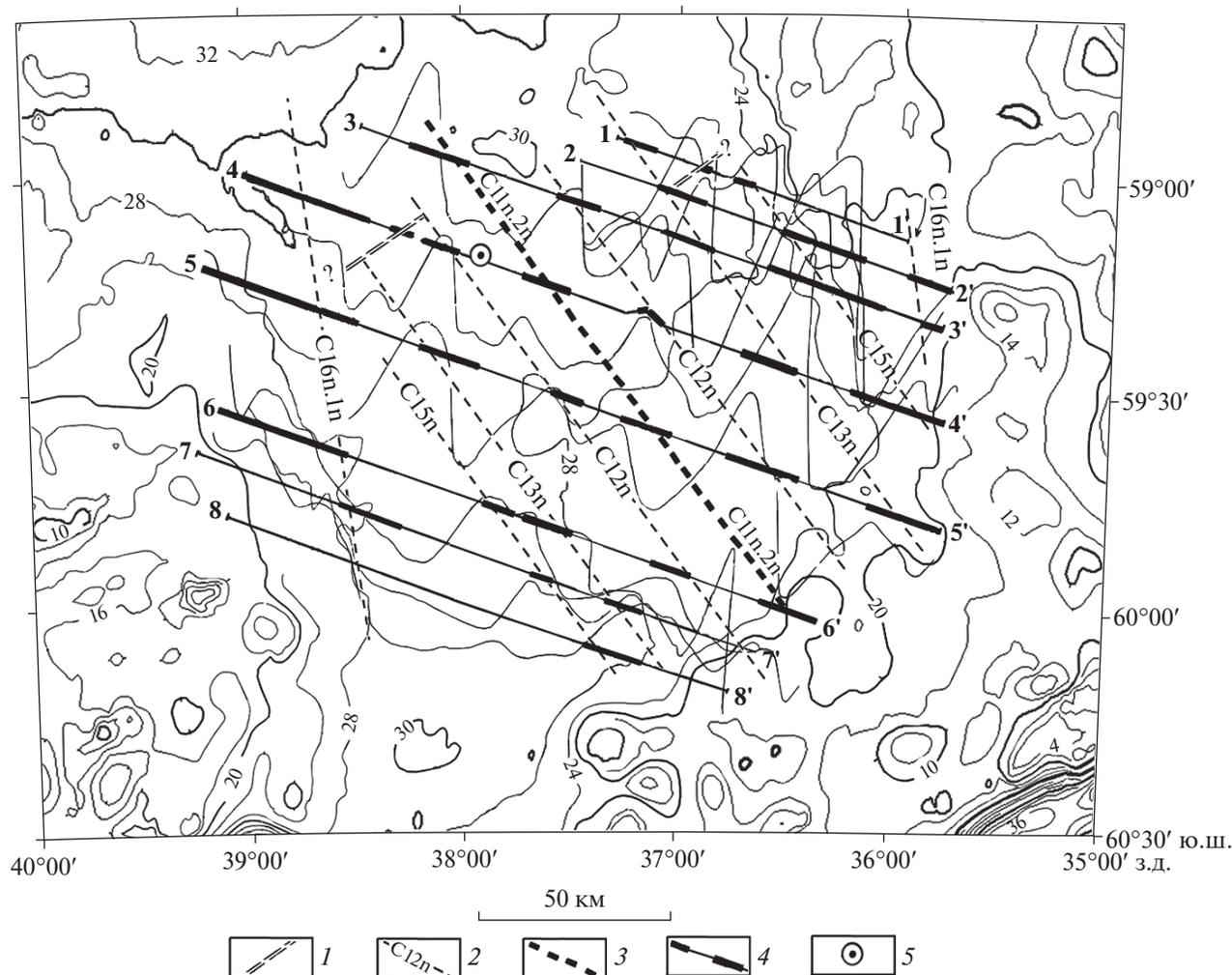


Рис. 2. Профили аномального магнитного поля вдоль профилей наблюдений 1 – 1¹ – 8 – 8¹ и геохронология дна, восстановленная в результате геосторической интерпретации аномалий магнитного поля. 1 – трансформные разломы, 2 – трассировка хронов прямой полярности и их номенклатура, 3 – палеоось спрединга в пределах хрона C11n.2n, 4 – хроны полярности, 5 – пункт наблюдения величины теплового потока по [17].

зад во время хрона C15g. Отмирание палеооси спрединга произошло в интервале 29.527–29.970 млн. лет назад во время хрона C11n.2n. То есть разрушение Америко-Антарктического моста в области некогда единого массива, объединявшего банки Брюса и Дискавери, началось с формированием котловины Скан около 36 млн. лет назад. При этом получено, что палеоось спрединга и рожденные на ней палеомагнитные аномалии имеют северо-западное простирание, а не северо-восточное, как было известно из ранее опубликованных [21, 40 и др.] исследований. Модельная скорость разрастания дна несколько близка к 1.8 см/год, что позволяет отнести данный район к областям медленного спрединга. Сама палеоось спрединга совпадает с центральной частью поднятия. Его относительная высота, например, на профиле SC07 научно-исследователь-

ского судна “Гесперида” (правая часть рис. 16) близка к 0.5 с двойного времени пробега сейсмического сигнала. В предположении, что скорость в осадках составляет 2 км/с, получается, что средняя высота этого поднятия близка к 0.5 км.

Ширина одноименных блоков альтернативной полярности варьирует между профилями наблюдений. Это, возможно, связано как с особенностями процесса спрединга вдоль локальной протяженной оси (суммарная ее длина составляет около ста пятидесяти километров), так и с погрешностями двумерного моделирования вдоль профилей, проходящих часто под значительным углом к простиранию моделируемых хронов.

Представленные выше сведения о распределении осадочной толщи в районе исследований позволяют оценить скорость накопления осадков, перекрывающих наиболее древний океани-

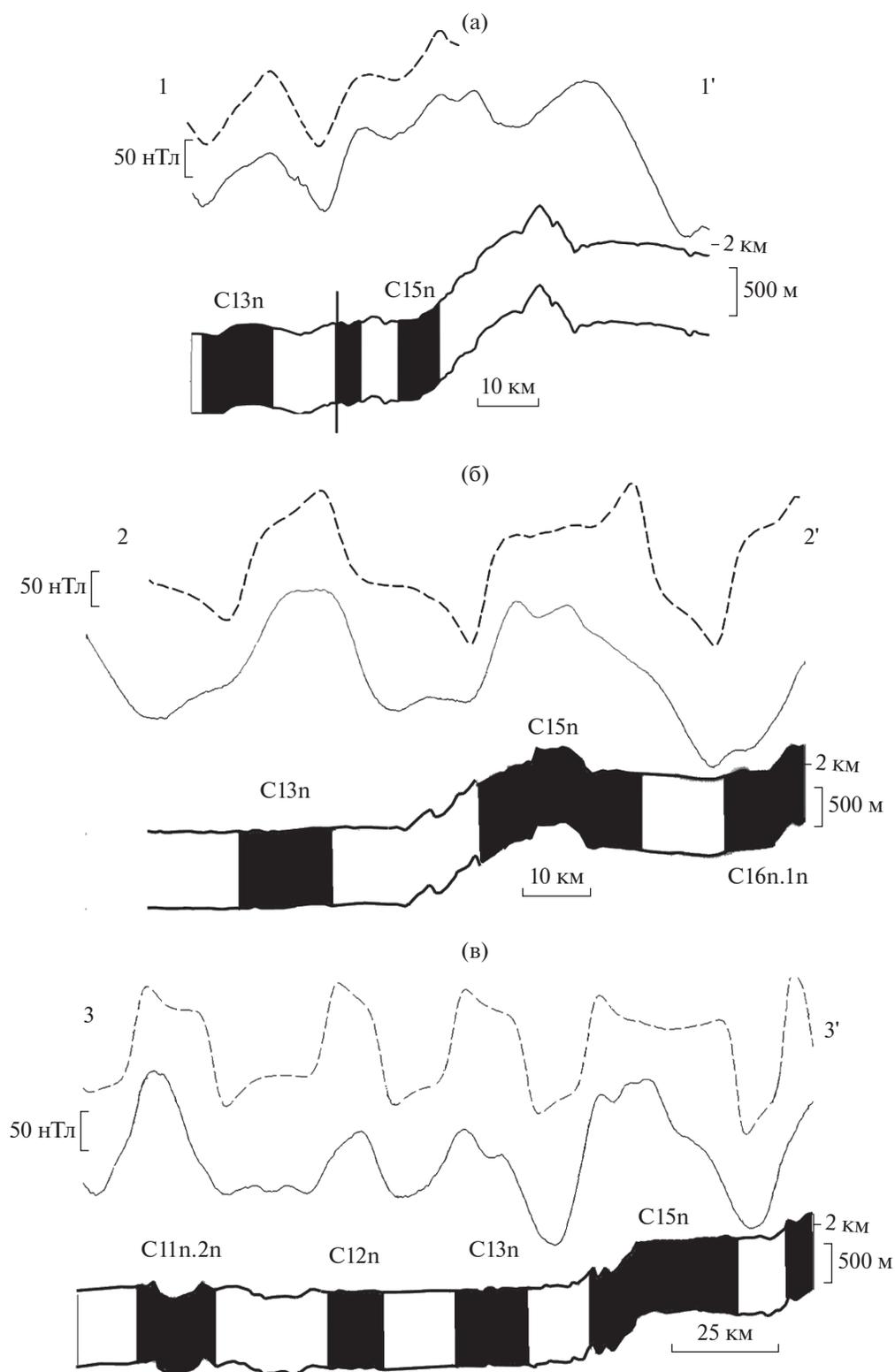


Рис. 3. Наблюдаемые (сплошная линия) вдоль профилей (а)–(е) и теоретические (пунктир) магнитные аномалии в модели разрастания дна. Номера профилей аномального магнитного поля те же, что и на рис. 1. Верхняя кромка инверсионного магнитоактивного слоя совпадает с рельефом акустического фундамента. Нижняя поверхность слоя конформна рельефу акустического фундамента при мощности самого слоя 0,5 км, а намагниченность взята равной 3 А/м. Нарушения слоя представлены тонкими вертикальными линиями. Хроны прямой полярности показаны черным цветом. Угловые параметры вектора намагниченности взяты в соответствии с параметрами поля осесимметричного земного диполя, а параметры современного магнитного поля соответствуют таковым в поле DGRF эпохи съемки.

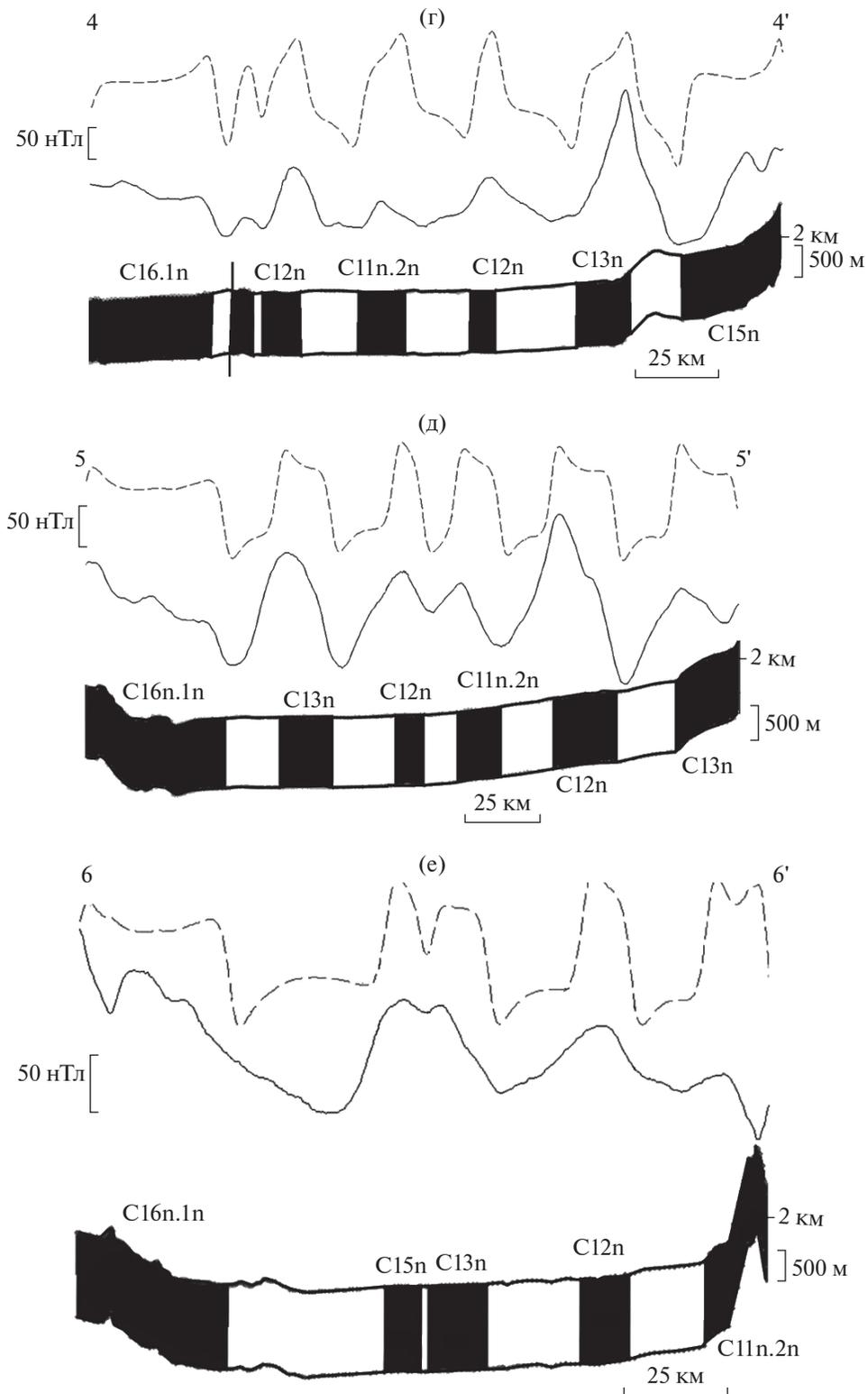


Рис. 3. (Окончание).

ческий фундамент. Согласно данным профиля НИС “Гесперида” SC07, мощность этих осадков близка к 1.5 с двойного времени пробега сейсмического сигнала. В предположении, что скорость

в осадках составляет 2 км/с, получается, что средняя скорость седиментации, в случае если подстилающая кора имеет возраст 35.294–35.706 млн. лет (хрон C15г), составляет 4.3 см/тыс. лет. Такая

оценка наиболее соответствует данным о скоростях седиментации в районе исследований, известным из работы [41].

К сказанному добавим, что в работе [17] приводятся данные о тепловом потоке, измеренном в кусте из 5 точек измерений в области 59.2° ю.ш. 37.9° з.д. на глубине 2918 м. Величина теплового потока оказалась равной 86.89 мВ/м². По расчетам авторов упомянутой работы, такая величина теплового потока соответствует возрасту литосферы 30.2 млн. лет. Указанная точка измерений лежит в области хрона C11г (29.970–30.591 млн. лет) из настоящей работы. Такая близость цифр подкрепляет оценки возраста дна, полученные в настоящей работе по данным о линейных магнитных аномалиях.

Анализ вышерассмотренных палеомагнитных аномалий в условиях отсутствия данных глубоководного бурения не противоречит возможности их альтернативной датировки (например, как C7–C8). В этом случае процесс разрастания дна начался в интервале 25.264–25.304 млн. лет назад во время хрона C8n.г, а отмирание палеооси спрединга произошло в интервале 24.474–24.761 млн. лет назад во время хрона C7n.1г. Спрединг дна продолжался около 800 тыс. лет со средней скоростью разрастания, превышавшей 7 см/год. В этом контексте значительное расхождение в 5 млн. лет датировок возраста литосферы по аномальному магнитному полю и тепловому потоку не позволяет нам принять данную расматриваемую альтернативную датировку в качестве основной.

Важно отметить, что на восточных перифериях профилей 1–3 и западных перифериях профилей 4–6 выделяются вытянутые магнитные аномалии, простирающиеся под углом около 350° и, вероятно, имеющие более древний возраст. Их магнитное моделирование позволяет предположительно идентифицировать хроны C16n.1n–C16г (35.706–36.969 млн. лет). Это позволяет предположить возможность существования спредингового эпизода, соотносимого с более ранней фазой разрастания дна, фиксирующей начальный субширотный раскол между поднятиями Брюса и Дискавери, длившийся около 0.8 млн. лет в интервале 35.7–36.9 млн. лет назад. Этому эпизоду предшествовало растяжение континентальной коры поднятия Брюс–Дискавери, сопровождавшееся формированием вулканических построек, фиксируемых на соответствующих (рис. 1) конжугейтных окраинах.

6. ВЫВОДЫ

Таким образом, комплексный геолого-геофизический анализ аномального магнитного поля в котловине Скан вдоль ранее не публиковавшихся

профилей испанских экспедиций на НИС “Гесперида” совместно с материалами мировых баз геомагнитных данных, обработанными в рамках концепции новой глобальной тектоники, позволил нам впервые идентифицировать палеомагнитные аномалии C11–C15 и составить первую карту-схему геохронологии дна котловины Скан. В отличие от ранее известных публикаций, палеоось спрединга имеет не северо-восточное, а северо-западное направление под углом 315° . Согласно расчетам, спрединг дна шел со средней скоростью несколько большей чем 0.9 см/год и продолжался около 6 млн. лет в интервале хронов C15г (35.294–35.706 млн. лет) – C11n.2n – (29.527–29.970 млн. лет). Выявленные палеомагнитные аномалии позволяют предположить возможность существования еще одного более раннего спредингового эпизода, фиксирующего начальный субширотный раскол между поднятиями Брюса и Дискавери, длившийся около 1.2 млн. лет в интервале 35.7–36.9 млн. лет назад. Этому эпизоду предшествовало растяжение континентальной коры поднятия Брюс–Дискавери, сопровождавшееся формированием вулканических построек.

То есть, разрушение Американско-Антарктического моста в области некогда единого массива, объединявшего банки Брюса и Дискавери с формированием океанической коры котловины Скан началось около 36 млн. лет назад. При этом, к юго-западу от палеооси спрединга наращивание океанической коры шло примерно на 20% интенсивнее, чем к северо-востоку от нее.

Часть работы, связанная с развитием методики выделения линейных магнитных аномалий и кинематических расчетов, выполнена в рамках Государственного задания (проект № 0149-2014-0030); основная часть исследования, связанная с восстановлением геохронологии дна котловины Скан, выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.А. Методика определения намагниченности в слое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1997. № 5. С. 59–67.
2. Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-западной Атлантики и моря Скотия // Тр. ИО АН СССР. 1990. Т. 126. С. 137–171.
3. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Шене Т. и др. О строении дна моря Скоша, Западная Антарктика // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 243–247.
4. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
5. Шрейдер А.А. Магнетизм океанической коры и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59–70.

6. Шрейдер А.А., Булычев А.А., Галиндо—Зальдивар Х. Геохронология хребта Феникс на юге Тихого океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 279–285.
7. Шрейдер А.А., Булычев А.А., Галиндо—Зальдивар Х. и др. Геохронология хребта Восточный Скотия (Море Скотия) // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 605–610.
8. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Бойко А.Н. и др. Особенности кинематики срединно-океанического хребта Западный Скотия // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 175–187.
9. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Булычев А.А. и др. Геохронология Америко-Антарктического хребта // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 123–132.
10. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Кашинцев Г.Л. и др. Особенности геохронологии хребта Восточный Скотия // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1108–1122.
11. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо—Зальдивар Х. и др. Начальный этап спрединга срединно-океанического хребта Западный Скотия // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 576–581.
12. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Евсенко Е.И. Этапы развития бассейна пролива Брансфилд // Океанология. 2014. Т. 53. № 3. С. 396–405.
13. Barker P. Tectonic framework of the east Scotia Sea. Back-arc basins: tectonic and magmatism. N-Y.: Plenum., 1995. P. 281–314.
14. Barker P. A spreading center in the east Scotia Sea // Earth Planet Sci. Lett. 1972. V. 15. P. 123–132.
15. Barker P. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and paleocirculation // Earth Science Reviews. 2001. V. 55. P. 1–39.
16. Barker P. The Cenozoic subduction history of the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. P. 787–801.
17. Barker P., Lawver L., Larter R. Heat-flow determinations of basement age in small oceanic basins of the southern central Scotia Sea // Geol. Soc. London Spec. Pub. 2013. 13 p. doi 10.1144/SP381.3
18. Bohoyo F., Galindo—Zaldivar J., Jabaloy A. et al. Extensional deformation and development of deep basins associated with the transcurrent fault zone of the Scotia-Antarctic plate boundary // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2007. V. 290. P. 203–217.
19. Brown B., Gaina C., Müller R. Circum-Antarctic palaeobathymetry: Illustrated examples from Cenozoic to recent times // Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol. 2006. V. 231. P. 158–168.
20. Catalan M., Galindo—Zaldivar J., Davila J. et al. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 102–112.
21. Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data // Tectonophysics. 2012. V. 550–553. P. 17–34.
22. Cunningham W., Dalziel I., Lee T., Lawver L. Southernmost America-Antarctic peninsula relative plate motion since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia arc region // J. Geoph. Res. 1995. V. 100. P. 8257–8266.
23. De Wit M. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland // Tectonophysics. 1977. V. 37. P. 53–81.
24. Drehmer L., Maldonado A., Galindo—Zaldivar J. et al. Bacia Dove (Mar de Scotia – Antarctica) procesamiento e interpretacao de novos datos de seismica 2d // Proceedengs Brasil. Geophys. Soc. Salvador. 2005. 6 p.
25. Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // Geoph. J. Int. 2010. V. 183. P. 587–600.
26. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 242. P. 343–353.
27. Eagles G., Livermore R. Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula // Mar. Geol. 2002. V. 185. P. 195–205.
28. Eagles G., Vaughan A. Gondwana breakup and plate kinematics: Business as usual // Geoph. Res. Lett. 2009. V. 36. L10302. 4 p.
29. Fretzdorff S., Livermore R., Devey C. et al. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 1435–1467.
30. Fretzdorff S., Worthington T., Haase K. et al. Magmatism in the Bransfield Basin: Rifting of the South Shetland Arc? // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. 19 p.
31. Galindo—Zaldivar J., Balanyá J. C., Bohoyo F. et al. Active crustal fragmentation along the Scotia-Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica) // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 204. P. 33–46.
32. Geletti R., Lodolo E., Schreider A., Polonia A. Seismic structure and tectonics of the Shackleton Fracture Zone (Drake Passage, Scotia Sea) // Mar. Geoph. Res. 2005. V. 26. P. 17–28.
33. Gracia E., Canals M., Ferran M. et al. Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield basin (NW Antarctic peninsula) // Mar. Geophys. Res. 1996. V. 18. P. 429–448.
34. Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Timescale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1139 p.
35. Hernandez—Molina F., Bohoyo F., Naveira A. et al. The Scan Basin evolution: oceanographic consequences of the deep connection between the Weddell and Scotia Seas (Antarctica) // USGS Extended Abstracts. 2007. P. 1–4.
36. Hill I., Barker P. Evidence for Miocene back arc spreading in the central Scotia Sea // Geoph. J. R. Astr. Soc. 1980. V. 63. P. 427–440.
37. Larter R., Vanneste L., Morris P., Smythe D. Structure and tectonic evolution of the South Sandwich arc. // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2003. V. 219. P. 255–284.
38. Livermore R., Nankivell A., Eagles G., Morris P. Paleogene opening of Drake Passage // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 459–470.
39. Lobo F., Hernández—Molina F., Bohoyo F. et al. Furrows in the southern Scan Basin, Antarctica: interplay between tectonic and oceanographic influences // Geom. Lett. 2011. V. 31. P. 451–464.

40. *Lodolo E., Civile A., Vuan A. et al.* The Scotia–Antarctica plate boundary from 35° W to 45° W // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 293. P. 200–215.
41. *Maldonado A., Bohoyo F., Galindo–Zaldívar J. et al.* Cenozoic growth patterns and paleoceanography of the ocean basins near the Scotia–Antarctic plate boundary // *Boll. Geof.* 2010. V. 51. P. 227–231.
42. *Maldonado A., Bohoyo F., Galindo–Zaldívar J. et al.* A model of oceanic development by ridge jumping: Opening of the Scotia Sea // *Glob. Planet. Change.* 2015. V. 17. P. 127–135.
43. *Marks K., Smith W., Sandwell D.* Evolution of errors in the altimetric bathymetry model used by Google Earth and GEBCO // *Mar. Geophys. Res.* 2010. V. 31. P. 223–238.
44. *Martos Y., Maldonado A., Lobo F. et al.* Tectonics and palaeoceanographic evolution recorded by contourite features in southern Drake Passage (Antarctica) // *Mar. Geol.* 2013. V. 343. P. 76–91.
45. *Prieto M., Canals M., Ercilla G., Batist M.* Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data // *Mar. Geol.* 1998. V. 149. P. 17–38.
46. *Ruano P., Bohoyo F., Galindo–Zaldívar J. et al.* Mass transport processes in the southern Scotia Sea: Evidence of paleoearthquakes // *Glob. Planet. Change.* 2014. V. 123. P. 374–391.
47. *Smith W., Sandwell D.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science.* 1997. V. 277. P. 1957–1962.
48. *Verard C., Flores K., Stampfli G.* Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // *J. Geod.* 2012. V. 53. P. 43–60.
49. *Vuan A., Lodolo E., Panza G., Sauli C.* Crustal structure beneath Discovery Bank in the Scotia Sea from group velocity tomography and seismic reflection data // *Ant. Sci.* 2005. V. 17. P. 97–106.
50. www.topex.ucsd.edu/html/mar_topo.html. 2014.

The Age of the Scan Basin (Scotia Sea)

**Al. A. Schreider, A. A. Schreider, J. Galindo-Zaldívar,
A. Maldonado, A. E. Sazhneva, E. I. Evsenko**

Integrated geological and geophysical analysis of the anomalous magnetic field along the previously unpublished profiles of Spanish expeditions onboard the r/v “Hesperides” with international databases geomagnetic data processed in the framework of the global tectonics concepts, allowed us to identify paleomagnetic anomalies C11–C15 and compose the first map of the Scan Basin bottom geochronology. Unlike the previously known publications the paleoaxis of spreading does not have a northeasterly direction, and extends approximately 345°. According to calculations, the process of spreading began in the interval 35.294–35.706 million years ago during chronon C15r, and the termination of the spreading paleoaxis occurred in the interval 29.527–29.970 million years ago during chronon C11n.2n. Thus, the destruction of the American–Antarctic bridge in the region uniting Bruce and Discovery banks with the formation of the oceanic crust in Scan basin started about 36 million years ago. Regular spreading of the bottom has been continuing about 6 million years with average rate close to 1.8 cm/year.