

УДК 551.465

СТРОЕНИЕ КОРЫ ПРОЛИВА БРАНСФИЛД

© 2015 г. Ал. А. Шрейдер¹, А. А. Шрейдер², Х. Галиндо—Зальдивар³, А. Мальдонадо⁴, Л. Гамбоа⁵, Я. Маргос⁴, Ф. Лобо⁴, Е. И. Евсенко²¹ООО НИИГазэкономика, Москва, Россия

e-mail: aschr@ocean.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия³Гранадский университет, Гранада, Испания⁴Андалузский Институт наук о Земле, Гранада, Испания⁵Петробраз, Рио де Жанейро, Бразилия

Поступила в редакцию 28.03.2013 г., после доработки 19.11.2013 г.

Данные о высоком тепловом потоке, активном вулканизме, складчатости растяжения, а также моделирование аномалий гравитационного и магнитного полей и фокальные механизмы очагов землетрясений свидетельствуют, что дно пролива Брансфилд относится к области растяжения литосферы, формирующейся внутри Антарктического полуострова. Важнейшим структурным элементом дна пролива является неовулканическая зона, расположенная в районе, приближенном к Южным Шетландским островам, и зона диапиризма, расположенная в районе, приближенном к Антарктическому полуострову. Обсуждаемые стадии рифтогенеза пролива Брансфилд отражают процесс пропегейтинга Американско-Антарктического хребта в континентальную литосферу Антарктического полуострова. Процесс пропегейтинга обуславливает надвигание структур дуги Южных Шетландских островов на периферическую часть реликта плиты Феникс, что сопровождается сейсмичностью области Южно-Шетландского желоба.

DOI: 10.7868/S0030157414060100

ВВЕДЕНИЕ

Восточнее зоны нарушения Шеклтон расположен реликт литосферной плиты Феникс, ограниченный палеоосью спрединга хребта Феникс, зоной субдукции в Южно-Шетландском желобе и трансформными разломами Хиро и Шеклтон. Согласно работам [25, 57] палеоось спрединга, ответственная за формирование этого реликта, отмерла во время палеоаномалии С2А. В то же время более детальный анализ аномального магнитного поля показал [3], что отмирание, в основном, произошло 3.1–3.4 млн. лет назад в интервале хронов С2Ап.1г – С2Ап.3г. Согласно [6, 12, 74 и др.] постепенно затухающая, но все же пока продолжающаяся субдукция плиты Феникс (что отражается в сейсмичности) в области Южно-Шетландского желоба способствует сохранению глубоководного желоба (Южно-Шетландский глубоководный желоб), связанной с ним аккреционной призмы и вулканического хребта (архипелаг Южных Шетландских островов).

Пролив Брансфилд, геоморфологические структуры которого представлены и проанализированы в работе [5], расположен между Антарктическим полуостровом и Южными Шетландскими островами. Его ширина превышает 150 км, а длина близка к 500 км. Вдоль своего протяжения пролив имеет ассиметричный поперечный профиль. Со сторо-

ны дуги Южных Шетландских островов островной шельф очень узок и ширина его, как правило, не превышает 10 км. При этом склон достаточно крут (уклон до 6°–7°). Склон со стороны Антарктического полуострова относительно более пологий и плавно переходит в обширный, шириной в несколько десятков километров шельф.

Вопросам развития пролива посвящено значительное количество исследований [1, 6, 11, 16, 23, 31–33, 39, 55, 71, 73, 75]. По литературным данным он является окраинным бассейном [12, 13] с океанической [6, 23, 75] корой или задуговым бассейном с континентальной растянутой [10, 26, 74 и др.] корой. В последнем случае в литературе до настоящего момента нет единства взглядов на природу такого растяжения.

Так в работах [24, 52, 53 и др.] причиной растяжения, обусловившей формирование дна пролива, считается упомянутый выше процесс субдукции плиты Феникс под Южно-Шетландский желоб, приведший к формированию задугового бассейна. В работе [11 и др.] предполагается, что его происхождение связано также с процессом поддвига, но подчеркивается, что этот процесс продолжается в настоящее время и сопровождается погружением литосферного слэба после остановки спрединга на хребте Феникс. В других работах считается, что его происхождение обусловлено про-

цессами сжатия в области Южных Шетландских островов [35] или проградацией Американско-Антарктического срединно-океанического хребта от точки тройственного сочленения Буве на юго-запад [5, 10, 26 и др.]. Нельзя исключить вероятности и того, что причиной растяжения может быть комбинация вышеуказанных процессов синхронных или асинхронных во времени [5, 6, 12, 26, 74 и др.].

Для случая формирования дна пролива в результате того или иного типа спрединга в работах [60, 78] в пределах пролива выделяется единая линейная конструктивная ось (ось спрединга?), в то время как в других исследованиях она разбивается на два [50], на три [8, 9], на четыре [47] или даже на шесть [63] отрезков, смещенных друг относительно друга (трансформными?) разломами. Есть работы [например, 42], в которых выделяются и несколько субпараллельных и даже смыкающихся рифтовых зон, некоторые из которых по плановому положению перекрывают выделяемые выше конструктивные оси.

Все вышесказанное прямо указывает на то, что значительная скудность имеющихся геолого-геофизических материалов не позволяет уверенно выявлять тектонические структуры и восстанавливать палеогеодинамическую эволюцию дна пролива. В изучении этих вопросов существенную помощь может оказать комплексное изучение геолого-геофизических данных, чему и посвящена настоящая работа.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работах [5, 59, 76 и др.] показано, что геоморфологически пролив Брансфилд состоит из нескольких впадин, разделенных перемычками, а его наибольшие глубины до 1.5 км и более приурочены к северной части, где наблюдается и наибольшая крутизна островных склонов. На западе пролива расположена Западная впадина. Она отделяется перемычкой в районе вулканического острова Десепшн от Центральной впадины, на севере которой находится небольшая впадина Кинг-Джордж. Далее на восток в районе острова Бриджмен Центральная впадина посредством порога соединяется с Восточной впадиной.

В работах [37, 38] показано, что Западная впадина имеет относительно простое строение дна, не осложненное значительными подводными горами. Вместе с тем здесь на 63.3° ю.ш. выделяются три подводные вулканические постройки, приуроченные к краям субмеридионального разлома между островами Лоу и Сноу. Еще одна вулканическая постройка располагается в 10 милях западнее острова Десепшен [40, 43 и др.]. В Центральной впадине картина иная. Здесь расположено шесть больших и несколько малых подвод-

ных вулканических гор, смещенных относительно оси пролива на север. Их основание лежит на глубинах около 2 км. Морфология гор варьирует от места к месту и ее детальное описание дано в работах [5, 37, 38]. В Восточной впадине выявлены четыре небольшие ромбовидные впадины — трого, разделенные рядом относительно невысоких вулканических конусов.

Все указанные подводные вулканические постройки пролива Брансфилд практически лишены какого-либо осадочного покрова на фоне окружающих районов, покрытых мощной до километра и более толщей осадочных пород, седиментационные комплексы в пределах которой представлены в [5]. С рядом подводных вулканов связана современная гидротермальная активность [18, 22, 67, 72 и др.]. Так в работах [54, 61] приведены свидетельства существования гидротермальных вентов на хребте Трех сестер в координатах 62.39° ю.ш. 58.99° з.д. на глубине 1040 м и над хребтом Хук в координатах 62.18° ю.ш. 57.28° з.д. на глубинах 1080 м. Температура в вентах последнего составляла 42° – 49° С. При этом было выявлено, что дно подстилается вулканическим пеплом, а также обнаружены фрагменты трубы, текстура и минералогия которых указывает на температуру эманаций, превышающую 250° С. Имеются свидетельства наличия газогидратов и выходов свободного газа [72]. В пределах впадины Кинг Джордж в точке с координатами 62.23° ю.ш. 57.73° з.д. были найдены [56] осадки, обогащенные сульфидами железа, железомарганцевыми сульфидами, железомарганец медными сульфидами, хлоридами цинка, а также оксидами железа и цинка, относящимися к продуктам гидротермальной активности. Вместе с тем необходимо отметить, что исследования вулканической подводной горы Орка пока не позволили выявить признаков гидротермальной деятельности [56].

Не все вулканические постройки находятся под водой. Часть их расположена на суше [56, 62]. В области пролива вулканизм различного возраста (таблица) пользуется широким распространением [29, 30, 48 и др.]. Четвертичный вулканизм выявлен на островах Десепшен, Пингвин и Бриджмен [74], несколько изолированных пиков присутствует на островах Кинг Джордж, Левингстон, Гринвич [66]. Среди них в гряде Южных Шетландских островов выделяется вулканический пик Бернард острова Левингстон. Его лавы имеют возраст 18.7 ± 1.2 млн. лет. При этом имеются свидетельства, что магматизм зародился в интервале 40–35 млн. лет назад [62]. Наряду с этим известны вулканические постройки четвертичного возраста острова Десепшен на 63.1° ю.ш. [7], острова Бриджмен на 62.1° ю.ш. На юго-восточной оконечности острова Кинг Джордж на долготе 57.9° з.д. располагается вулканический пик Мелвилл четвертичного возраста, а непо-

Возраст вулканических пород геологических объектов пролива Брансфилд

Положение	Возраст в тысячах лет	Ссылка
О. Кинг Джордж		
пик Мелвил	231 ± 19	[17]
пик Мелвил	72 ± 15	[17]
пик Мелвил	296 ± 27	[17]
О. Левингстон		
Пик Глинер	100 ± 40	[64]
Пик Бернард	1870 ± 1200	[62]
О. Гринвич		
Пик Плимут	200 ± 30	[64]
Пик Плимут	200 ± 40	[64]
О. Дессепшен	105 ± 46	[56]
О. Бриджмен	63 ± 25	[56]
Подв. Гора Истерн	53 ± 36	[27]
Подв. Гора Вестерн	103 ± 35	[27]
Острова Джеймса Росса	от 300 ± 100	[65, 68]
Острова Принца Густава, Вега, Хамп, Паулет, Дредноут, Вилар Файбер, Кокбурн	до 7130 ± 490	
	6643 ± 102	[56]
	3940 ± 85	[56]
	2781 ± 32	[56]

средственно к югу от этого острова на 58° з.д. существует близкий по возрасту лав небольшой вулканический остров Пингвин [30 и др.]. На входящих в вулканическую группу Джеймса Росса островах Паулет (63.5° ю.ш. 55.6° з. д.), Дредноут (64.0° ю.ш. 57.8° з.д.), Вила Файбер (64.1° ю.ш. 58.4° з.д.), Кокбурн (64.2° ю.ш. 56.9° з.д.) и других близрасположенных островах возраст вулканических пород изменяется в среднем от 2781 ± 32 до 7130 ± 490 тыс. лет.

Имеются данные о закладывающихся или уже заложившихся нарушениях, в том числе и трансформного типа, направленных ортогонально к простиранию пролива [6, 14 и др.]. Их северо-западные окончания выражены в виде глубоких бухт Адмиралтейства и Кинг-Джордж на одноименном острове или маркируются проливами между островами Лейпциг, Роберт, Гринвич и Левингстон из группы Южных Шетландских островов. Юго-восточные окончания разломов выражены как тектонические депрессии, разрезающие шельфовое мелководье у берегов и проникающие в массив Антарктического полуострова Тринити. Глубины моря в ущельях доходят до 800–900 м. Их разделяют банки с глубинами 100–200 м.

Сейсмологические исследования [28, 35, 56, 77 и др.] свидетельствуют о сейсмичности дна пролива (рис. 1). Практически все землетрясения имеют глубину гипоцентров не превышающую 35–50 км. При этом распределение их по площа-

ди пролива неоднородно. Так декабрьское извержение 1970 г. вулканического острова Дессепшен сопровождалось землетрясениями в окрестностях острова с глубиной очагов 9, 45 и 49 км. Магнитуда их составляла 4–5. Еще один район распространения землетрясений с глубинами 5–35 км и магнитудой менее 5 находится на юге впадины Кинг Джордж. Наиболее сейсмически активным районом является перемычка между Восточной и Центральной котловинами в районе острова Бриджмен, где глубины гипоцентров землетрясений с магнитудой 3–5 лежат в интервале 10–50 км. Определенное количество землетрясений наблюдается в Восточной впадине, а также в районе некоторых трогов северного континентального склона Антарктического полуострова и Южных Шетландских островов, которые, вероятно, являются морфологическим выражением закладывающихся коровых разломов. Расчет направления первых смещений в очагах землетрясений свидетельствует о наличии условий растяжения в его дне в пределах всех выделенных котловин. В областях перемычек между ними в очагах землетрясений первые смещения имеют сдвиговый характер, равно как и в областях вышеуказанных закладывающихся коровых разломов.

Исследования теплового потока проведены в области впадины Кинг Джордж, характеризующейся выровненным рельефом дна с глубинами 1.6–1.9 км с наличием значительного осадочного слоя [56]. Термический градиент был измерен в 63 пунктах (рис. 2). Теплопроводность измерялась в осадочных трубках в процессе получения данных о градиенте температуры. Измеренные значения теплового потока находятся в диапазоне 49–626 мВт/м². Более 25% измерений показали значения выше 220 мВт/м². На рисунке 3 приведена карта теплового потока, построенная нами по данным работы [56]. Из карты видно, что юго-западная периферия впадины характеризуется низкими величинами не превосходящими 100 мВт/м², в то время как наиболее высокие, превосходящие 150–200 мВт/м², наблюдаются в центральной, а также в юго-восточной и северо-восточной частях впадины. В области 62.4° ю.ш. 57.7° з.д., где отмечено наивысшее значение теплового потока (626 мВт/м²), исследование осадков электронным микроскопом показало наличие сульфидов, хлоридов и окислов цинка железа и меди, характерных для районов гидротермальной активности.

Интерпретация данных сейсмических исследований в проливе позволила уточнить основные представления о скоростном разрезе слагающих его пород [5, 6, 15, 20, 40–42, 45, 46, 59, 78]. Согласно им слой со скоростью продольных сейсмических волн 1.9–2.2 км/с сложен уплотненными осадочными породами. Он подстилается

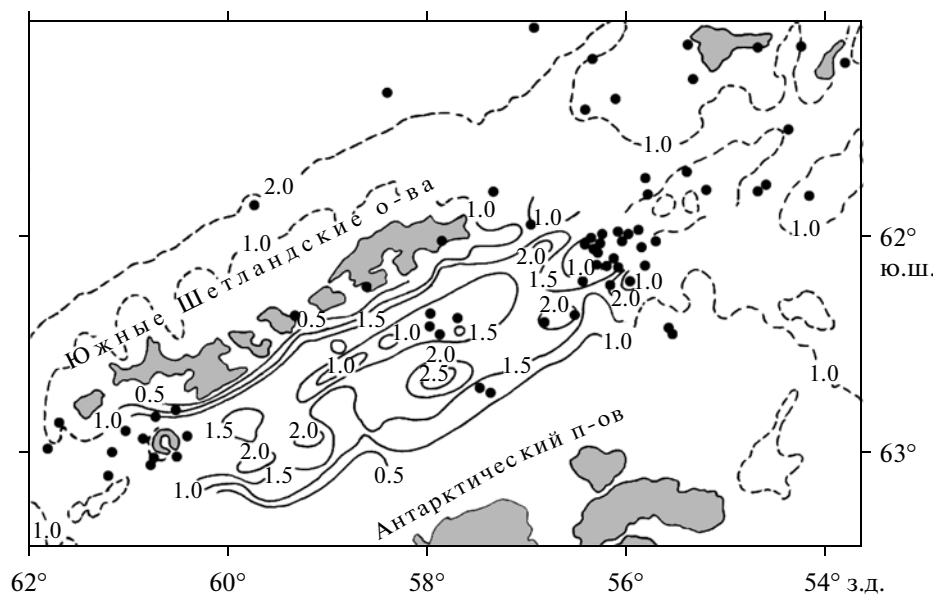


Рис. 1. Поверхность слоя со скоростями продольных сейсмических волн 4.0 км/с по [5, 59]. Изогипсы в км. Черными точками показаны эпицентры землетрясений по [77].

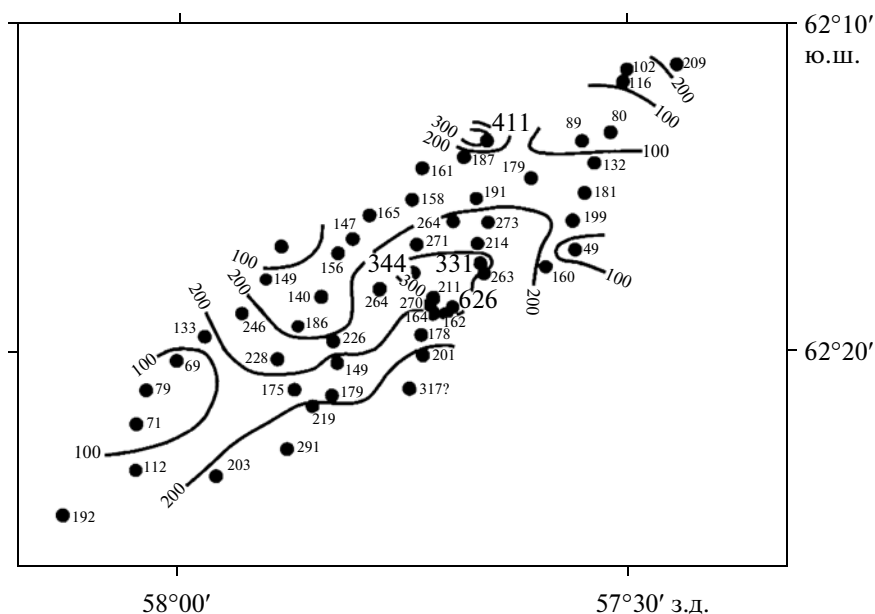


Рис. 2. Распределение точек теплового потока во впадине Кинг Джордж по данным работы [51]. Значения в мВт/м², показаны изолинии равных значений.

уплотненными в процессе диагенеза осадками со скоростями до 4 км/с. Анализ мощностей осадочных слоев свидетельствует [5], что толщина осадков максимальна на юго-востоке региона, где достигает значений 700–800 м. По мере движения на северо-запад мощность уменьшается до величин близких к 200 м.

Наличие сведений о рельефе дна и об осадочной толще в проливе [4, 5, 20, 59, 76] позволило построить первую электронную схему поверхно-

сти акустического фундамента [5]. Она соответствует поверхности слоя со скоростями 4 км/с и более (рис. 1), отражая лишь наиболее существенные черты фундамента, охарактеризованные в работах [4, 5, 20, 59] и, в силу этого, носит характер первого приближения. Согласно схеме поверхности акустического фундамента [5] в осевой части Центральной впадины он лежит на глубинах 2.0–2.5 км, в то время как в Западной и Восточной впадинах его глубина примерно на 0.5–1 км мень-

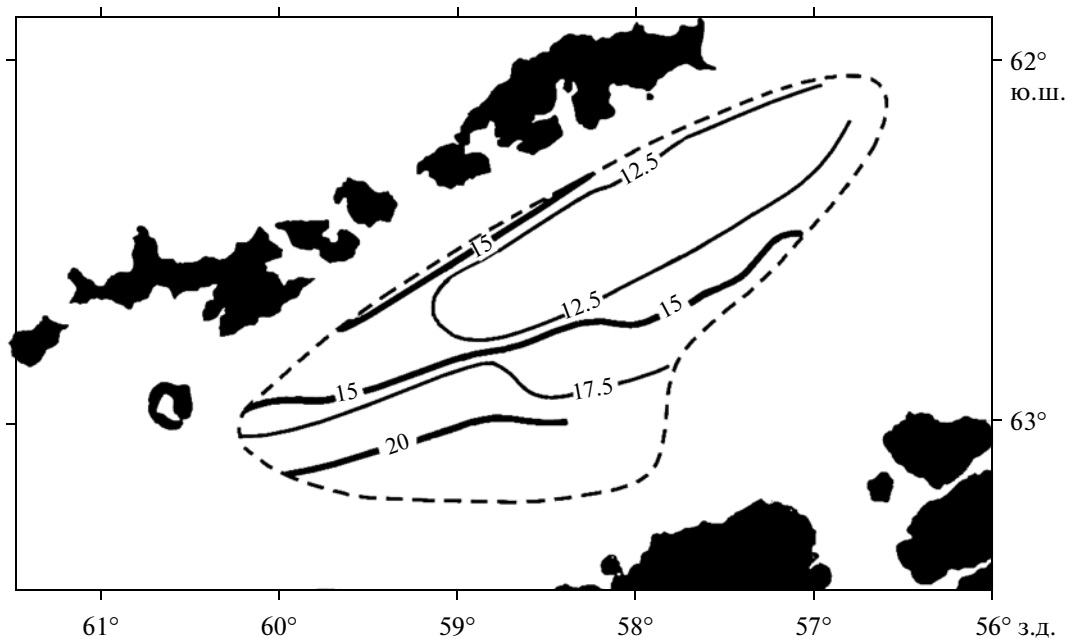


Рис. 3. Мощность коры (км) выше слоя со скоростями 7.0 км/с по [5, 59] в пределах района его распространения (пунктир) по [78].

ше. При этом подножья основных подводных вулканических построек покрыты осадками и характеризуются глубинами фундамента около 1 км. В областях современного магматизма, связанного с процессами растяжения, мощность осадков мала, а в области подводного хребта Хук, поднятия Три Сестры, подводных гор Орка, Экс фундамент выходит непосредственно на морское дно. Все указанные морфоструктурные элементы тяготеют к северному подножью островного склона Южных Шетландских островов. Отметим, что поверхность фундамента испытывает подъем до глубин в 0.5 км по мере движения в сторону Антарктического полуострова, где наблюдаются малые мощности осадочного покрова.

Во многих работах интерпретируется скоростная структура консолидированной коры пролива. Так слой со скоростями 4.0–5.7 км/с соответствует вулканическим породам верхней коры. Слой со скоростями 6.4–6.9 км/с соответствует породам верхнего гранитного слоя континентальной коры с многочисленными внедрениями вулканических базальтовых пород [40, 42 и др.]. В нижней части коры зафиксирован слой со скоростями 7.0–7.8 км/с, который интерпретируется как магматический материал основного состава, поступивший в континентальную кору в процессе растяжения и рифтинга [16, 40–42, 78 и др.]. В тоже время в работе [20] указанные породы отнесены к верхней мантии и определена мощность коры, лежащая выше этого слоя. Минимальные ее мощности тяготеют к северной части пролива и близки к 12.5 км, в то время как по мере приближения к Антарктиче-

скому полуострову и Южным Шетландским островам толщина рассматриваемой верхней части коры увеличивается до 15 и более километров (рис. 3). Сама поверхность слоя со скоростями 7.0–7.8 км/с в северной части пролива лежит на глубинах 15 км и заглубляется до 20 и более км по мере приближения к Антарктическому полуострову и Южным Шетландским островам (рис. 4).

С позиций настоящей работы рассматриваемый материал со скоростями 7.0–7.8 км/с отнесен к нижней части коры и соответствует породам базальтового слоя, перемешанного с ультраосновными породами верхов мантии. При этом породы со скоростями более 8.1 км/с отвечают мантийным породам, расположенным ниже поверхности Мохоровичича. В работе [49] и развивающей ее работе [78] представлены картографические материалы по распределению изогипс поверхности Мохо в проливе Брансфилд (рис. 5). Следуя им, отметим, что в Восточной котловине мантия лежит на глубинах в 35 и более километров. В Центральной котловине наименьшие мощности коры в 30 км наблюдаются в осевой части пролива на меридиане 58.7° з.д. В Западной котловине ее глубина характеризуется величинами в 30 и менее километров.

Аномальное гравитационное поле в редукции Фая в проливе восстановлено на основе данных спутниковой альтиметрии и во многом отражает характерные градиентные зоны рельефа дна. Вместе с тем, переход к аномалиям силы тяжести в редукции Буге, данные о которых приведены в работе [78], позволяют подчеркнуть (рис. 6) ли-

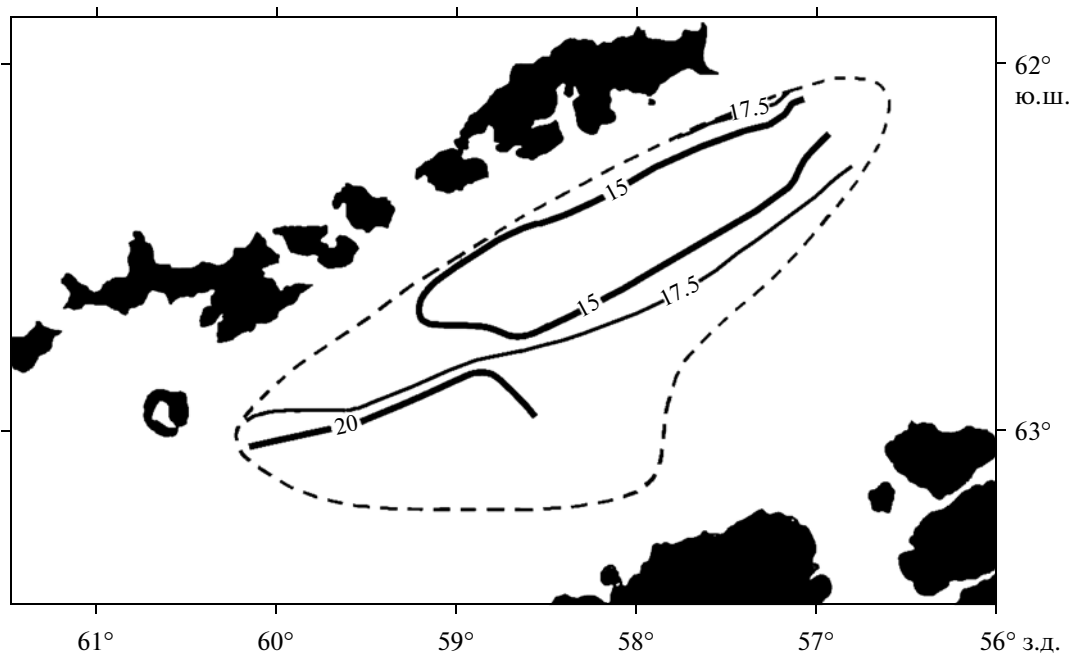


Рис. 4. Поверхность слоя со скоростями 7.0 км/с по [5, 59] в пределах района его распространения (пунктир) по [71]. Изогипсы в км.

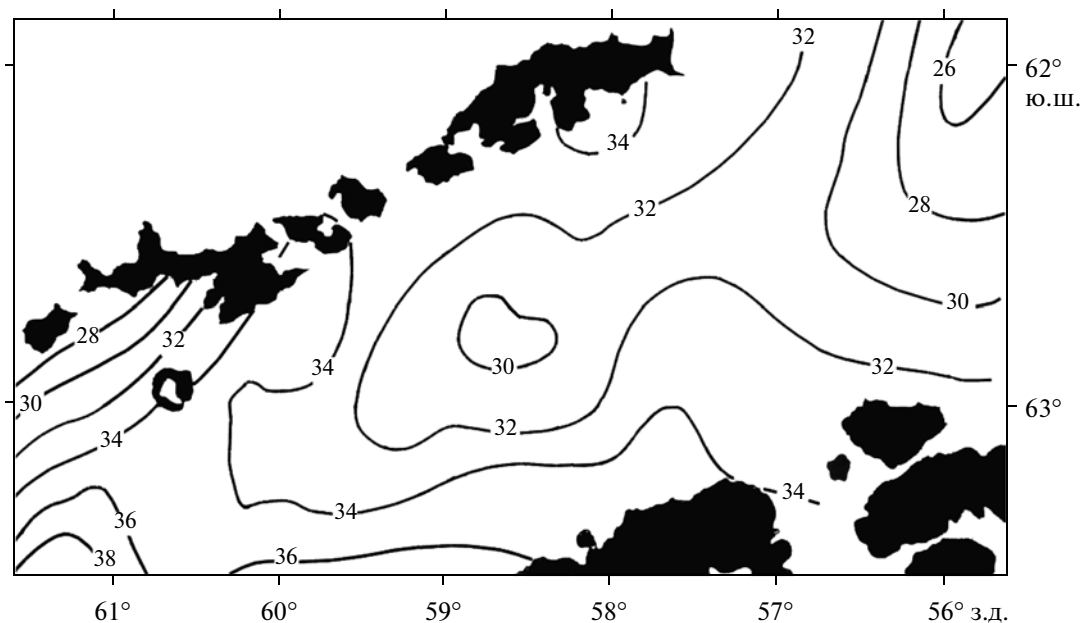


Рис. 5. Поверхность мантии по [78] с упрощением. Изогипсы в км.

нейный тренд повышенных до 140 мгл аномальных значений, приуроченных к центральной части пролива. Последнее, скорее всего, отражает подъем высокоскоростных пород верхней мантии и низов коры вдоль оси пролива. Построение сейсмических разрезов (рис. 7) по данным методов отраженных волн и глубинного сейсмического профилирования [6, 38, 40, 45, 46], увязанных с гравитационными наблюдениями, свидетель-

ствует, что по мере движения от центральной части пролива в сторону Южных Шетландских островов и Антарктического полуострова глубины границы Мохоровичича увеличиваются до 35–40 и более километров.

Проведенная по относительно редкой сети маршрутов аэромагнитная съемка пролива [34, 36, 51] выявила как вытянутые вдоль пролива, так и

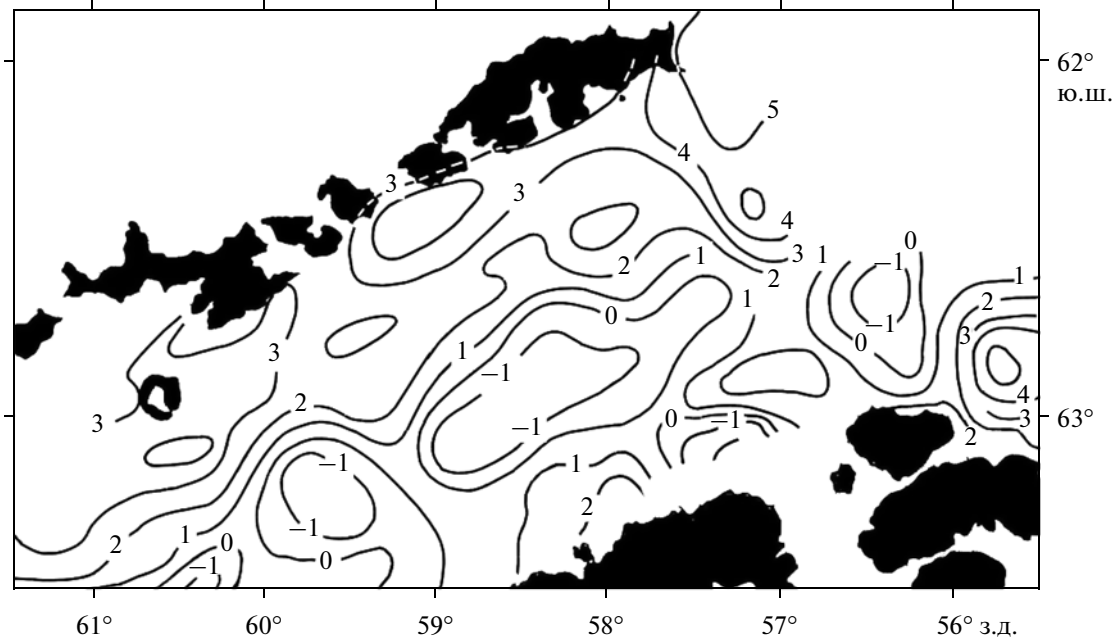


Рис. 6. Гравитационные аномалии в редукции Буге по [78] с упрощением. Изоаномалы в сотнях мГл.

изометричные особенности магнитного поля различной амплитуды (рис. 8). При этом вытянутые особенности поля, представленные положительными значениями, тяготеют к северной части пролива. Оценочные расчеты указанных выше авторов свидетельствуют, что они соотносятся с интенсивно намагниченным телом прямой полярности, которое по предположению, отвечает оси рифта (спрединга) Брансфилда [36, 58]. Сделан вывод о том, что слабо намагниченные тела на флангах осевого прямо намагниченного тела соответствуют новообразованной литосфере с возрастом 2 млн. лет [36].

Региональные геомагнитные наблюдения, проведенные буксируемыми за кормой судна магнитометрами вдоль профилей, пересекающих пролив по различным направлениям [19, 37, 53, 69, 70], и дополненные нами оригинальными результатами исследований испанских и бразильских экспедиций, свидетельствуют о наличии в его северной части значительных (величиной до 500 нТл и более) положительных аномалий магнитного поля, как правило, приуроченных к рассмотренным выше подводным вулканическим горам (рис. 9). Наиболее интенсивные аномалии отмечаются в Центральной впадине, в то время как в Восточной амплитуда их примерно вдвое меньше. Промежуточные по амплитуде аномалии характерны для Западной впадины. В работе [53] механизм нерегулярного спрединга (прежде всего в Центральной впадине) связывается с его диффузным характером, как это известно для начальных этапов спрединга в Аденском заливе [21].

Проведенное нами оценочное магнитное моделирование (рис. 10) свидетельствует в пользу предположения о присутствии в Центральной впадине материала новой океанической коры, рожденной в эпоху положительной полярности Брюнес. Отличительной чертой настоящих расчетов явилось установление присутствия блока пониженной намагниченности в осевой части центрального прямо намагниченного блока. По нашему мнению блок пониженной намагниченности ассоциируется с новейшей порцией продолжающего охлаждаться материала новой океанической коры. Модельная скорость разрастания дна несколько превышает 0.3 см/год, что позволяет отнести дно Центральной впадины к ультрамедленно разрастающимся участкам литосферы, как это известно в Евразийской котловине [2].

Применение в исследованиях пролива техники многоканального сейсмического профилирования [8] позволило выявить в районе, приближенном к Антарктическому полуострову, диапировые структуры. Размеры структур, обнаруженных в низах осадков, составляют первые километры. Авторы цитируемой работы также связывают их происхождение с процессами растяжения, захватившими пролив. При этом зона распространения диапиров расположена примерно на 50 км юго-восточнее неовулканической зоны, связываемой нами с областью спрединга, и примерно на 5° отличается от нее по простиранию. Добавим к этому, что процессы растяжения в континентальной коре привели к формированию отрезков рифтов южнее

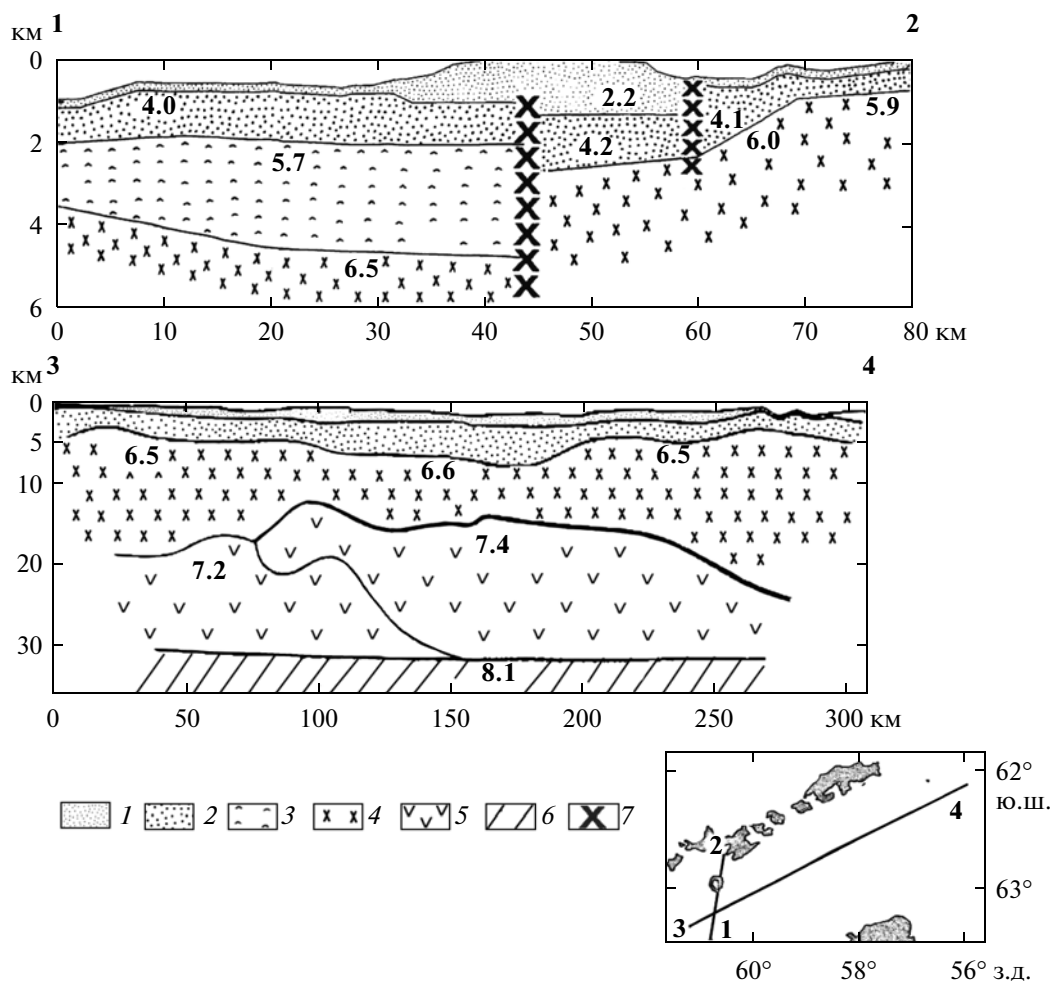


Рис. 7. Сейсмические профили через дно пролива по данным [6, 40, 42, 45, 46].

1 – уплотненные осадки, 2 – уплотненные осадки, 3 – вулканические породы верхней коры, 4 – гранитный слой насыщенный многочисленными внедрениями базальтовых пород, 5 – базальтовый слой с многочисленными внедрениями ультраосновных пород, 6 – верхняя мантия, 7 – разломы. Цифрами указаны скорости сейсмических волн в (км/с) в слое.

63° ю.ш. в непосредственной близости к побережью Антарктического полуострова [42 и др.].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Полученные данные о высоком тепловом потоке, активном вулканизме, складчатости растяжения, моделирование аномалий гравитационного и магнитного полей и результаты решения фокальных механизмов очагов землетрясений свидетельствуют, что дно пролива относится к области растяжения литосферы, формирующейся внутри Антарктического полуострова.

Важнейшим структурным элементом области является неовулканическая зона, которая расположена в области, приближенной к Южным Шетландским островам, и пространственное положение которой представлено на рис. 11. Она характеризуется наличием подводных вулканиче-

ских гор с лишенными осадков вершинами, высокими (более 150 мВт/м²) значениями теплового потока и гравитационных аномалий (до 140 мгл) в редукции Буге. В ее пределах обнаружен подъем поверхностей нижнекорового (до 15 км) и мантийного (до 30 км) материала со скоростями продольных сейсмических волн свыше 7.0 и 8.1 км/с, соответственно. С этой зоной связана полоса интенсивных (до 500 нТл и более) положительных аномалий магнитного поля. Процесс растяжения в Западной впадине характеризуется пока, главным образом, интрузивным магматизмом, в то время как в Центральной впадине растяжение континентальной коры привело к ее разрывам, переходу от интрузивного магматизма к диффузному спредингу, сопровождающемуся формированием нескольких подводных вулканов толеитового состава. Нуклеарная стадия их формирования выражена вулканическими аппаратами центрального типа. Более развитая стадия выражена заложением

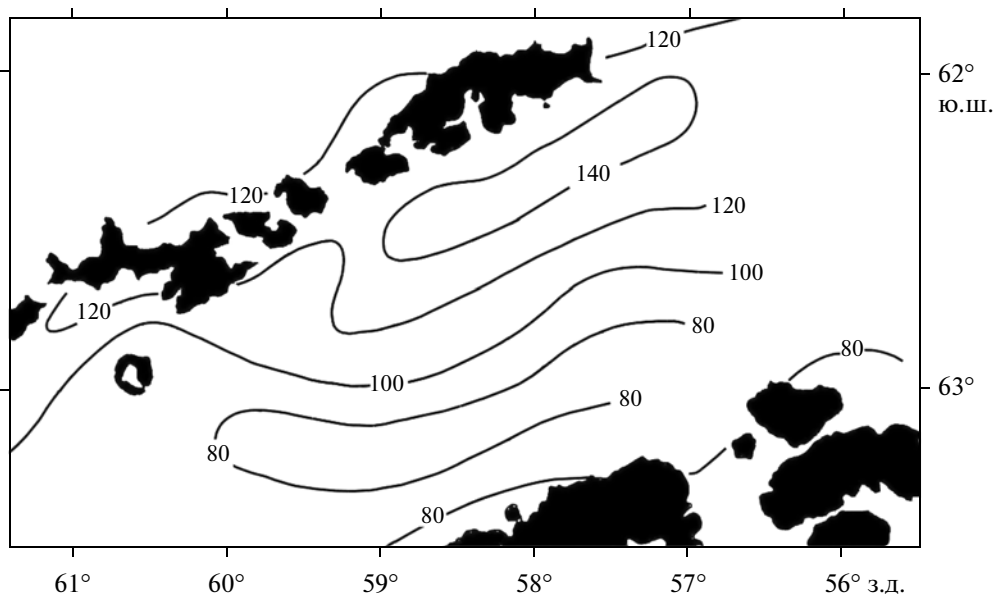


Рис. 8. Остаточное магнитное поле по данным аэромагнитной съемки [51] с упрощением. Изодинамы в десятках нТл.

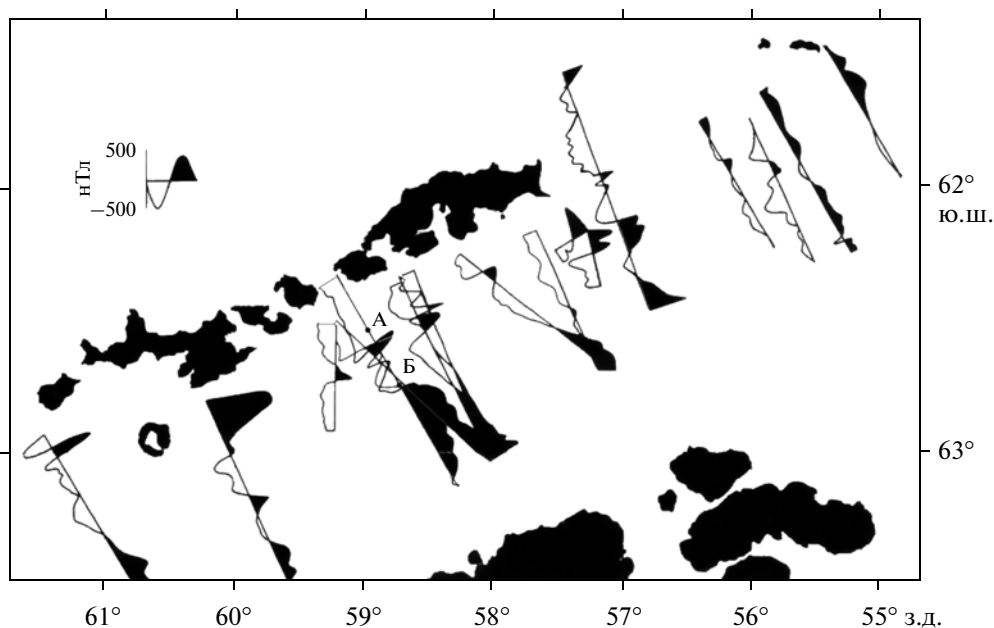


Рис. 9. Профили гидромагнитной съемки по данным испанских экспедиций с учетом сведений из [19, 37, 53, 69, 70]. Точки А и Б те же, что и рис. 10.

вытянутых вдоль пролива трещин, по которым идет формирование как вулканических построек, так и непротяженных вытянутых хребтиков. Наиболее развитая стадия выражена формированием вытянутых трогов и хребтов с гидротермальными проявлениями, отражая переход от диффузного спрединга к квазилинейному спредингу. Это сопровождается формированием ограниченных по длине отрезков оси спрединга с наличием трансформных и нетрансформных смещений. В Во-

сточной впадине стадия диффузного спрединга идет в условиях голодающего рифта, когда разрывы в континентальной литосфере слабо заполняются порциями новой океанической коры. Инципиентные центры спрединга располагаются между разломами, исключая центр на поднятии Три Сестры, который они секут. Последнее, возможно, указывает на более позднее по времени формирование центра по отношению к разлому.

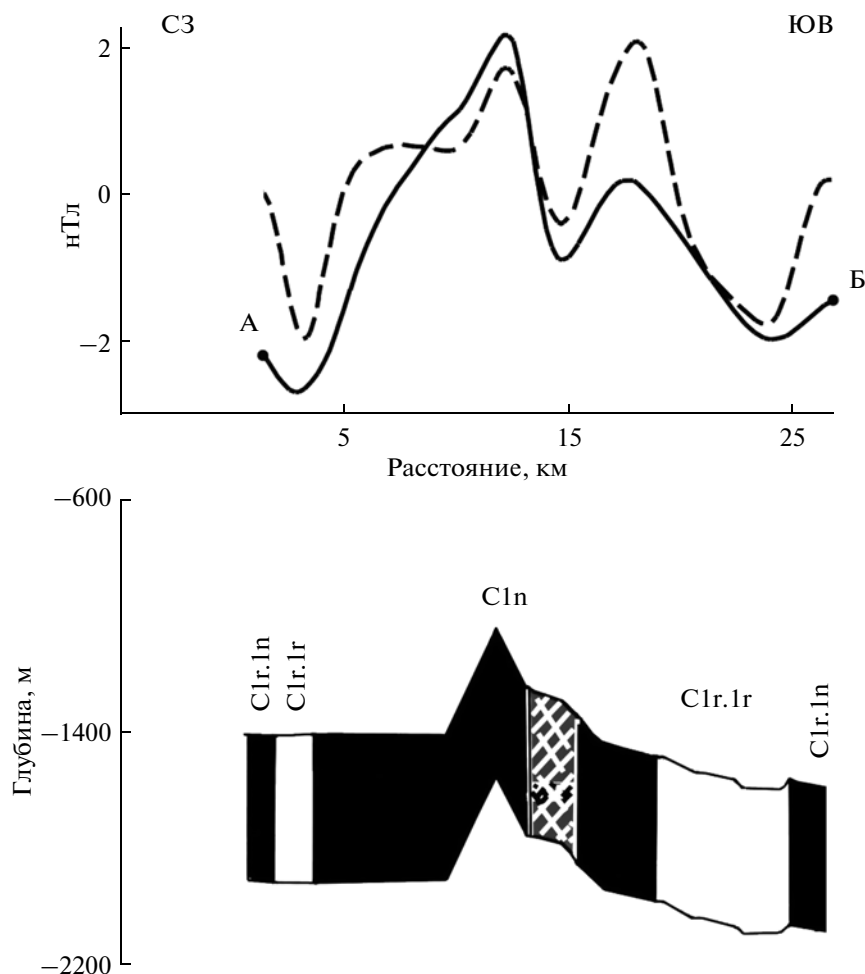


Рис. 10. Наблюдаемые и теоретические (пунктир) магнитные аномалии (номенклатура хронов показана в соответствии с [44]) в модели разрастания дна. Положение профиля наблюдений показано на рис. 9. Верхняя кромка инверсионного магнитоактивного слоя совпадает с рельефом дна. Нижняя поверхность слоя конформна рельефу дна при мощности самого слоя 0.5 км, а намагниченность взята равной 5А/м. Параметры вектора намагниченности взяты в соответствии с параметрами поля осесимметричного земного диполя, а параметры современного магнитного поля соответствуют таковым в поле DGRF эпохи съемки.

Оценочное двумерное моделирование магнитных аномалий в Центральной впадине с позиций спрединга свидетельствует, что процесс диффузно-спрединга и переход его в линейную стадию ограничен эпохами Брюнеса и Матуямы (1–2 млн. лет). На отдельных профилях в пределах неовулканической зоны установлено присутствие блока пониженной намагниченности, ассоциирующегося с присутствием на оси спрединга новейшего, еще не остывшего материала новой, только что рожденной океанической коры. Скорость разрастания дна в пределах сегментов неовулканической зоны не намного превышает 0.3 см/год, что позволяет отнести их дно к ультрамедленно разрастающимся участкам литосферы.

Наряду с неовулканической зоной еще одним важнейшим структурным элементом в дне пролива Брансфилд является зона распространения диапировых структур — зона диапиризма, которая

расположена в области, приближенной к Антарктическому полуострову. В целом, эта зона соответствует юго-восточному градиентному участку поверхности мантии, где ее глубина превышает 32 км, а значения аномалий силы тяжести в редукции Буге близки к 120 мгл. Своим происхождением зона, скорее всего, обязана процессам растяжения, захватившими пролив, пространственное положение ее представлено на рис. 11. Добавим также, что процессы растяжения в континентальной коре привели к формированию отрезков рифтов южнее 63° ю.ш. в непосредственной близости к побережью Антарктического полуострова (рис. 11). Они фиксируются в результатах сейсмических исследований, но не имеют явного морфологического выражения. Обсуждаемые стадии рифтогенеза в области пролива Брансфилд отражают процесс проникновения в континентальную литосферу Антарктического полуострова области

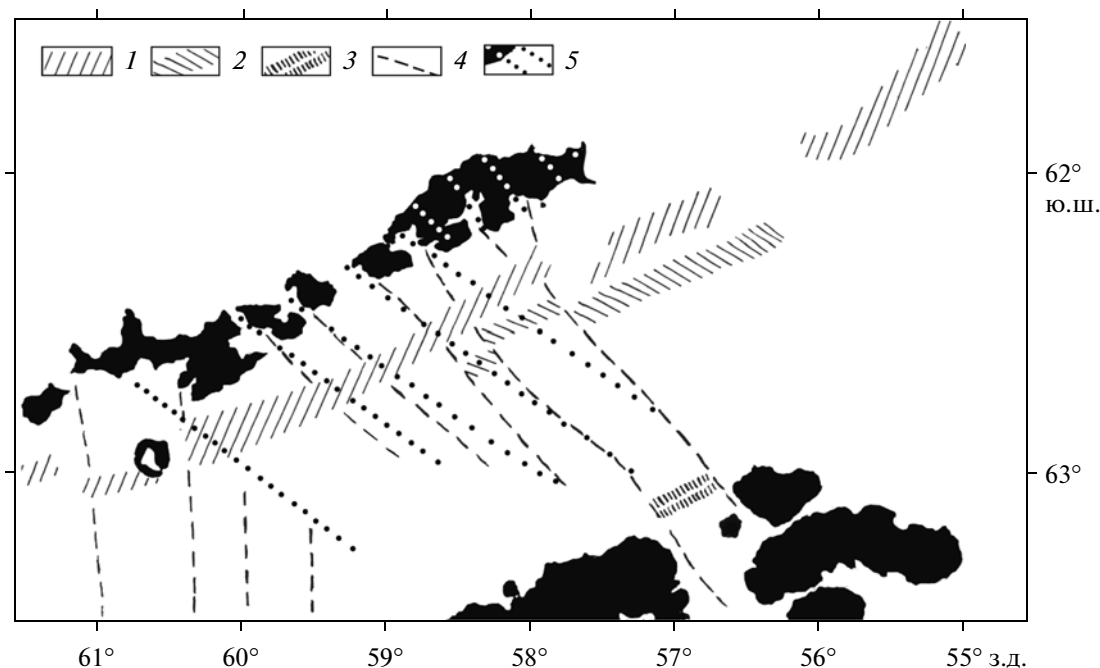


Рис. 11. Структурная схема дна пролива Брансфилд с использованием данных [8, 42].

1 – неовулканическая зона с инципентными осями спрединга; 2 – зона диапиров. 3 – зона рифтинга, 4 – известные в литературе разломы. 5 – альтернативная трассировка разломов и разломы по [16] на островах (белые точки).

разрастания океанического дна, связанной с проградацией Американско-Антарктического хребта. Процесс пропегейтинга обуславливает надвигание структур дуги Южных Шетландских островов на периферическую часть реликта плиты Феникс, что сопровождается сейсмичностью области Южно-Шетландского желоба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00066-а и № 11-05-93981-ИНИС_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Удинцев Г.Б., Шенке Г. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
2. Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 768–777.
3. Шрейдер А.А., Булычев А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Геохронология хребта Феникс на юге Тихого океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 279–285.
4. 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.
5. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Евсенок Е.И. Этапы развития бассейна пролива Брансфилд // Океанология. 2014. Т. 53. № 3. С. 396–405.
6. Ashcroft W. Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield strait // British Antarctic survey scientific report. 1972. V. 66. 43 p.
7. Barclay A., Wilcock W., Ibanez J. Bathymetric constraints on the tectonic and volcanic evolution of Deception Island Volcano, South Shetland Islands // Antarctic Science. 2009. V. 21 P. 153–167.
8. Barker D., Austin J. Crustal diapirism in Bransfield strait, west Antarctica: evidence for distributed extension in marginal basin formation // Geology. 1994. V. 22. P. 657–660.
9. Barker D., Austin J. Rift propagation, detachment faulting and associated magmatism in Bransfield strait, Antarctic Peninsula. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 24017–24043.
10. Barker D., Christenson G., Austin J., Dalziel I. Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: insights from new ocean bottom seismograph refraction profiling in Bransfield strait, Antarctica // Geology. 2003. V. 31. P. 107–110.
11. Barker P., Dalziel I. Progress in geodynamics in the Scotia Arc region // Geodynamic Series. 1983. V. 9. P. 137–170.
12. Barker P., Dalziel I., Storey B. Tectonic development of the Scotia Arc region // The Geology of Antarctica. Oxford Univ. Press: 1991. P. 215–248.
13. Barker P., Griffiths D. The evolution of the Scotia ridge and Scotia sea // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1977. V. 271. P. 151–183.
14. Barker P., Hill I. Back arc extension in the Scotia sea // Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser. A. 1981. V. 300. P. 249–262.
15. Bialas J., Meissner R., Bitter R. et al. Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula // Antarctic Science. 1990. V. 2. P. 223–234.
16. Birkenmajer K. Evolution of the Bransfield basin and rift, western Antarctica. Recent progress in Antarctic earth science. Tokyo: Terrapub, 1992. P. 405–410.

17. *Birkenmajer K., Keller R.* Pleistocene age of the Melville peak volcano, King George island, West Antarctica, by K–Ar dating // *Bull. Polish Acad. Sci.* 1990. V. 38. P. 17–24.
18. *Bohrman G., Chin C., Sahling H. et al.* Hydrothermal activity at Hook ridge in the central Bransfield basin, Antarctica // *Geomarine Lett.* 1999. V. 18. P. 277–284.
19. *Canals M., Acosta J., Bart P. et al.* La Cuenca central de Bransfield (NW de la peninsula Antartica): primeros resultados de la compana GEBRA 93 // *Geogaceta.* 1994. V. 16. P. 122–126.
20. *Christeson G., Barker D., Austin J., Dalziel I.* Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation // *J. Geoph. Res.* 2003. V. 108. B10. 21 p.
21. *Cochran J.* The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin // *J. Geoph. Res.* 1981. V. 84. P. 263–287.
22. *Dahlmann A., Wallmann K., Sahling H. et al.* Hot vents in an ice cold ocean: indicators for phase separation at the southernmost area of hydrothermal activity, Bransfield strait, Antarctica // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 193. P. 381–394.
23. *Davey F.* Marine gravity measurements in Bransfield strait and adjacent area // *Antarctic Geol. and Geoph.* Springer, 1972. P. 39–45.
24. *Dziak R., Park M., Lee W. et al.* Tectonomagmatic activity and ice dynamics in the Bransfield Strait back-arc basin, Antarctica // *J. Geoph. Res.* 2010. V. 115. B01102. 14 p.
25. *Eagles G.* Tectonic evolution of the Antarctic Phoenix plate system since 15 ma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 217. P. 97–109.
26. *Eagles G., Vaughan A.* Gondwana breakup and plate kinematics: business as usual // *Geoph. Res. Lett.* 2009. V. 36. L10302. P. 1–4.
27. *Fisk M.* Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica // *J. South Am. Earth Sci.* 1990. V. 3. P. 91–101.
28. *Forsyth D.* Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea // *J. Geoph. Res.* 1975. V. 80. P. 1429–1443.
29. *Fretzdorff S., Smellie J.* Electron microprobe characterization of ash layers in sediments from the central Bransfield basin (Antarctic Peninsula): evidence for at least two volcanic sources // *Antarctic Science* 2002. V. 14. P. 412–421.
30. *Fretzdorff S., Worthington T., Haase K. et al.* Magmatism in the Bransfield Basin: Rifting of the South Shetland Arc? // *J. Geoph. Res.* 2004. V. 109. B12208. 19 p.
31. *Galindo-Zaldivar J., Gamboa L., Maldonado F. et al.* Bransfield Basin Tectonic Evolution, Antarctica. Springer Verlag, Berlin. 2005. P. 241–246.
32. *Galindo-Zaldivar J., Gamboa L., Maldonado F. et al.* Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula // *Mar. Geol.* 2004. V. 206. P. 267–282.
33. *Gamboa, L., Maldonado A.* Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea, Antarctica // *AAPG.* 1990 V. 31. P. 127–141.
34. *Garret S.* Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic peninsula // *Geoph. J. Int.* 1990. V. 95. P. 6759–6777.
35. *Gonzalez–Casado J., Giner–Robles J., Lopez–Martinez J.* Bransfield basin, Antarctic peninsula: not a normal back-arc basin // *Geology.* 2000. V. 28. P. 1043–1046.
36. *Gonzalez-Ferran C.* The Bransfield rift and its active volcanism. Geological evolution of Antarctica. Cambridge Univ. Press. Cambridge. 1991. P. 505–509.
37. *Gracia E., Canals M., Ferran M. et al.* Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield basin (NW Antarctic peninsula) // *Mar. Geoph. Res.* 1996. V. 18. P. 429–448.
38. *Gracia E., Canals M., Ferran M. et al.* Central and eastern Bransfield basins (Antarctica) from high resolution swath-bathymetry data // *Antarctic Science.* 1997. V. 9. P. 168–180.
39. *Gracia E., Escartín J.* Crustal accretion at mid-ocean ridges and backarc spreading centers: Insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and the North Fiji Basin // *Science.* 1999. V. 1. P. 175–192.
40. *Grad M., Guterch A., Janik T.* Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antarctic plate, West Antarctica // *Geoph. J. Int.* 1993. V. 115. P. 586–600.
41. *Grad M., Guterch A., Janik T., Sroda P.* Seismic characteristic of the crust in the transition zone from the Pacific Ocean to the northern Antarctic Peninsula, West Antarctica // *Roy. Soc. New Zealand Bull.* 2002. V. 35. P. 493–498.
42. *Grad M., Guterch A., Sroda P.* Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica // *Antarctic Science.* 1992. V. 4. P. 469–476.
43. *Grad M., Shiobara H., Janik T. et al.* Crustal model of Bransfield rift, west Antarctica, from detailed OBS refraction experiments // *Geoph. J. Int.* 1997. V. 130. P. 506–518.
44. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* The Geologic Timescale 2012. Oxford: Elsevier, 2012. 1139 p.
45. *Guterch A., Grad M., Janik T. et al.* Seismic studies of the crustal structure in West Antarctica 1979–1980 – preliminary results // *Tectonophysics.* 1985. V. 114. P. 411–429.
46. *Guterch A., Grad M., Janik T., Perchuc E.* Tectonophysical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland trench // *Geological Evolution of Antarctica.* Cambridge Univ. Press, 1992. P. 499–504.
47. *Herve F., Muller H., Pimpirev C.* Patagonia–Antarctica connections before Gondwana breakup // *Antarctica: contributions to global earth science.* 2006. P. 217–228.
48. *Hole M., Larter R.* Trench-proximal volcanism following ridge crest–trench collision along the Antarctic Peninsula // *Tectonics.* 1993. V. 12. P. 897–910.
49. *Janik T., Sroda P., Grad M., Guterch A.* Moho depth along the Antarctic Peninsula and crustal structure across the landward projection of the Hero fracture zone // *Antarctica: contribution to global earth sciences.* 2006. P. 229–236.
50. *Jin Y., Larter R., Kim Y. et al.* Post subduction margin structures along Boyd strait, Antarctic Peninsula // *Tectonophysics.* 2002. V. 346. P. 187–200.
51. *Johnson A., Smith A.* New aeromagnetic map of west Antarctica (Weddell sea sector): introduction to important features // *Recent progress in Antarctic earth science.* Tokyo: Tokyo Univ. Press, 1992. P. 555–562.

52. Keller R., Fisk J., Smellie J. et al. Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield strait, Antarctica: Subducted contributions and along axis variations // J. Geoph. Res. 2002. V. 107. B8. ECV. 4 p.
53. Kim Y., Chung T., Nam S. Marine magnetic anomalies in Bransfield strait, Antarctica // Recent progress in Antarctic earth science. Tokyo: Tokyo Univ. Press. 1992. P. 431–437.
54. Klinkhammer G., Chin C., Keller R. et al. Discovery of new hydrothermal vents sites in Bransfield strait, Antarctica // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 395–407.
55. Larter R., Barker, P. Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate // J. Geoph. Res. 1991. V. 96. P. 19583–19607.
56. Lawver L., Keller R., Fisk M., Strelin J. Bransfield strait, Antarctic peninsula active extension behind a dead arc // Backarc basins, tectonics and magmatism. N.Y.: Plenum Press, 1995. P. 315–342.
57. Livermore R., Balanya J., Maldonado A. et al. Autopsy on a dead spreading center: The Phoenix ridge, Drake passage, Antarctica // Geology. 2000. V. 7. P. 607–610.
58. Parra J., Gonzales-Ferran O., Bannister J. Aeromagnetic survey over the South Shetland islands, Bransfield strait and part of the Antarctic peninsula // Rev. Geol. Chile. 1984. V. 23. P. 3–20.
59. 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.
60. Pears J., Leat P., Barker P., Millar L. Geochemical tracing of Pacific to Atlantic upper mantle flow through the Drake passage // Nature. 2001. V. 410. P. 457–461.
61. Sahling H., Wallmann K., Dahlmann A. et al. The physicochemical habitat of *Sclerolinum* sp. at Hook Ridge hydrothermal vent, Bransfield Strait, Antarctica // Limnol. Oceanogr. 2005. V. 50. P. 598–606.
62. Sell I., Poupeau G., González-Casado, J., López-Martínez J. Fission track thermo-chronological study of the Barnard Point pluton (Livingston Island, Western Antarctica) // Bol. Geol. Miner. 2000. V. 111-6. P. 39–44.
63. Smalley R., Dalziel I., Bevis M. et al. Scotia arc kinematics from GPS geodesy // Geoph. Res. Lett. 2007. V. 34. L21308. 6 p.
64. Smellie J., Pankhurst R., Thompson M. et al. The geology of the South Shetland islands. London: British Antarctic Survey Sci. Rep., 1984. 87 p.
65. Smellie J., Pankhurst R., Hole M., Thompson M. Age, distribution and eruptive conditions of late Cenozoic alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworthland // Br. Antarct. Surv. Bull. 1988. V. 80. P. 21–49.
66. Smellie, J. Graham Land and South Shetland Islands // Antarctic Res. Ser. 1990. V. 48. P. 302–359.
67. Somoza J., Martinez-Frias J., Smellie J. et al. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica // Mar. Geol. 2004. V. 203. P. 119–140.
68. Sykes M. New K-Ar age determinations on the James Ross island volcanic group, north-east Graham Land, Antarctica // Br. Antarct. Surv. Bull. 1988 V. 80. P. 51–56.
69. Tanahashi M., Matsuyama T., Tokuhashi S., Oda H. Preliminary report of the 96th geological and geophysical survey results in Bransfield strait and its vicinity // Polar Geosci. 1998. V. 11. P. 90–111.
70. Tanahashi M., Nishimura A., Oda H., Murakami F. Preliminary report of the 97th geological and geophysical survey results, north of the Antarctic peninsula // Polar Geos. 1999. V. 12. P. 192–214.
71. Tectonic map of the Scotia Arc, 1985, 1 : 3 000 000 // British Antarctic Survey. 1 sheet.
72. Tinivella U., Accaino F., Camerlenghi A. Gas hydrate and free gas distribution from inversion of seismic data on the South Shetland margin (Antarctica) // Mar. Geoph. Res. 2003. V. 23. P. 109–123.
73. Vegas R., Acosta J., Uchupi E. Continental–oceanic crustal transition in the Bransfield trough and south Scotia ridge (Antarctica); Preliminary results // Rifted ocean–continent boundary. 1995. P. 265–289.
74. Weaver S., Saunders A., Pankhurst R., Tarney J. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back arc spreading: The quaternary volcanics of Bransfield strait from south Shetland islands // Countr. Biner. Petrol. 1979. V. 68. P. 151–169.
75. Wit M. The evolution of the Scotia arc as key to the reconstruction of Gondwanaland // Tectonophysics. 1977. V. 37. P. 53–81.
76. www.topex.ucsd.edu/html/mar_topo.html 2012.
77. www.usgs.gov/neis/epic/ 2012.
78. Yegorova T., Bakmutov V., Janik T., Grad M. Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // Geoph. J. Int. 2011. V. 184. P. 90–110.

Structure of the Bransfield Strait Crust

**Al. A. Schreider, A. A. Schreider, J. Galindo-Zaldivar, A. Maldonado,
L. Gamboa, Ya. Martos, F. Lobo, E. I. Evsenko**

Evidence of high heat flow, active volcanism, folding, stretching of, and modeling of gravity and magnetic anomaly fields and focal mechanisms of earthquakes indicate that the bottom of the Bransfield Strait pertains to the area of lithospheric extension, emerging within the Antarctic Peninsula-centered. The most important structural element of the bottom of the strait is neovolcanic zone, located in the approximate area of the South Shetland Islands and the diapirism zone, located near the approximate to the Antarctic Peninsula. Discussed the bottom stage of rifting Bransfield Strait reflect the propagating process of American–Antarctic Ridge into continental lithosphere of the Antarctic Peninsula. The process causes thrusting structures propagating South Shetland Island Arc on the peripheral part of the Phoenix plate relict, accompanied by seismic region of the South Shetland trench.