
В.Д. Соловьев¹, **И.Н. Корчагин**¹,
С.П. Левашов², **Н.А. Якимчук**², **Д.Н. Божежа**³

¹ Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

² Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев

³ Центр менеджмента и маркетинга в области наук о Земле ИГН НАН Украины, Киев

СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРОЛИВА БРАНСФИЛД (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предложен возможный механизм эволюции структур материковой окраины Антарктического полуострова как результат влияния проникшего в верхние горизонты литосферы крупного мантийного плюма. Дальнейшее охлаждение его расплавов привело к наращиванию и преобразованию фрагментов первичной коры этого региона. На этом этапе (30–30 млн лет т. н.) состоялось резкое опускание обширных территорий региона и раскол коры на периферии Антарктического полуострова, формирование протяженного грабена в центре пролива и заполнение его осадками. На следующих этапах развития происходила активизация вулканической деятельности, а также формирование молодой рифтовой системы, локализованной под осью трога в Центральной котловине Брансфилда. Ее возраст не превышает 1–3 млн лет, что подтверждается возрастом датированных магнитных аномалий и базальтов, драгированных из подводных вулканов пролива. Вполне вероятно, что на формирование молодого рифта в проливе Брансфилд (в условиях разнонаправленных перемещений плит Скоша и Антарктической) значительное влияние оказала активизация региональных тектонических подвижек со стороны Южного хребта Скоша, возраст которой не превышает 4 млн лет.

Ключевые слова: Антарктический полуостров, пролив Брансфилд, геофизические исследования, глубинное строение, этапы развития.

Введение

Во время проведения сезонных работ в украинских антарктических экспедициях (1997–2012) в Антарктике был выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований с целью изучения глубинного строения земной коры и процессов рифтогенеза на континентальных окраинах активного и пассивного типов Антарктического полуострова. В результате проведенных

© В.Д. СОЛОВЬЕВ, И.Н. КОРЧАГИН,
С.П. ЛЕВАШОВ, Н.А. ЯКИМЧУК, Д.Н. БОЖЕЖА, 2016

работ как традиционными (гравимагнитная съемка), так и новыми (вертикальное электрорезонансное зондирование) геофизическими методами, были получены данные о распределении глубинных неоднородностей в структурах региона, что позволило оценить и дополнить имеющиеся представления о разных этапах формирования и эволюции тектонических структур Западной Антарктики, расположенных вблизи Антарктического полуострова [1, 6, 14, 16, 18].

В настоящее время эволюцию западной части Антарктической плиты обычно рассматривают в связи с поэтапным тектоническим развитием рифта Феникс — Антарктика и субдукцией плиты Феникс под окраину континентальной плиты Антарктического полуострова в районе Южношотландского желоба [4, 5, 9, 18]. Предполагается, что за последние 3 млн лет происходило постепенное затухание процесса субдукции этой плиты, но реликты тектонических структур, характерные для активного типа континентальной окраины, сохранились и достаточно четко проявляются в особенностях рельефа дна и потенциальных полях. Пролив Брансфилд возник как задуговой бассейн со структурами растяжения и активного рифтогенеза в тылу Южных Шетландских островов в результате процесса субдукции плиты Феникс [4, 5, 9, 18]. Существует также точка зрения, что тек-

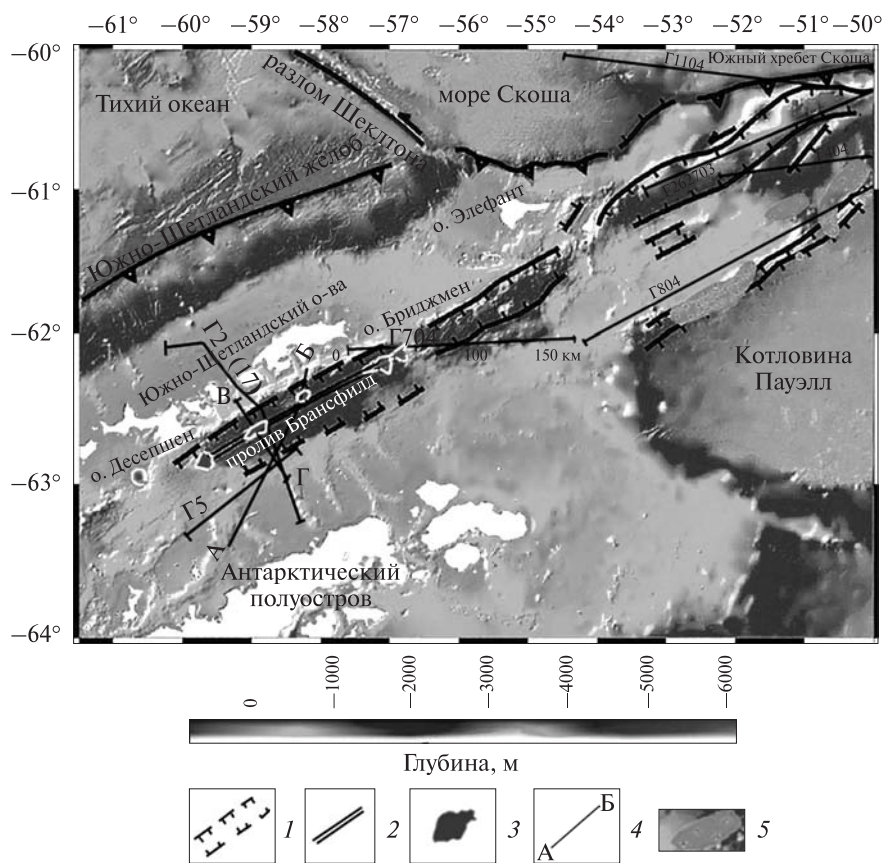


Рис. 1. Схематическая карта структур дна пролива Брансфилд и континентальной окраины Антарктического полуострова, по [15]: 1 — рифтовая впадина; 2 — неовулканическая зона; 3 — вулканические структуры; 4 — положение геофизических профилей; 5 — выходы вулканических тел на поверхность дна

тонический пояс пролива Дрейка — моря Скоша сформировался как ареал крупных фрагментов континентального моста (Южная Америка — Антарктида), испытавших дробление и базификацию в условиях умеренного растяжения и кратковременного рифтогенеза [6, 17]. Погружение блоков этой мозаичной системы происходило в условиях регионального прогрева за счет подъема мантийного вещества, сопровождавшегося излияниями магм основного состава, формированием базальтовых полей и образованием реликтовых фрагментов континентального моста [6].

В настоящее время распределение глубинных границ тектонического пояса известно лишь фрагментарно, а полученные по сейсмическим данным значения мощности земной коры в отдельных структурах сильно различаются. Поэтому привлечение новых независимых данных дополняет возможности комплексного анализа тектоники и геодинамики этого обширного региона.

Ниже будут рассмотрены некоторые результаты изучения глубинного строения, а также формирования и эволюции рифтовых структур пролива Брансфилд и их восточного продолжения в район Южного хребта Скоша и котловины Пауэлл (рис. 1), основанные, преимущественно, на материалах проведенных нами геофизических исследований [6, 14, 17].

Рифтовые структуры котловины Брансфилд

Характерная черта геологического строения Западной Антарктики — наличие разновозрастных и разномасштабных рифтовых зон, подчеркивающее высокую интенсивность процессов рифтогенеза на ее активных и пассивных континентальных окраинах. Современная рифтовая зона пролива Брансфилд, наряду с Южношотландским желобом и разломом Шеклтона, играют ключевую роль при изучении многофакторных преобразований и эволюции континентальной окраины Антарктического полуострова. Пролив Брансфилд — четко выраженный в рельефе бассейн размером 400×80 км, расположенный между Южношотландскими островами на севере и Антарктическим полуостровом на юге, имеет асимметричное поперечное сечение и состоит из двух больших морфологических единиц: широкого шельфа Антарктического полуострова (платформа Брансфилд) и глубоководного центрального бассейна шириной от 15—20 до 80 км.

Рельеф дна

В пределах пролива выделяют три (Западная, Центральная и Восточная) котловины, каждая из которых имеет свои характерные особенности и отделяется от соседней структуры цепочками порогов и подводных вулканических гор. Площадь наибольшей — Центральной — котловины превышает 30 тыс. км² при суммарной площади пролива более 65 тыс. км² (рис. 1). Эта котловина вытянута на 230 км (при ширине 60 км и максимальной глубине 2 км).

Важная особенность глубинного строения структур пролива — сегментация на отдельные блоки, которые различны по волновым характеристикам и коррелируют с вулканическими центрами осевой зоны. Границы этих блоков имеют важное значение для структурного контроля расположения отдельных вулканических центров — изометричных (горы Экс и Орка) или вытянутых вдоль оси

впадины структур (Три Сестры и хребет Хук). Все вулканические постройки практически лишены толщи осадков, развитой на смежных участках впадины [11].

Желоб центральной части пролива Брансфилд по морфологии можно характеризовать как активное рифтовое ущелье с соосными вулканическими структурами, разделяющее два континентальных блока.

В рельефе дна пролива достаточно отчетливо выделяется сеть разломов, направленных ортогонально к его простиранию. Разломы прослеживаются по тектоническим депрессиям на шельфе, часто выраженным глубокими бухтами или проливами между островами. На шельфе Антарктического полуострова поперечные желобы имеют вид параллельных тектонических ущелий глубиной до 800—900 м и совпадают по простиранию с разломами на цоколе, что позволяет предполагать наложение молодого рифта на более древнюю систему разломов.

Рифтообразование в центральной части котловины Брансфилд сопровождается активными вулканическими процессами с извержением молодых базальтов, состав которых, по геохимическим данным, отличается от состава базальтов срединноокеанических хребтов [6]. Активное распространение рифта пролива Брансфилд в юго-западном направлении в настоящее время может заканчиваться западнее о. Десепшен.

Возможным восточным продолжением и частичным палеоаналогом рифтовой зоны пролива Брансфилд могут служить структуры, расположенные вдоль юго-западного окончания Южного хребта Скоша. Проведенные в этом районе сейсмические исследования дали основание авторам предполагать, что «отмершие» рифтовые зоны северной окраины котловины Пауэлл локализованы вдоль южной тектонической границы плиты Скоша, насыщенной вулканическими центрами, возраст активных базальтовых извержений в которых составляет, согласно анализам материалов драгирования, около 4 млн лет [15].

Аномалии магнитного поля пролива Брансфилд и смежных структур района исследований

Материалы магнитной съемки, проведенной в регионе за последние годы, позволили провести геохронологическую идентификацию линейных аномалий и определить возможные этапы эволюции структур материковой окраины Антарктического полуострова как результат процессов океанского рифтогенеза [4, 5, 8, 9, 10]. Отметим, что в западной части моря Скоша, расположенной северо-западнее района исследований, выделяемые системы датированных линейных аномалий используют для реконструкции динамики спрединга в рифтовых зонах Западного хребта Скоша, а интерпретация магнитных аномалий для центральной части моря Скоша и пролива Брансфилд, где отсутствуют протяженные палеоаномалии спредингового типа, остается неопределенной [4].

На сводной карте аномального магнитного поля [9] выделяется вытянутая с ЮЗ на СВ вдоль центральной части пролива Брансфилд зона аномалий интенсивностью до 200—400 нТл. Наиболее интенсивные аномалии (до 800—1000 нТл) фиксируют положение отдельных структур неовулканической зоны в центре пролива Брансфилд. Моделирование аномалий показало, что положение интенсивно намагниченного тела прямой полярности картирует положение оси рифтовой зоны пролива (рис. 2). Как уже отмечалось, наиболее интенсивные аномалии

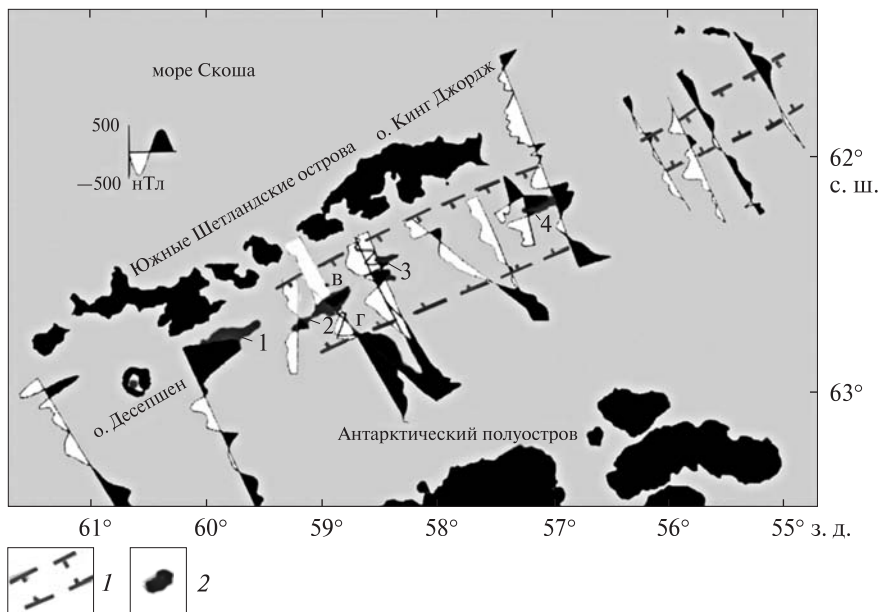


Рис. 2. Схема аномального магнитного поля в Центральной котловине Брансфилд, по [9]: 1 — зона рифта; 2 — вулканические структуры: 1 — гора Экс; 2 — поднятие Три сестры; 3 — гора Орка; 4 — хребет Хук, В—Г — положение интерпретационного профиля из [8]

выделены в Центральной котловине. По сравнению с ней далее к востоку их интенсивность примерно вдвое ниже, чем в Западной котловине. Предполагается, что разная интенсивность магнитных аномалий может быть связана с активными процессами формирования новой океанической коры в результате диффузионного спрединга и появления нескольких вулканических центров с базальтами толеитового состава, возраст которых составляет 1—2 млн лет [8].

Аномальная зона вблизи Антарктического полуострова распадается на ряд локализованных аномалий, фиксирующих наличие диапировых структур под толщей осадков [9]. Следует подчеркнуть, что в центральной части пролива, как и во всей котловине Брансфилд, не сформировалась протяженная последовательность датированных линейных аномалий, характерных, например, для рифтовой зоны Аденского залива, что указывает на молодость активных тектономагматических процессов в этом регионе. Отметим, что в южной части пролива часть профилей пересекает южную ветвь Тихоокеанской магнитной аномалии (ТМА), которая проявляется широким (до 120 км) дугообразным поясом положительных магнитных аномалий (рис. 2), достигающих амплитуды 1000 нТл. Считается, что аномалии ТМА обусловлены сильной намагниченностью сложной линейной цепи батолитов и приурочены к океанической части мезокайнозойской магматической дуги Антарктического полуострова [18]. Аномалии в этой части котловины фиксируют наличие двух ветвей ТМА к северо-востоку от о. Аделаида: одна из них протягивается вдоль Южных Шетландских островов к северо-востоку от Антарктического полуострова, а вторая располагается вдоль его побережья. Единые у о. Аделаида, ветви постепенно расходятся в пространстве, причем на самое большое расстояние ветви удалены в проливе Брансфилд.

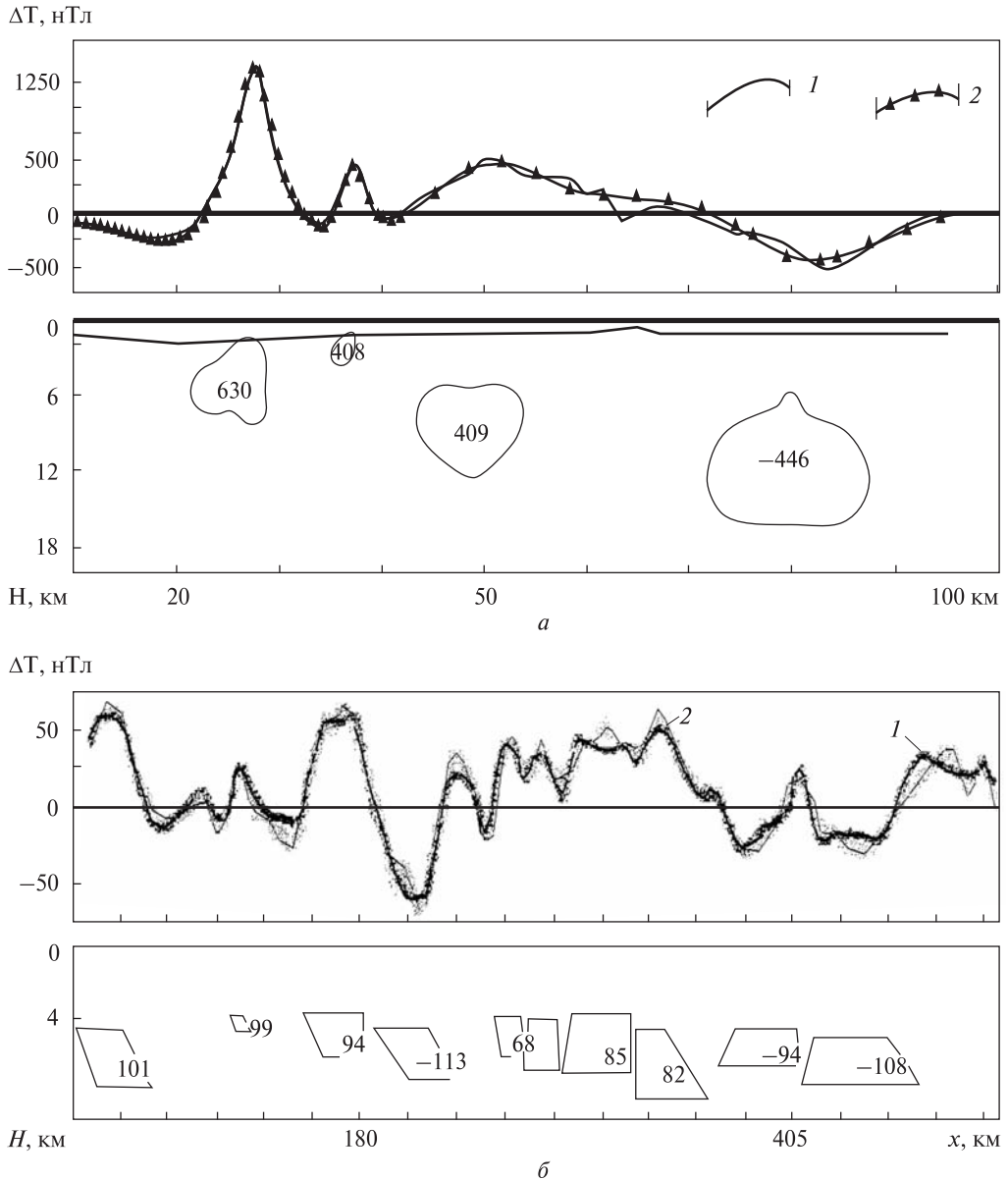
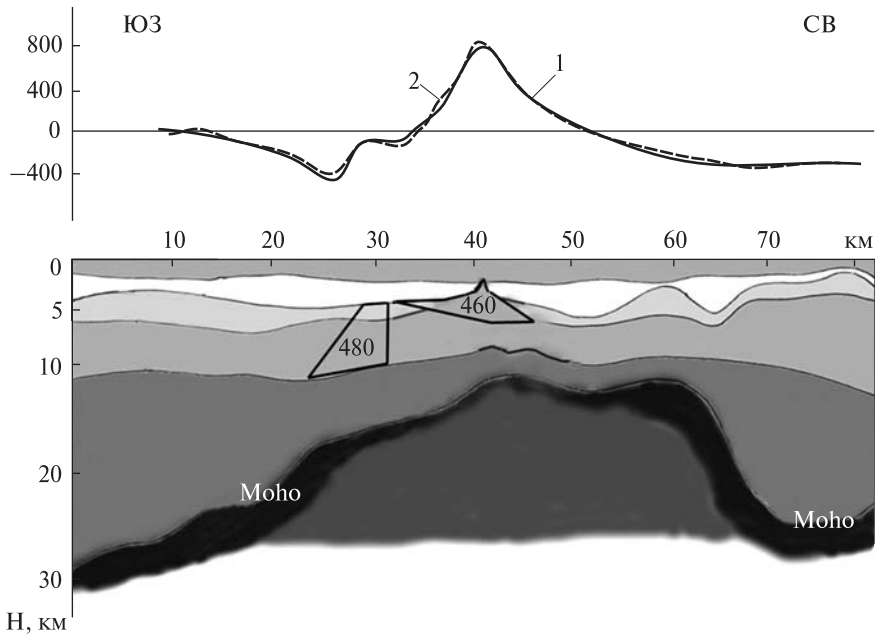


Рис. 3. Пример интерпретации магнитных аномалий и вариант положения магнитоактивных тел в разрезе земной коры: *а* — вдоль профиля Г704 через рифт Брансфилд, *б* — вдоль профиля Г1104 через юго-западное продолжение структур хребта Южный Скоша. Кривые: 1 — наблюдаемая, 2 — модельная. Значения намагниченности приведены в 10^{-4} ед. СИ. Положение профиля показано на рис. 1

Выполненное нами ранее моделирование магнитных и гравитационных аномалий вдоль профиля, пересекающего ТМА, показало, что аномалиеобразующие породы могут иметь плотность около $2,7 \text{ г/см}^3$ и залегать на глубине до 15 км. В работе [18] показано, что источники ТМА могут быть смоделированы магнитоактивными телами с восприимчивостью $0,055\text{--}0,075$ СИ при глубине положения верхней кромки от 0 до 6 км, а нижней кромки — до 20 км. Отдельные



ΔT , нТл $\Delta g_{c.b.}$, мГал

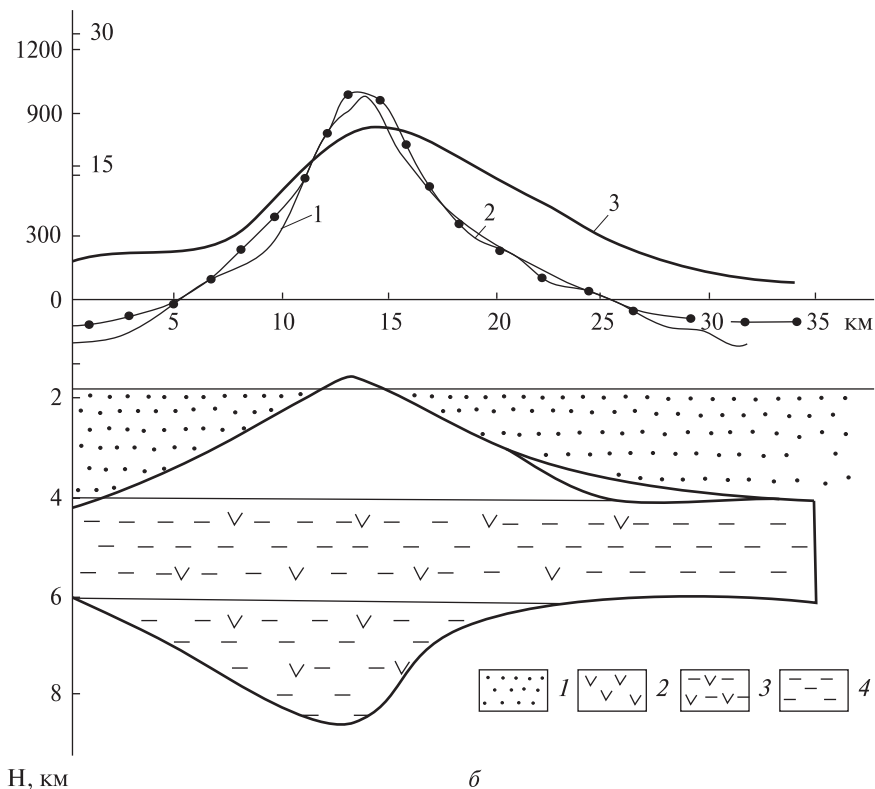


Рис. 4. Пример интерпретации магнитной аномалии Центральной котловины Брансфилд вдоль профиля А—Б (а) и аномалии над вулканом Орка (б). Глубинный разрез по [9], цифры — значения намагниченности в ед. СГС. Кривые — аномалии: 1 — наблюдаемая магнитная; 2 — модельная магнитная, 3 — гравитационная; б — 1 — осадки; 2 — базальты подводного вулкана Орка; 3, 4 — породы слоев 2 и 3. Положение профиля показано на рис. 1

интрузии, связанные с батолитом, поднимаются с глубины порядка 15 км и формируют локальные формы, находящие четкое отражение в магнитном поле. На профиле Г804 (рис. 1) аномалии магнитного поля превышают 500—700 нТл (до 1100 нТл) на тех участках, где коренные породы выходят на поверхность дна (или прикрыты слоем осадков 100—200 м).

Измерения, выполненные над южным хребтом Скоша, показали, что для этой структуры характерно разнообразие распределения магнитных аномалий в различных его сегментах и наличие интенсивных максимумов только в его южной части. Амплитуда аномалий над Южным хребтом Скоша северо-западнее котловины Пауэлл составляет 100—150 нТл, а вблизи северной границы котловины аномалии нередко превышают 500 нТл, достигая значений 1000 нТл. На всех изученных профилях северная часть этого хребта очень слабо проявляется в магнитном поле, что дает основание предполагать не только отсутствие магнитоактивных источников, но и возможное различие литологического состава. Модельные расчеты, выполненные для отдельных профилей, пересекающих эту структуру, показали, что источники аномалий имеют глубину до 10—15 км. Эти расчеты подтверждают данные о том, что Южный хребет Скоша и смежные структуры дна состоят из серии эшелонированных локальных горстов и грабенов с мозаичной (от континентальной до океанической) корой. Данные магнитных съемок и моделирования источников аномалий вдоль отдельных профилей показали, что в северной части котловины Пауэлл можно выделить пограничные области, формирующие вблизи самой южной части Южного хребта Скоша особый тип аномалий, контролирующих положение переходной зоны от континентальной коры хребта к коре океанического типа котловины Пауэлл. На профилях, пересекающих структуры юго-западного окончания этого хребта (Г404, Г262703, Г804, Г1104 и др.), магнитные аномалии (рис. 3, б), как правило, не превышают 150—200 нТл, на отдельных участках их интенсивность может достигь 300—400 нТл. Такой характер распределения магнитных аномалий свидетельствует об обособленности геодинамических процессов в Центральной котловине Брансфилд (от о. Десепшен до о. Бриджмен). Следует отметить, что именно эта часть котловины, лежащая в «зоне высоких скоростей», выделенных в [13], характеризуется наиболее тонкой корой в проливе Брансфилд (рис. 4).

Для выполнения количественной интерпретации магнитной аномалии над вулканом Орка в проливе Брансфилд (рис. 4) были проанализированы результаты определения значений магнитной восприимчивости и намагниченности для разных типов пород Антарктического полуострова, Южных Шетландских островов и островов Аргентинского архипелага.

Средняя магнитная восприимчивость габбро-диоритов, вмещающих основные источники магнитных аномалий (на глубине 2,5—8,5 км), лежит в диапазоне 0,002—0,003 ед. СИ, хотя для отдельных типов вулканогенных пород она может различаться на два порядка [8, 10, 18]. Разброс измеренных значений остаточной намагниченности разных типов пород Антарктического полуострова может превышать два порядка, при этом средние ее значения для наиболее намагниченных базальтов принимают равными 2—5 А/м.

Смещение максимумов кривых, приведенное в [17], может быть связано с влиянием общих вулканических корней вулкана Орка и поднятия Три Сестры, а также конфигурацией смежного, уходящего на глубину 10—12 км, намагниченного

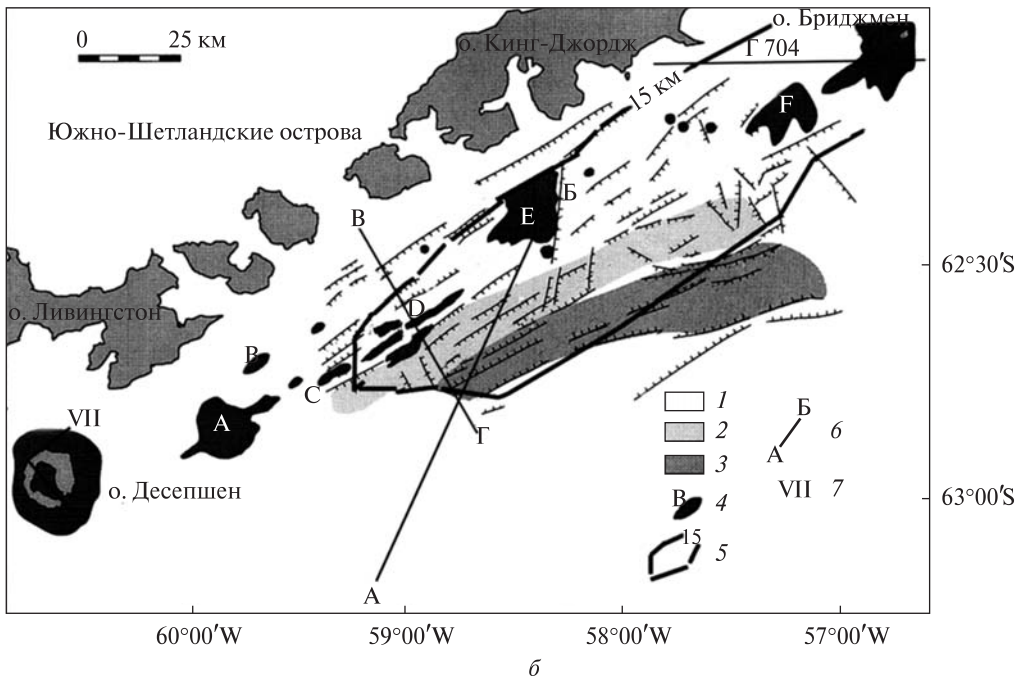
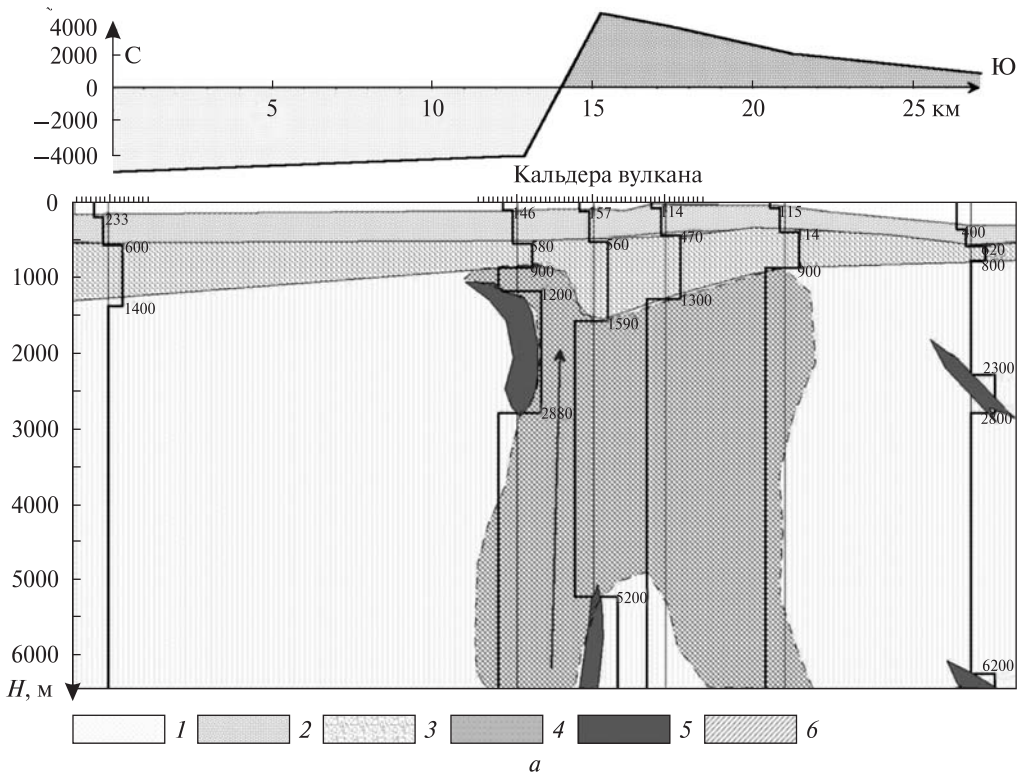


Рис. 5. Глубинный разрез земной коры вдоль профиля VII над вулканом Десеппшн по данным СКИП-ВЭРЗ (а) и положение профилей съемки в котловине Брансфилд (б) на тектонической схеме [15]: а — 1 — вода; 2 — первый осадочный слой; 3 — второй осадочный слой; 4 — породы фундамента; 5 — зоны даек в фундаменте; 6 — зоны дробления и частичного плавления; б — 1 — 3 — осадки мощностью 100—200 м до 800 м; 4 — выходы вулканических пород фундамента на поверхность дна; 5 — область котловины Брансфилд с минимальной мощностью земной коры, по [11]; 6 — положение профилей магнитной съемки, 7 — положение VII профиля СКИП-ВЭРЗ через вулкан Десеппшн

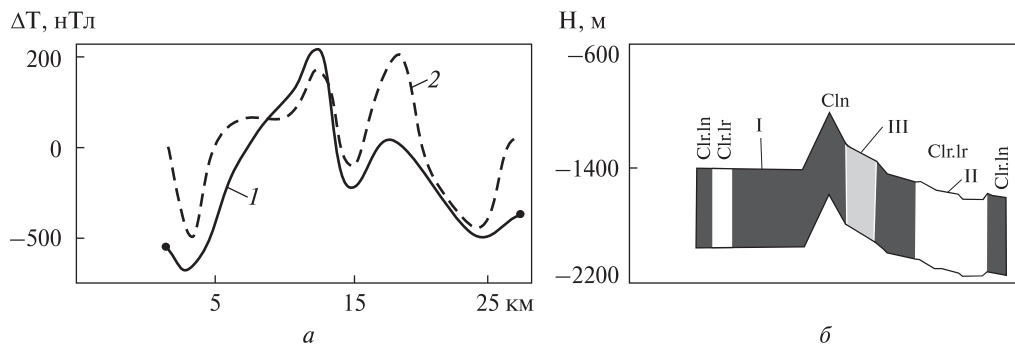


Рис. 6. Пример интерпретации магнитных аномалий рифтовой зоны пролива Брансфилд вдоль профиля В—Г, по [8]: *а* — Кривые: 1 — наблюдаемая; 2 — модельная; *б* — I — положительно намагниченное тело; II — отрицательно намагниченное тело; III — тело с пониженной намагниченностью. Мощность магнитоактивного слоя — 0,5 км, намагниченность — 5 А/м. Положение профиля В—Г приведено на рис. 1, 2, 5

тела (рис. 4, *а*). Эти предположения подтверждаются результатами формального моделирования источников магнитных аномалий телами, расположенными на глубине до 10 км, для которых получены расчетные значения намагниченности (рис. 3, *а*). Следует отметить, что средние значения параметра Q для всех измеренных образцов Антарктического полуострова близки к единице, что подтверждает обычно принятое при интерпретации предположение о субпараллельности индуктивной и остаточной намагниченностей при формировании магнитоактивных источников.

Интерпретация магнитных аномалий, выполненная нами для серии профилей (А—Б, Г704 и др.), пересекающих вулканические структуры Центральной котловины Брансфилд (горы Экс и Орка, поднятие Три сестры, хребет Хук) показала (рис. 4), что нижняя кромка магнитоактивных тел не опускается ниже 10—12 км, что свидетельствует о коровом размещении их источников и относительно неглубоком залегании поверхности Кюри для титаномагнетитов. Этот вывод подтверждается также результатами исследований методом ВЭРЗ вдоль пролива Брансфилд, где в разрезе верхней части земной коры [14] выделена серия вулканических тел наклонного залегания по всему профилю и показано отсутствие вертикальных вулканических тел с глубокими корнями мантийного происхождения. Сокращенная мощность земной коры в районах локального расположения подводных вулканов пролива Брансфилд, выявленная на глубинных разрезах Центральной котловины по данным ВЭРЗ (проф. Г 5, рис. 1), также подтверждает наличие в литосфере благоприятных условий для формирования зон промежуточной кристаллизации глубинного вещества.

Положение подводных вулканов по данным геоэлектрической съемки уверенно фиксируется также высокоградиентными зонами смены знака аномальных значений СКИП. Такой характер аномального изменения поля был зафиксирован геоэлектрической съемкой в районе вулканического комплекса о. Десепшн в 2004 г. (рис. 5) и в районе грязевых вулканов Джау-Тепе и Андрусова на Керченском полуострове (2005). Над кальдерой острова Десепшн закартирована зона пониженного сопротивления (зона дробления), источником которой могут быть частично расплавленные породы на глубине 1, 5—6,5 км. На возмож-

ное существование магматической камеры в верхней части коры указывают и результаты сейсмических исследований [14]. Повышенная гидротермальная активность в районе о. Десеппен, наличие большого количества кратеров на суше, фумарол и многих подводных вулканов в юго-восточной части острова свидетельствуют о крупных размерах источников магмы и флюидов, генетически связанных не только с локальными, но и с региональными процессами тектонической и геодинамической эволюции региона.

Результаты моделирования аномалий магнитного поля пролива с позиций активного спрединга вдоль профиля А—Б в соответствии с номенклатурой хрон для ультрамедленно разрастающихся хребтов срединного типа со скоростью разрастания около 0,3 см/год [8] представлены на рис. 6.

Сложный характер пространственного и глубинного распределения вулканических построек и субпараллельных трещинных излияний поднятия Три Сестры влияет на вид и амплитуду магнитных аномалий, чем, вероятно, и вызваны значительные несоответствия модельной и наблюдаемой кривых (рис. 6). Полученный же путем подбора модели возраст пород подтверждают результаты датирования драгированных в неовулканической зоне базальтов, характерных для молодых (1—2 млн лет) рифтовых зон (эпоха Брюнеса-Матуямы). Следует отметить, что предполагаемая связь между телом с пониженной намагниченностью (рис. 6) и расположением приповерхностной магматической камеры (с расплавами) не находит подтверждения по результатам профиля ВЭРЗ для поднятия Три Сестры. Такая камера обнаружена нами только под о. Десеппен.

Структура земной коры котловины Брансфилд по сейсмическим и геоэлектрическим данным

Особое значение для исследования тектонической эволюции этого региона имеют данные о мощности и структуре земной коры. Глубинную структуру пролива Брансфилд активно изучали сейсмическими методами на протяжении последних 50 лет, в том числе и польские исследователи по сети профилей глубинных сейсмических зондирований (DSS) в 1979—1991 гг. [12, 13, 18]. Это позволило установить основные закономерности его глубинного строения, хотя полученные результаты исследований значительно различаются [11, 13, 18].

В сейсмическом разрезе земной коры платформенной части пролива Брансфилд ниже осадочного слоя выделяют три слоя со скоростью V_p , равной 5,3—6,0; 6,35—6,8 и 6,9—7,3 км/с, а в осевой части котловины скорости в нижней части коры существенно выше: 7,2—7,85 км/с [18].

Детальное описание результатов этих масштабных сейсмических исследований приведено во многих публикациях [12, 13, 18], поэтому здесь мы ограничимся сопоставлением разрезов, полученных по сейсмическим данным вдоль профиля DSS-17 [18], и по результатам работ методом ВЭРЗ вдоль профиля Г 2 (17). Профиль DSS-17 (на рис. 1 — Г 2 (17)) длиной 310 км был отработан в 1987 г. вкрест простирания желоба через гряду Южношотландских островов и пролив Брансфилда до Антарктического полуострова (рис. 1). Глубина раздела Мохо изменяется вдоль этого профиля от 10 км для океанской коры под проливом Дрейка и Южношотландским желобом до 40 км под Антарктическим полуостровом (рис. 7, а). Высокие значения скоростей под трогом Брансфилд авторы относят к обогащенной мантийными выплавками нижней части земной коры (рис. 7, а),

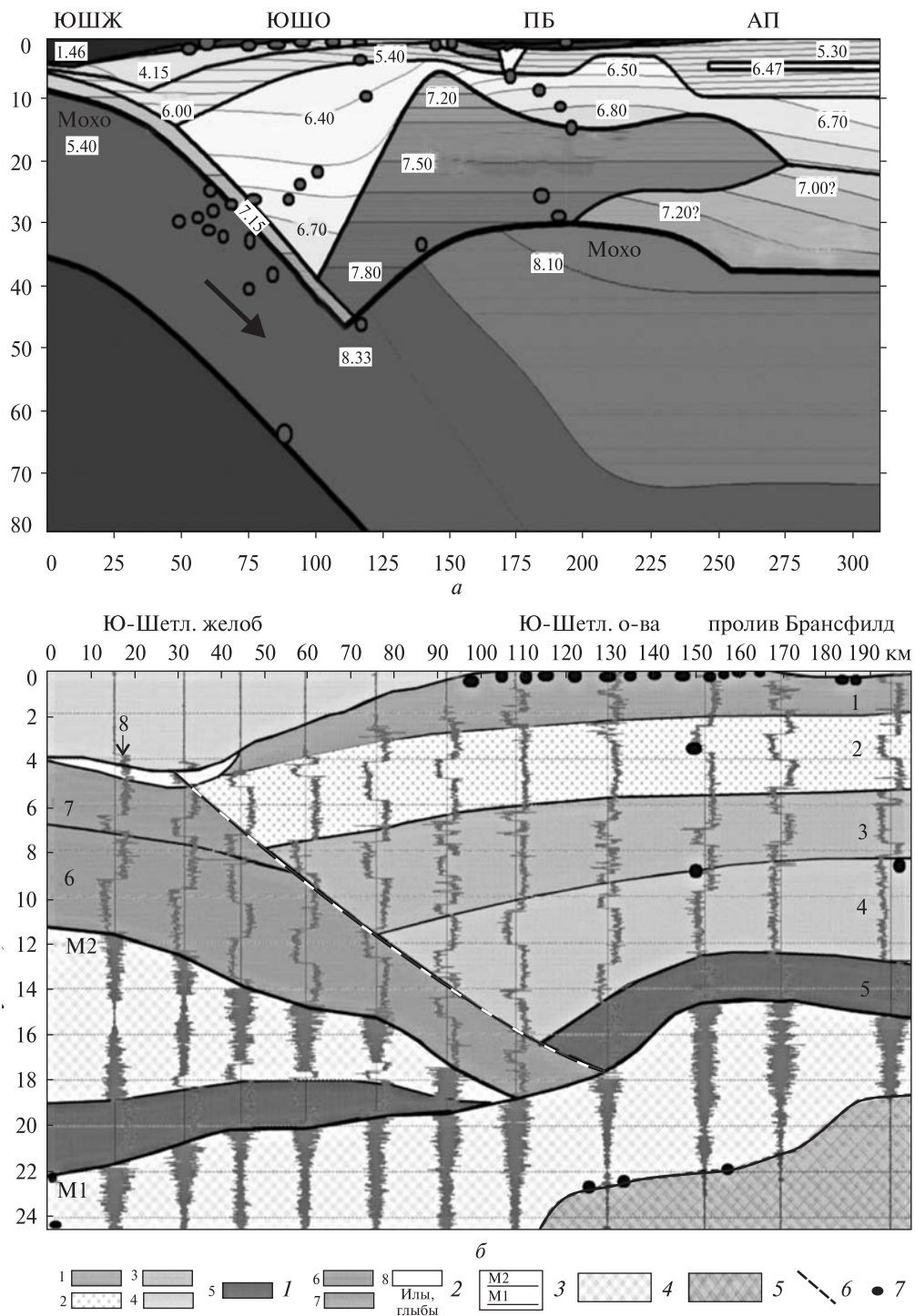


Рис. 7. Глубинные разрезы вдоль профиля DSS-17: *а* — сейсмический разрез, по [18]. Цифры — скорость *P*-волн в км/с. ЮШЖ — Южношотландский желоб; ЮШО — Южношотландские острова; ПБ — пролив Брансфилд; АП — Антарктический полуостров; *б* — разрез вдоль профиля Pr-2 (DSS-17) через Южношотландский желоб по данным ВЭРЗ (2012): 1 (1–5) — комплексы пород континентальной коры; 2 (6–8) — комплексы пород океанической коры; 3 — геoeлектрические границы типа граница Мохо; 4 — породы верхней мантии; 5 — высокотемпературные зоны пород верхней мантии; 6 — тектонические нарушения; 7 — схематизированное положение очагов землетрясений. Положение профиля приведено на рис. 1

лежащей выше мантийных пород, со скоростью 8,1 км/с [13, 18]. Многие исследователи относят породы этой коро-мантийной смеси к верхней мантии, что значительно уменьшает значение мощности земной коры в проливе Брансфилд [11]. Следует отметить, что осредненные характеристики земной коры пролива заметно отличаются от таковых для структур континентальной окраины Земли Грейама, расположенной южнее полуострова Тринити.

Положение профиля ВЭРЗ Pr-2 (17) точно соответствует положению северо-западной части сейсмического профиля DSS-17 через желоб и пролив Брансфилд, что позволяет более объективно сопоставить глубинные разрезы, полученные методами ГСЗ и ВЭРЗ (рис. 7, а, б).

Представленный разрез (рис. 7, б) существенно отличается от сейсмического разреза DSS-17 (рис. 7, а) как в океанической, так и в континентальной части. В океанической части геоэлектрический разрез содержит на глубине 18–20 км дополнительный горизонт мощностью 1–3 км, указывающий на наличие мантийных неоднородностей. На сейсмическом разрезе мантийные неоднородности в океанической части профиля не выделяются. При переходе в континентальную часть на геоэлектрическом разрезе отмечается значительное погружение непрерывной границы M2 (аналога сейсмического раздела Мохо) с 11 км (пролив Дрейка) до 18 км (Южные Шетландские острова). Ниже (на глубине 18–22 км) прослеживаются породы верхней мантии, которые в виде единого горизонта подстилают земную кору всего тектонического пояса от пролива Дрейка до пролива Брансфилд, где в глубинном разрезе дополнительно выделяется высокотемпературная зона пород верхней мантии на глубине 19–24 км.

По данным ВЭРЗ, пограничный контакт пород океанической и континентальной коры проходит по тектоническому нарушению и заканчивается на глубине 17–18 км (рис. 7, б).

Сейсмические исследования последних лет [16] показали, что океаническая кора здесь отсутствует. Сейсмические модели, для построения которых использованы данные поперечных и объемных волн, подтверждают существенную неоднородность строения земной коры пролива. Согласование сейсмических данных разных модификаций получено лишь при $V_p / V_s > 1,85$, что можно объяснить наличием в разрезе аномально горячего вещества и широким развитием вулканических образований вдоль осевой зоны пролива Брансфилд. Мантийное вещество на относительно небольшой глубине котловины влияет также на особенности стадийного формирования рифтогенных процессов, в значительной степени усложняя современную структуру котловины Брансфилд.

Характерная особенность *распределения очагов землетрясений* — в проливе их большинство концентрируется на глубине до 30–40 км. Ориентация главных осей напряжения и направления смещения по разломам в очагах землетрясений определяются разломами растяжения северо-западной ориентации. Это свидетельствует о том, что значительная часть землетрясений здесь связана с тектоническим формированием разломных зон, процессами рифто- и вулканообразования, а не активными современными субдукционными процессами.

О возможных этапах развития пролива Брансфилд

Формирование крупных вулканических центров относится к современному этапу геодинамического развития структур пролива Брансфилд. Предмет активного обсуждения — проблема происхождения и движущих сил развития этого бассейна. Наиболее распространена гипотеза о формировании структур растяжения и рифтовой системы пролива Брансфилд в результате уменьшения скорости субдукции плиты Феникс (в области Южношотландского желоба) и отката литосферного слэба [4, 8, 9, 10, 18]. Предполагается также, что формирование структур пролива может быть вызвано воздействием тектонических деформаций со стороны хребта Южный Скоша [5], разрастанием (в западном направлении) Американско-Антарктического хребта [8] или процессом западного перемещения в область пролива Брансфилд палеограниц Антарктической плиты и плиты Скоша [15]. Процессы эволюции могут также в значительной мере определяться (в условиях умеренного раздвижения между континентальными массивами Южной Америки и Западной Антарктики) особенностями внедрения в верхние горизонты литосферы и перемещения в восточном направлении мантийного плюма [2, 6]. Еще в 1997 г. нами было высказано предположение о том, что кора в проливе Брансфилд — субокеаническая, а ее генезис может быть связан с подъемом мантийного вещества, расколом в осевой части пролива с образованием неовулканической зоны и формированием молодой рифтовой системы, локализованной под осью трога в Центральной котловине Брансфилда. На разных этапах развития пролива могло происходить усиление или ослабление влияния каждого из указанных факторов на ход эволюции его структур. Учитывая предполагаемый возраст пролива Брансфилд (26—37 млн лет), близкий ко времени обширного погружения (до 4,0—5,0 км) структур пролива Дрейка, а также других протяженных участков антарктического побережья [2, 6], следует предполагать наличие единого регионального источника таких преобразований.

Исходя из результатов экспериментальных данных [3], можно предполагать, что крупный мантийный плюм, сформировавшийся в области аномально повышенной температуры, разрушил внешнюю оболочку литосферы и был выжат на поверхность, что привело к образованию обширных полей платобазальтов между материками Южной Америки и Антарктиды [6]. В процессе их остывания происходила коренная переработка верхних слоев земной коры и формирование трещин, заполненных вулканическими породами, возраст которых уменьшался по мере удаления от континента. Поэтому возраст датированных линейных магнитных аномалий в проливе Дрейка и море Скоша может отражать время остывания расплавов, выжатых на поверхность в результате периодических процессов изменения теплового режима обширных участков верхней мантии [3]. Косвенное подтверждение реальности таких процессов — обнаружение и картирование по данным ВЭРЗ областей локального подъема (хребет Западный Скоша, разлом Шеклтона) высокотемпературных пород верхней мантии [14], положение которых подтверждается и по результатам геофизических исследований в котловине Она. Возможно, именно таким механизмом можно объяснить наличие на глубинных разрезах ВЭРЗ в проливе Дрейка и море Скоша протяженных зон неоднородностей ниже раздела Мохо, которые могут отражать процессы переработки первичной коры в результате выжимания высокотемпературных мантийных расплавов в литосферу структур региона.

Выводы

Приведенные в данной статье геолого-геофизические характеристики свидетельствуют о значительной сложности и неоднородности тектонических процессов формирования и эволюции структур тихоокеанской окраины Антарктического полуострова.

Полученные данные ВЭРЗ не подтверждают наличия в разрезе коры признаков отчетливо выраженной субдукции ложа пролива Дрейка под континентальную окраину Антарктического полуострова, указывая на значительную роль вертикальных и надвиговых движений в образовании Южношотландского желоба, возникшего в результате расширения и формирования молодого рифта в Центральной котловине пролива Брансфилд. Показано, что источники аномалий магнитного поля связаны с процессами развития неовулканической зоны и этапами формирования котловины Брансфилд. Предложен возможный механизм эволюции структур материковой окраины Антарктического полуострова как результат воздействия выжатого в верхние горизонты литосферы обширного мантийного плюма, последующее остывание расплавов которого привело к наращиванию и преобразованию фрагментов первичной коры. На этом этапе (30—26 млн лет назад) происходило резкое опускание обширных территорий региона и раскол коры на периферии Антарктического полуострова, формирование протяженного грабена в осевой зоне пролива и заполнение его осадками. На последующих этапах развития происходила активизация вулканической деятельности, а также формирование молодой рифтовой системы, локализованной под осью трога в Центральной котловине Брансфилда. Ее возраст не превышает 1—3 млн лет, что подтверждается возрастом датированных магнитных аномалий и возрастом базальтов, драгированных из подводных вулканов пролива. Вполне вероятно, что на формирование молодого рифта в проливе Брансфилд (в условиях разнонаправленных перемещений плит Скоша и Антарктической) значительное влияние оказала активизация тектонических подвижек со стороны Южного хребта Скоша, возраст которой не превышает 4 млн лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахмутов В.Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезокайнозое: современные представления. *Український Антарктичний журнал*. 2006. № 4—5. С. 52—63.
2. Козленко Ю.В., Козленко М.В. Применение плотностного моделирования для решения вопроса о природе пролива Брансфилд. *Геофиз. журн.* 2011. 33, № 4. С. 142—152.
3. Ромашов А.Н. Планета Земля: Тектонофизика и эволюция. М.: 2003. 261 с.
4. Тетерин Д.Е., Дубинин Е.П., Удинцев Г.Б. и др. Основные тектонические элементы плиты Скоша. *Океанология*. 2015. 55, №2. С. 262—271.
5. Тетерин Д.Е. Геодинамическая эволюция пролива Дрейка в постмиоценовое время, Западная антарктика, Южный океан. *Физика Земли*. 2011. № 8. С. 3—19.
6. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова и др. Пролив Дрейка и море Скоша — океанские ворота Западной Антарктики. Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen. 2010. С. 66—90.
7. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо-Зальдивар Х. и др. Строение коры пролива Брансфилд. *Океанология*. 2015. 55, № 1. С. 126—138.
8. Barker D.H.N., Austin J.A. Rift propagation, detachment faulting and associated magnetism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *J. Geoph. Res.* 1998. 103 (B10). p. 24017—24043.

9. Barker D.H.N., Austin J.A. [1998] Rift propagation, detachment faulting and associated magnetism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*. 103 (B10). – P. 24017–24043.
10. Catalan M., Galindo-Zaldivar J., Davila J.M. et al. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis. *Tectonophysics*. 2013, **585**. P. 102–112.
11. Christeson G.L., Barker D.H.N., Austin J.A., Dalziel W.D. Deep crustal structure of Bransfield Strait: initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *J. Geophys.* 2003. Res. **108**. P. 2492–2514. doi: 10.1029/2003JB002468
12. Grad M., Guterch A., Janik T. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica. *Geophys. J. Int.* 1993. **115**. P. 568–600.
13. Janik T., Grad M., Guterch A., Sroda P. The deep seismic structure of the Earth's crust along Antarctic Peninsula – A summary of the results from polish geodynamical expeditions. *Global and Planetary Change*. 2014. doi: 10.1016/j.gloplacha. 2014.08.018.
14. Levashov S.P., Yakymchuk N.A., Korchagin I.N. et al. Geophysical models of Drake Passage and Bransfield Strait crustal structure. *Ukr. Antarctic J.* 2008. № 6. P. 914.
15. Lodolo, E., L. F. Perez. An abandoned rift in the southwestern part of the South Scotia Ridge (Antarctica): Implications for the genesis of the Bransfield Strait. *Tectonics*. 2015. **34**, doi: 10.1002/2015TC004041.
16. Soloviev V., Korchagin I., Levashov S., Yakymchuk N., Bozhezha D. Central Basin of the Bransfield Strait: magnetic anomalies and the formation stages of the Antarctic Peninsula continental margin structures. *15th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects*. doi: 10.3997/2214–4609.201600452
17. Vuan A., Robertson Maurice S.D., Wiens D.A., Panza G.F. Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography. *Tectonophysics*. 2005. **397**. P. 241–259.
18. Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T. and Grad M. Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin. *Geophys. J. Int.* 2011. **184**. P. 90–110.

Статья поступила 25.06.2016

*В.Д. Соловійов, І.М. Корчагин,
С.П. Левашов, М.А. Якимчук, Д.Н. Божежа*

БУДОВА І ЕТАПИ РОЗВИТКУ СТРУКТУР ЗЕМНОЇ КОРИ ПРОТОКИ БРАНСФІЛД (ЗАХІДНА АНТАРКТИКА) ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Запропоновано можливий механізм еволюції структур материкової окраїни Антарктичного півострова як результат впливу прониклого у верхні горизонти літосфери великого мантієного плюму, подальше охолодження розплавів якого призвело до нарощування і перетворення фрагментів первинної кори даного регіону. На цьому етапі (30–26 млн років тому) відбулося різке опускання великих територій регіону і розкол кори на периферії Антарктичного півострова, формування протяжного грабена в центрі протоки і заповнення його осадом. На подальших етапах розвитку відбувалася активізація вулканічної діяльності, а також формування молоді рифтової системи, локалізованої під віссю трого в Центральній улоговині Брансфілда. Її вік не перевищує 1–3 млн років, що підтверджується віком датованих магнітних аномалій і віком базальтів, драгованих з підводних вулканів протоки. Цілком імовірно, що на формування молодого рифта в протоці Брансфілд (в умовах різноспрямованих переміщень плит Скоша і Антарктичної) значний вплив мала активізація регіональних тектонічних посувань з боку Південного хребта Скоша, вік якої не перевищує 4 млн років.

Ключові слова: Антарктичний півострів, протока Брансфілд, геофізичні дослідження, глибинна будова, етапи розвитку.

*V.D. Solovyov, I.N. Korchagin,
S.P. Levashov, N.A. Yakymchuk, D.N. Bozhezha*

STRUCTURE AND STAGES OF THE DEVELOPMENT
OF THE EARTH'S CRUST FEATURES OF BRANSFIELD STRAIT
(WEST ANTARCTICA) FROM GEOPHYSICAL STUDIES

The Ukrainian Antarctic expeditions have acquired new geophysical data along profiles across Drake Passage and the Bransfield Strait for its crustal structure studying. Possible hypothesis for geodynamical and evolution processes forming at the Bransfield Strait may be proposed. Data obtained appear that evolution of this region was determined as a result of a hot mantle plume moving and evolution (30—26 my ago) with a subsidence of the vast areas of this region and graben formation in the centre of the Bransfield Strait. Then there was an activation stage of volcanic activity and the formation of young rift system, localized under the trough axis in the Bransfield Basin at subsequent stages of development. Its age does not exceed 1—3 my, which is confirmed by the age of dating magnetic anomalies and the basalts age dredged from submarine volcanoes at the Strait. It is likely that the activation of tectonic movements of the South Scotia Ridge (whose age does not exceed 4 my) with real effects of the multidirectional movements of the Scotia and the Antarctic plates had a significant influence on formation of the young rift zone in the Bransfield Strait. New data give additional information for better understanding the evolution stages of structures in this region.

Key words: *Antarctic Peninsula, Bransfield Strait, geophysical surveys, deep structure, formation and evolution stages.*