

Происхождение и история развития пролива Брансфилда (с учетом интерпретации данных ГСЗ)

© Ю. В. Козленко, М. В. Козленко, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 3 февраля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

На основі аналізу матеріалів ГСЗ показано принципову різницю в будові земної кори північно-західних материкових окраїн півострова Триніті (субокеанічній) та Землі Грейама (субконтинентальній). Виходячи з подоби геоморфологічних елементів по обидва боки трогоу Брансфілда, Антарктичний півострів і Південношетландські острови могли складати єдину структуру, на підставі чого зроблено висновок щодо ймовірного походження проливу в результаті спредингового розсуву дна внаслідок рифтогенезу. За даними GPS-спостережень розраховано, що розкриття проливу Брансфілда могло початися в інтервалі 26—37 млн років тому, тобто в пізньому палеогені — ранньому неогені. На основі інтерпретації сейсмічних моделей запропоновано схему історії розвитку проливу Брансфілда.

Essential difference in the structure of the earth's crust of the northwestern continental margins of the Trinity peninsula (suboceanic) and Graham Coast (subcontinental) has been shown on the base of DSS data analysis. In agreement with similarity of geomorphologic elements on both sides of Bransfield Trough it has been shown that the Antarctic Peninsula and South-Shetland islands could be a single structure that was a reason to come to conclusion on the probable origin of the straight as a result of spreading motion apart of the bottom as a result of riftingogenesis. Using GPS observations data it was calculated that the opening of the Bransfield Straight could begin within the interval of 26—37 mil years ago, i.e. in the Late Paleogene — Early Neogene. A scheme of the history of the Bransfield Straight development has been proposed on the base of seismic models interpretation.

Введение. Северо-западная часть Антарктического полуострова делится на два района — южный (Земля Грейама) и северный (полуостров Тринити). Их материковые окраины имеют различные геоморфологические особенности. У побережья Земли Грейама (от о-ова Аделаида до о-ова Брабант) цепь крупных островов удалена от полуострова на расстояние 10—35 км, шельф характеризуется достаточно выровненным рельефом с глубинами до 500 м, континентальный склон плавно переходит в океаническое ложе (рис. 1). В прибрежной полосе северной области расположены группы небольших островов и скал. Более значительные по размеру острова объединяются в Южно-Шетландскую гряду, которую от полуострова отделяет широкий (более 110 км) и глубокий (до 2 км) пролив Брансфилда. Материковое подножье осложнено Южно-Шетландским желобом.

По батиметрическим особенностям пролив Брансфилда длиной примерно 300 км разделяется на две полосы: к материку примыкает мелководная (до 200 м) платформа шириной порядка

30 км, к Южно-Шетландским островам — трог шириной около 50 км с глубинами дна до 2000 м (рис. 2). Такие различия в строении дна указывают на различные условия образования юго-восточной и северо-западной частей пролива.

Представления об истории развития Антарктического полуострова основаны преимущественно на положениях плитовой тектоники, в соответствии с которой основную роль в развитии этого сегмента Западной Антарктики сыграли горизонтальные перемещения крупных океанических блоков — Тихоокеанского и Скоша [Barker, 1982; Pelayo, Wiens, 1989; Бахмутов, 2006]. По мнению большинства исследователей, существующая геоморфологическая структура континентальной окраины северной оконечности Антарктического полуострова возникла в результате пододвигания плиты Феникс под Южно-Шетландские острова, в тылу которых возник задуговой бассейн — пролив Брансфилда [Birkenmajer, 1992; Lawver et al., 1995; Christeson et al., 2003].

Структура литосферы северо-западной окраины Антарктического полуострова по

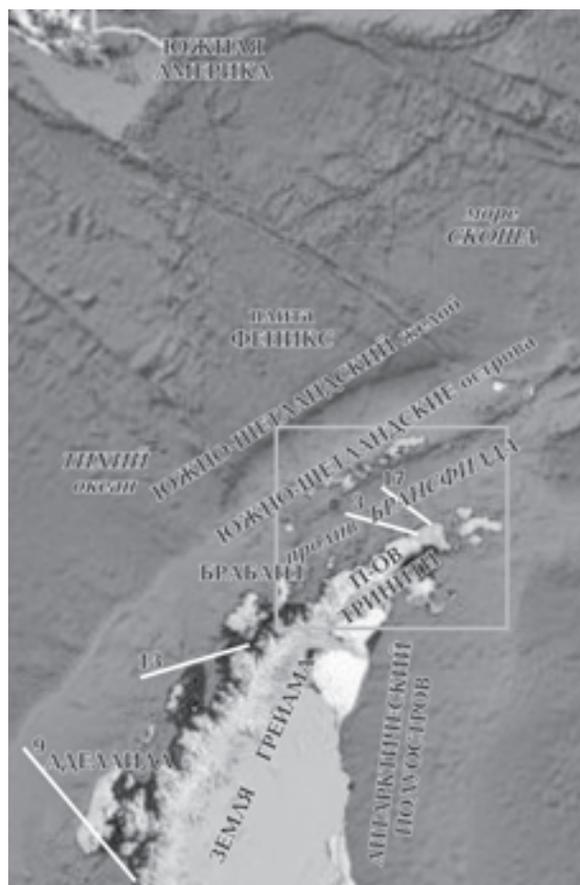


Рис. 1. Структура Западной Антарктики. Прямоугольником выделен район исследований. Обозначены интерпретационные профили и их номера.

сейсмическим данным. Строение земной коры и верхней мантии пролива было изучено методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в рамках польских геодинамических экспедиций. Сейсмическое моделирование [Janik, 1997] показало, что кристаллический фундамент в проливе Брансфилд сложен тремя слоями (рис. 3 а, б). Верхняя толща в целом характеризуется скоростями 5,30—5,70 км/с, в центральной части трога и на окраине Антарктического полуострова отмечены локальные тела со значениями $V_p=6,40\div 6,50$ км/с. Во втором слое скорости продольных волн составляют 6,35—6,85 км/с. В нижней части консолидированной коры выявлено сложное распределение скоростей: в приматериковой области (платформа Брансфилда) значения меньше, чем в центральной части пролива (трог Брансфилда): 6,90—7,30 и 7,35—7,85 км/с соответственно. Граница между этими разноскоростными блоками залегает наклонно, погружаясь к центру трога до смыкания с поверхностью «нормальной» мантии, для которой зафиксирована скорость 8,1 км/с. Значения $V_p > 7,5$ км/с глубже 15 км под трогом Брансфилда интерпретируются по-разному: по мнению [Janik, 1997], блок высоких скоростей представлен преобразованной под воздействием мантийных вышпавок корой, тогда как [Christeson et al., 2003] расценивают такие параметры как характерные для верхней мантии.

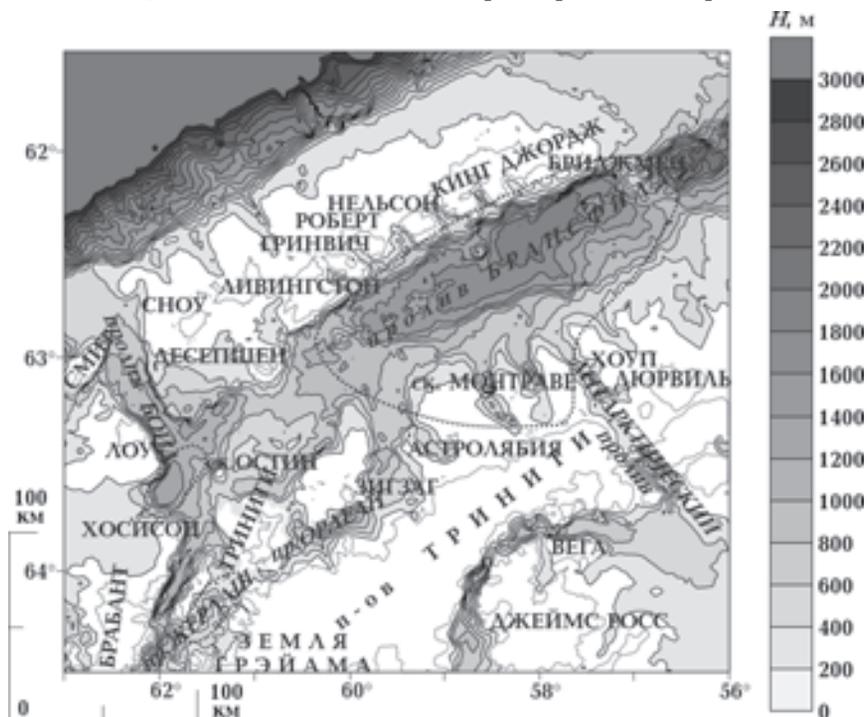


Рис. 2. Карта батиметрии пролива Брансфилда с положением высокоскоростных тел по [Janik et al., 2006].

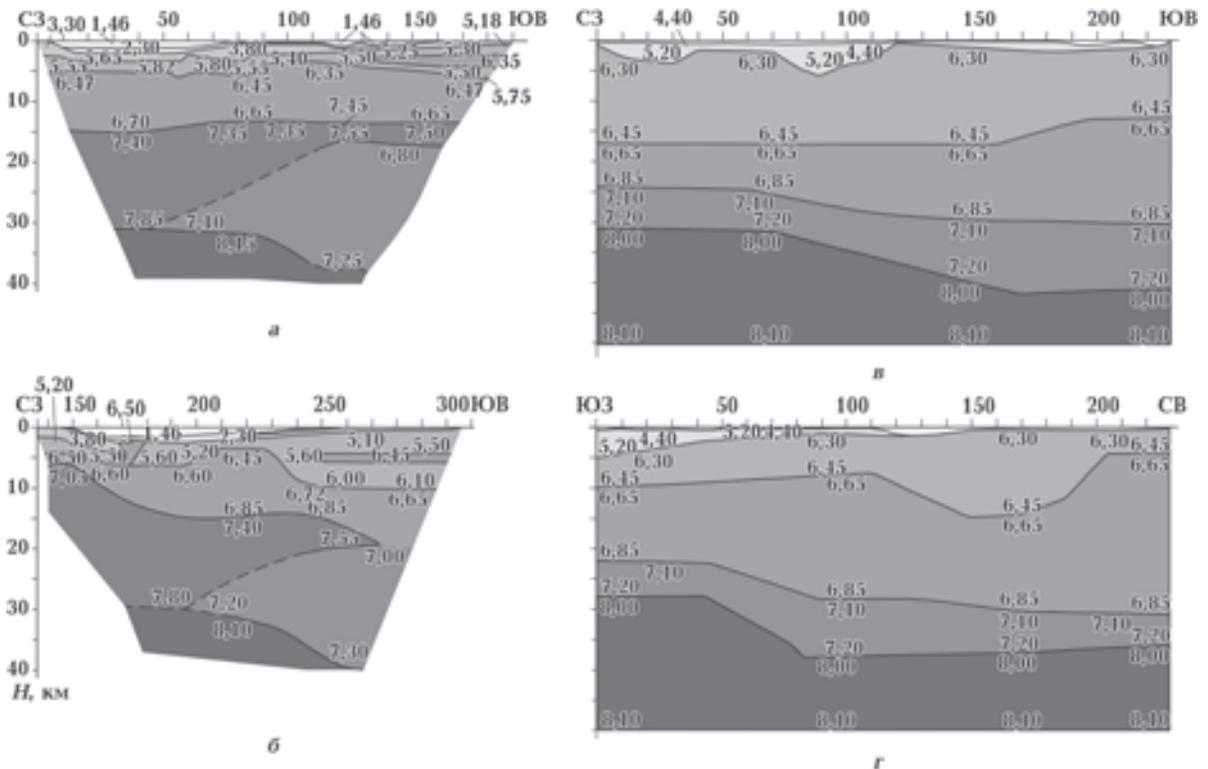


Рис. 3. Сейсмические модели по профилям ГСЗ: а — № 3, б — № 17 по [Janik, 1997]; в — № 9, г — № 13 по [Sroda et al., 1997]. Значения V_p в км/с.

Глубинное строение пролива Брансфида (см. рис. 3, а, б) [Janik, 1997] существенно отличается от структуры коры и верхней мантии западной континентальной окраины Земли Грейама — блока Аделаида-Брабант (см. рис. 3, в, г) [Sroda et al., 1997]. Хотя фундамент обеих областей подразделяется на три слоя, их характеристики существенно отличаются (табл. 1).

В пределах пролива Брансфида слои имеют неравномерное распределение значений V_p и сложную конфигурацию границ, скачки скорости на которых составляют 0,6—0,7 км/с (см. рис. 3, а, б). В блоке Аделаида-Брабант, напротив, скорости в слоях консолидированной коры выдержаны по простиранию, границы между слоями сглажены (см. рис. 3, в, г) и характеризуются перепадом скоростей 0,2—0,25 км/с (см. табл. 1).

Параметры коры в пределах материковой окраины Земли Грейама близки к характеристикам континентальных областей [Трипольский, Шаров, 2004]. Однако по данным петрофизического моделирования [Корчин и др., 2010] в данном районе практически полностью отсутствует гранитный слой, поэтому

Таблица 1. Скорости продольных волн северо-западной континентальной окраины Антарктического полуострова по данным ГСЗ

Слой консолидированной коры	Пролив Брансфида [Janik, 1997] V_p , км/с		Блок Аделаида—Брабант [Sroda et al., 1997] V_p , км/с
	платформа	трог	
1	5,30		6,30
	5,70		6,45
2	6,35		6,65
	6,85		6,85
3	7,50	7,35	7,10
	6,90		
	7,30	7,85	7,20

кору можно отнести к субконтинентальному типу. Значения скоростей в фундаменте северо-западного побережья п-ова Тринити соответствуют величинам V_p , определенным для океанических базальтов, пород океанического слоя 3 и габброидов соответственно [Русаков, 1984]. Таким образом, можно сделать вывод, что в проливе Брансфида, в отличие от континентальной окраины Земли Грейама, сформировалась кора субокеанического типа.

Спрединговое происхождение трога Брансфилда. Образование субокеанической коры является следствием рифтогенеза — внедрения мантийного вещества в нижнюю часть коры, ее проплавления и проседания поверхности фундамента. Следствием длительной активности рифта обычно является спрединг: кора разрывается с последующим раздвижением литосферных блоков в стороны от линии раскола. Под трогом Брансфилда сейсморазведкой отмечены подъем Мохо до 30 км, существование блока повышенных скоростей

мощностью порядка 15 км, погружение кровли консолидированной коры до глубины 3 км. Такие параметры литосферы указывают на рифтовую природу трога. Остается выяснить, происходил ли в пределах пролива Брансфилда процесс спрединга или же трог возник в результате вертикальных движений литосферы вследствие базификации коры, как предполагают [Удинцев, Шенке, 2004].

Для выяснения этого вопроса были сближены бровки шельфов Южно-Шетландской гряды и прилегающих к Антарктическому по-



Рис. 4. Совмещение бортов трога Брансфилда. Современное положение: 1 — береговой линии; 2 — бровки шельфа; смещенное положение: 3 — береговой линии; 4 — бровки шельфа; 5 — предполагаемая линия раскола трога; 6 — вектора относительного перемещения на пунктах GPS-наблюдений в районе антарктических станций (А — Артигас, Д — Джу-бани, П — Капитан Артуро Прат, У — Грейт Уолл); 7 — перемещение пунктов GPS-наблюдений.

луострову островов (рис. 4). За бровку шельфа была принята изобата 200 м, поскольку в данном районе континентальный склон начинается на глубинах 150—250 м с преобладанием значений 200 м [Gracia et al., 1996]. При совмещении крайних восточных точек бровок шельфа у островов Кинг-Джордж и Дюрвиль с поворотом гряды на 6,5° по часовой стрелке между 55°20' и 59° з.д. пониженные и повышенные элементы рельефа по обе стороны трога расположились напротив друг друга. При этом образовалась единая система, длинная ось которой совпадает с простираем северо-западного берега п-ва Тринити, Южно-Шетландских островов и трога Брансфилда, а перпендикулярными элементами являются приподнятые геоморфологические структуры Астролябия — Ливингстон, Монтраве — Гринвич, Журден — Роберт, Хоуп — Нельсон и Дюрвиль — Кинг-Джордж. Из этого следует, что Антарктический полуостров и Южно-Шетландские острова имели общий тектонический каркас, который в процессе эволюции раскололся вследствие рифтогенеза. В настоящее время указанные структуры находятся на значительном расстоянии друг от друга, что свидетельствует о расхождении бортов трога в стороны. Это позволяет сделать вывод о спрединговой природе пролива Брансфилда.

В результате рифтового раздвижения земной коры центральная часть Южно-Шетландской гряды переместилась относительно п-ова Тринити в северо-западном направлении. При этом азимуты движения изменяются от 305,3° для юго-восточной оконечности острова Кинг-Джордж (мыс Мелвилл) до 292,0° для северо-западного края о-ова Ливингстон (мыс Старт Пойнт). Полученные значения достаточно хорошо коррелируются с данными, определенными на основании GPS-

наблюдений на территории Антарктического полуострова: векторы скоростей относительных смещений в пределах изучаемого района лежат в диапазоне 306,5°—282,4° [Dietrich et al., 2001]. Следует отметить, что для станции Капитан Артуро Праг на о-ове Гринвич азимут современного движения идентичен тренду, полученному при совмещении бортов трога Брансфилда, и равен 298,9°. Различие азимуты перемещения для восточной и западной точек Южно-Шетландской гряды объясняется общим ротационным движением Антарктической плиты [Dietrich et al., 2004].

Возраст пролива Брансфилда. Время начала T_n рифтового раздвижения в районе исследований можно рассчитать, определив длительность процесса ΔT и время его окончания T_k :

$$T_n = T_k - \Delta T.$$

Учитывая, что вулканическая деятельность в центральной части пролива Брансфилда продолжается до сих пор [Gonzalez-Ferran, 1985; Birkenmajer, Keller, 1990], $T_k=0$ и, следовательно, $T_n=-\Delta T$.

Длительность процесса спрединга можно вычислить, исходя из скоростей движения Южно-Шетландских островов относительно Антарктического полуострова, полученных по данным GPS-наблюдений [Dietrich et al., 2001] и измерений величины перемещения соответствующих пунктов (см. рис. 4). Исходные данные и результаты вычислений представлены в табл. 2.

Полученные результаты значительно отличаются друг от друга. Время зарождения рифта колеблется от раннего олигоцена (P_{3r}) до середины миоцена (N_{11}). Принимая во внимание величину современной относительной скорости, измеренную на о-ове Гиббс (2,8 мм/год) [Dietrich et al., 2001], можно считать, что значе-

Таблица 2. Параметры перемещения Южно-Шетландских островов относительно Антарктического полуострова

Пункт наблюдения	Скорость перемещения, мм/год [Dietrich et al., 2001]	Величина перемещения, км	Длительность процесса спрединга, млн лет	Время начала рифтогенеза, век
ст. Капитан Артуро Праг о-ов Гринвич	2,7	69,8	25,8	Аквитанский N_{1a}
ст. Грейт Уолл о-ов Кинг-Джордж	2,2	74,1	33,7	Рюпельский P_{3r}
ст. Артигас о-ов Кинг-Джордж	2,0	74,1	37,1	Рюпельский P_{3r}
ст. Джубани о-ов Кинг-Джордж	4,2	74,8	17,8	Лангийский N_{11}

ние 4,2 мм/год, полученное для станции Джубани, завышено. Таким образом, образование центральной части трога Брансфилда могло начаться в интервале 26—37 млн лет назад, т. е. в позднем палеогене—раннем неогене.

Разброс полученных значений обусловлен различием в определениях горизонтальных компонент современных движений земной коры на различных пунктах GPS-наблюдений. Измерение направления и скорости перемещений осуществлялось в течении двух сезонов. Такой короткий период исследований, по данным [Татаринов, Татарина, 2001], может давать значительную погрешность. Определить, какой из четырех векторов является истинным, на данном этапе не представляется возможным. Тем не менее, среднее вычисленное время возникновения рифта (28,6 млн лет назад) в целом согласуется с расчетами [Birkenmajer, 1992], согласно которым тектономагматическая активизация под современным трогом Брансфилда началась 30—26 млн лет назад.

Дополнительным критерием датировки начала рифтинга могут служить особенности строения верхней части земной коры на сейсмических разрезах (см. рис. 3, а, б). Наличие двух осадочных слоев указывает на существенную продолжительность эволюции. Значения скоростей в нижнем слое составляют 3,3—3,9 км/с, что является характерным для консолидированных осадков. Так, в Черном море скорость отраженных волн 3,0—4,0 км/с отмечается для отложений майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) [Monograph ..., 1988], что соответствует вычисленной по данным GPS датировке возникновения спрединга в исследуемом регионе. Еще одним аргументом в пользу правильности установления возраста рифта служат выявленные на м. Мелвилл (о. Кинг-Джордж) морские осадочные образования формации Дестракшн Бей, которая по палеонтологическим находкам определяется как раннемиоценовая [Birkenmajer, 1992]. Таким образом, основанное на анализе магнитных аномалий определение времени образования пролива Брансфилда в интервале от раннего плиоцена (5,5 млн лет) [Jeffers et al., 1991] до голоцена (1,3 млн лет) [Roach, 1978] не является точным.

История развития пролива Брансфилда.

Историю развития пролива Брансфилда можно представить, исходя из интерпретации материалов сейсмических исследований, проведенных в пределах северо-западной континентальной окраины Земли Грейама и п-ова Тринити

[Grad et al., 2002; Sroda, 2002; Janik et al., 2006].

В пределах всего пролива Брансфилда два верхних слоя консолидированной коры по своим скоростным параметрам могут быть отнесены к субокеаническому типу. Следовательно, магматическая активность проявлялась на всем пространстве от Южно-Шетландских островов до Антарктического полуострова. Однако в строении нижней части коры трога и платформы наблюдаются существенные различия (см. рис. 3, а, б). В наиболее глубокой части пролива отмечен высокоскоростной блок мощностью более 15 км, который залегает непосредственно на поверхности мантии. Под мелководной областью это тело обособлено от мантии и, залегая на глубинах порядка 15—20 км, имеет существенно меньшую толщину. Нижняя граница блока высоких скоростей плавно погружается к центру трога. Такое строение средней части коры района исследований подобно структуре другой рифтогенной области — Муйской впадины Байкальского региона, где отмечена наклонная зона инверсии скорости величиной до 0,8 км/с [Крылов, Мишенькин, 1984, рис. 1].

Таким образом, на основании имеющихся данных можно сделать вывод, что рифтогенезом был охвачен весь пролив Брансфилда, однако под трогом и платформой процесс протекал по-разному, о чем свидетельствуют различия в гипсометрическом положении кровли кристаллического фундамента, степени вулканической деятельности на поверхности, а также в строении блока высоких скоростей в пределах этих двух структур.

Высокоскоростные тела зафиксированы не только в центральной части пролива Брансфилда, но и в западной субкотловине между островами Лоу и Хосисон, а также в северо-восточной части пролива Жерлаш (см. рис. 2), причем по глубине залегания и мощности они аналогичны аномальным блокам под трогом и платформой соответственно. Анализ карты батиметрии показывает, что пролив Жерлаш входит в систему вытянутых вдоль северо-западного берега Антарктического полуострова понижений дна, глубина которых составляет в среднем около полукилометра при ширине 15—25 км. Следует отметить, что эти впадины приурочены к разломной зоне внутреннего шельфа [Греку, 2006]. Наиболее ярко проявляется прогиб в проливе Орлеан, имеющий форму грабена глубиной более 900 м и шириной около 15 км. Изломанные очертания центральной части и нечетко выраженные

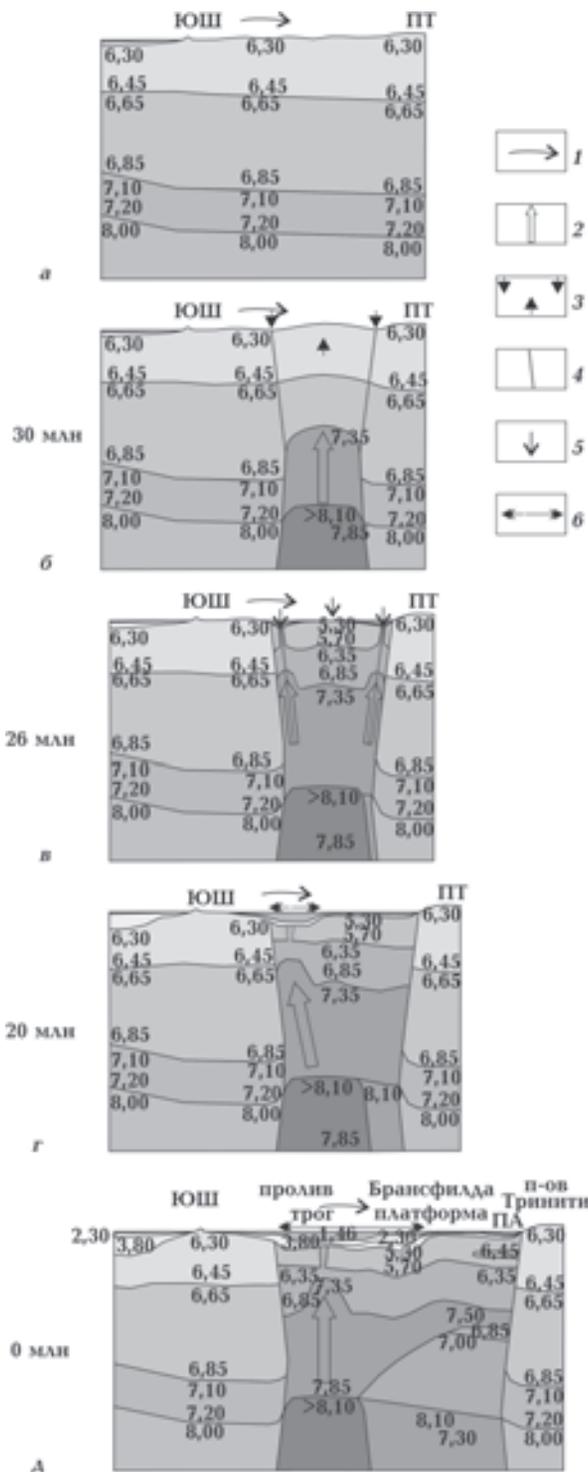


Рис. 5. Схема истории развития пролива Брансфилда: 1 — ротационное движение Антарктической плиты; 2 — восходящее движение мантийного вещества; 3 — образование купола и компенсационных депрессий; 4 — изостатическое опускание поверхности; 5 — зоны боковых разломов; 6 — спрединг. Значения V_p в км/с. ЮШ — блок Южно-Шетландских островов; ПТ — блок п-ва Тринити; ПА — прибрежный авлакоген.

окончания воронкообразной конфигурации [Gracia et al., 1996] делают эту впадину похожей на рифтогенный грабен Хорн в Северном море [Рамберг, Морган, 1984]. Наличие высокоскоростных тел и разрывных нарушений в коре, а также грабенообразная форма прибрежных проливов позволяют сделать вывод, что вдоль всей северо-западной части Антарктического полуострова протягивается рифтогенная структура — прибрежный авлакоген. Отсутствие явно выраженного трога вдоль побережья от о-ва Астролябия до о-ва Дюрвиль объясняется тем, что рифтообразующая деятельность у берегов п-ова Тринити была достаточно короткой и не успела привести к заметному опусканию фундамента.

Таким образом, можно отметить определенную симметрию в строении пролива Брансфилда — по краям в прибрежных зонах Южно-Шетландской гряды и Антарктического полуострова простираются опущенные структуры (троги, между которыми находится приподнятое мелководное плато).

Исходя из предположения, что первоначальное строение континентальной окраины современных п-ова Тринити и Земли Грейама были одинаковыми, на основании отмеченных особенностей поверхностного и глубинного строения пролива Брансфилда была воссоздана история развития района исследований (рис. 5). Хронология событий соответствует определениям времени тектонических перестроек в изучаемом регионе, основанных на анализе изотопного возраста пород и палеонтологического изучения осадков [Birkenmajer, 1992].

Изначально Южно-Шетландские острова и Антарктический полуостров представляли собой единую структуру с типично континентальным типом коры, представленным тремя слоями общей мощностью 38—42 км (рис. 5, а). Такое строение кристаллического фундамента в настоящее время выявлено глубинным сейсмическим зондированием в пределах блока Аделаида—Брабант (см. рис. 3, в, г).

Ход эволюции района исследований был обусловлен подъемом под современной платформой Брансфилда астенолита (рис. 5, б), который редуцировал нижнюю часть коры, что привело к образованию коромантийной смеси, представленной на сейсмических разрезах как высокоскоростной блок (см. рис. 3, а, б). Внедрение мантийного диапира вызвало подъем кровли всех слоев и образование на поверхности купольной структуры с формировани-

ем по ее краям компенсационных депрессий [Оронецкий, 1990]. По бокам диапира возникли зоны транскоровых разломов. Начало этого этапа развития можно определить в 30 млн лет. Это время характеризуется разобщением ледников Антарктического полуострова и Южно-Шетландских островов в результате воздымания поверхности, а также началом андезитобазальтового вулканизма к юго-востоку от современной островной гряды [Birkenmajer, 1992].

В дальнейшем подъем диапира привел к растяжению и растрескиванию вышележащей толщи, в результате чего мантийные выплавки проникли в верхнюю часть разреза, что вызвало, в свою очередь, базификацию континентальной коры и образование двуслойного фундамента субокеанического типа. По данным [Birkenmajer, 1992] в интервале между 30 и 26 млн лет назад область пролива Брансфилда в целом еще представляла собой сушу, в пределах которой происходила эффузивная деятельность и накопление грязевых агломератов на склонах вулканов.

Около 26 млн лет назад мантийное вещество стало внедряться по ослабленным зонам боковых разломов, что привело к образованию рифтов у берегов современных п-ова Тринити и Южно-Шетландских островов (рис. 5, в). В центральной части в результате преобразования пород коры вследствие вертикального тепломассопереноса произошло погружение поверхности свода ниже уровня моря [Гордиенко, 1998] и начали накапливаться осадки, сформировавшие формацию Дестракшн Бей. Датировка начала данного периода в истории развития региона подтверждается данными [Birkenmajer, 1992], согласно которым в это время в районе пролива Брансфилда существовала депрессия, граница которой со стороны Южно-Шетландских островов представляла собой ступенчатую систему разломов, свидетельствующих о режиме растяжения в земной коре. Проведенные расчеты продолжительности перемещения о-ова Гринвич (см. табл. 2) также указывают на то, что процесс спрединга начался примерно 26 млн лет назад.

Из-за ротационного движения Антарктической плиты в восточном направлении происходило смещение всей системы относительно центра астенолита. Поскольку спрединг и вращение Антарктиды для юго-восточного борта ориентированы в одну сторону, он переместился на большее расстояние от оси рифта, чем северо-западный, для которого эти движения направлены навстречу друг другу. Вслед-

ствие этого побережье п-ова Тринити оказалось за пределами влияния диапира и процесс рифтогенеза здесь перешел в регрессивную стадию. Современный трог Брансфилда, напротив, оказался над мантийным плюмом, что обусловило активное поступление мантийного вещества, которое, в свою очередь, привело к спредингу и, соответственно, раздвижению бортов трога (рис. 5, г). Согласно работе [Birkenmajer, 1992], погружение дна в проливе Брансфилда продолжалось примерно до 20 млн лет назад. Таким образом, можно полагать, что к этому времени между п-овом Тринити и Южно-Шетландскими островами полностью сформировался морской бассейн с активной субокеанической рифтовой системой трога Брансфилд и пассивной платформой, сложенной базифицированной корой.

Современная структура земной коры и верхней мантии пролива Брансфилда, основанная на данных ГСЗ (см. рис. 3, а, б), представлена на рис. 5, г. Южно-Шетландские острова и Антарктический полуостров имеют кору континентального типа мощностью более 35 км. Под трогом продолжается процесс активного рифтогенеза. Постоянное поступление мантийного вещества обуславливает дальнейшее раздвижение блоков земной коры в стороны от оси спрединга с образованием субокеанической коры. В пределах платформы Брансфилда изначально континентальный фундамент был базифицирован. Затухание магматической активности вследствие ее смещения относительно центра астенолита вызвало погружение кровли мантии и дифференциацию вещества в нижней части коры, что привело к обособлению на глубинах 15–20 км тела с повышенными скоростями (7,5 км/с), ниже которого отмечены значения V_p порядка 6,9–7,0 км/с. Возникновение подобных скоростных инверсий объясняется особенностями кристаллизации интрузий: «выведение из расплава высокотемпературных минеральных ассоциаций и связанное с этим увеличение в остаточном расплаве концентраций низкотемпературных ингредиентов приводит к созданию отчетливо неравномерной по вертикали конструкции» [Оронецкий, 1990]. Контакт между блоком высоких скоростей и подстилающим его низкоскоростным телом имеет наклонную поверхность, что объясняется постепенным остыванием земной коры по мере удаления от центра астенолита. Увеличение мощности коры и возрастание давления на кровле мантии при затухании рифтогенеза приводит к выдавливанию в верхнюю часть

коры вдоль краевых разломов гипербазитов с образованием пластовых интрузий [Коболев, 2003, рис. 8]. В районе исследований такое тело со скоростью 6,45 км/с отмечено на глубине порядка 5 км в пределах платформы у границы Антарктического полуострова.

В настоящее время центр астенолита может располагаться как под осью трога, на что указывает четвертичный вулканизм о-ва Бриджмен [Gonzalez-Ferran, 1985], так и под краем гряды Южно-Шетландских островов, о чем свидетельствуют подъем поверхности высокоскоростного блока в северо-западном направлении на профиле ГСЗ № 17 (см. рис. 3, б), а также плейстоцен-голоценовый возраст изверженных пород о-ва Пингвин [Birkenmajer, 1992] и пика Мелвилл на о-ве Кинг-Джордж [Birkenmajer, Keller, 1990].

Выводы. 1. На основании анализа материалов ГСЗ показано принципиальное различие в строении земной коры северо-западных материковых окраин п-ова Тринити (субокеанической) и Земли Грейама (субконтинентальной).

2. Исходя из сходства геоморфологических элементов по обе стороны трога Брансфилда показано, что Антарктический полуостров и Южно-Шетландские острова скорее всего представляли раньше единую структуру, на основании чего сделан вывод о вероятном происхождении пролива в результате спредингового раздвижения дна вследствие поступления мантийного вещества в течение достаточно длительного времени.

3. С помощью данных GPS-наблюдений об относительной скорости перемещения Южно-Шетландской гряды рассчитано, что раскрытие пролива Брансфилда могло начаться в интервале 26—37 млн лет назад, т. е. в позднем палеогене — раннем неогене.

4. На основании интерпретации сейсмических моделей предложена схема истории развития пролива Брансфилда:

а) изначально Южно-Шетландские острова и Антарктический полуостров представляли собой единую структуру с типично континентальным типом коры;

б) подъем астенолита в районе современного пролива Брансфилда вызвал внедрение мантийного вещества, что привело к образованию на поверхности купола и связанных с ним компенсационных депрессий, а также к возникновению боковых трансформных разломов;

в) изгибная деформация слоев земной коры вследствие развития диапира вызвала возникновение трещин, по которым происходило проникновение мантийных дериватов, что обусловило базификацию верхней части кристаллического фундамента; перенаправление магматической активности вдоль зон боковых нарушений привело к образованию над ними трогов и началу рифтового расширения;

г) смещение вследствие вращения Антарктической плиты литосферы рассматриваемой области относительно астенолита привело к возникновению асимметрии структуры — активному спрединговому раздвижению на северо-восточном фланге (современный трог) и стабилизации строения в результате затухания процессов рифтинга на юго-восточном (платформа и прибрежный авлакоген);

д) продолжающееся поступление мантийного вещества под трогом вызывает дальнейшее расширение пролива; переход рифтинга в регрессивную стадию в пределах платформы привел к дифференциации коры и опусканию поверхности мантии с выдавливанием в верхнюю часть коры гипербазитов вдоль зоны краевого разлома.

Список литературы

- Бахмутов В. Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: современные представления // Укр. антаркт. журн. — 2006. — № 4—5. — С. 52—63.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфный процесс и тепловая модель тектоносферы континентального рифта // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 6. — С. 54—62.
- Греку Т. Р. Изучение особенностей формирования структуры и морфологии западного шельфа Антарктического полуострова по результатам тектонических и гляциологических исследований // Укр. антаркт. журн. — 2006. — № 4—5. — С. 30—38.
- Коболев В. П. Геодинамическая модель Черноморской мегавпадины // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 2. — С. 15—35.
- Корчин В. А., Буртный П. А., Карнаухова Е. Е., Чулков С. С. Глубинная модель литосферы центральной части Антарктического полуострова по данным ГСЗ и петрофизики высоких давлений // Укр. антаркт. журн. — 2010. — № 10. — С. 32—37.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Глубинная структура

- Байкальского региона по сейсмическим данным // Докл. 27-го Междунар. геолог. конгресса. — Москва: Наука, 1984. — 8. — С. 53—56.
- Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. — Киев: Наук. думка, 1990. — 172 с.
- Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов // Докл. 27-го Междунар. геолог. конгресса. — Москва: Наука, 1984. — 7. — С. 78—109.
- Русаков О. М. Уточненная кривая зависимости между плотностью и скоростью продольных волн консолидированной коры и кровли мантии океанических структур // Докл. АН УССР, сер. Б. — 1984. — № 5. — С. 21—24.
- Татаринов В. Н., Татаринова Т. А. О надежности определения скоростей движений земной коры на платформенных территориях GPS-методами // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2001. — С. 196—198.
- Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. — Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. — 159 с.
- Угинцев Г. Б., Шенке Г. В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. — Москва: ГЕОС, 2004. — 132 с.
- Barker P. F. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge-crest interactions // J. Geol. Soc. — 1982. — № 139. — P. 787—802.
- Birkenmajer K. Evolution of the Bransfield basin and rift, West Antarctica // Recent Progress in Antarctic Earth Sci. / Ed. Y. Yoshida et al. — Tokyo: TERRAPUB, 1992. — P. 405—410.
- Birkenmajer K., Keller R. A. Pleistocene age of the Melville Peak volcano, King George Island, West Antarctica, by K-Ar dating // Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. — 1990. — № 38. — P. 17—24.
- Christeson G. L., Barker D. H. N., Austin J. A. Jr., Dalziel I. W. D. Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation // J. Geophys. Res. — 2003. — 108, № B10. — P. 2492—2512.
- Dietrich R., Dach R., Engelhardt G., Ihde J., Korth W., Kutterer H.-J., Lindner K., Mayer M., Menge F., Miller H., Müller C., Niemeier W., Perlt J., Pohl M., Salbach H., Schenke H.-W., Schöne T., Seeber G., Veit A., Völksen C. ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica — an analysis based on different individual solutions // J. Geodesy. — 2001. — № 74. — P. 756—766.
- Dietrich R., Rülke A., Ihde J., Lindner K., Miller H., Niemeier W., Schenke H.-W., Seeber G. Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS // Global and Planetary Change. — 2004. — 42, № 1—4. — P. 313—321.
- Gonzalez-Ferran O. Volcanic and tectonic evolution of the northern Antarctic Peninsula — Late Cenozoic to Recent // Tectonophysics. — 1985. — № 114. — P. 389—409.
- Gracia E., Canals M., Farran M., Prieto M. J., Sorrihas J., GEBRA team. Morphostructure and evolution of the Central and Eastern the Bransfield Strait (NW Antarctic Peninsula) // Marine Geophys. Res. — 1996. — № 18. — P. 429—448.
- Grad M., Guterch A., Janik T., Sroda P. Seismic characteristic of the crust in transition zone from the Pacific Ocean to the northern Antarctic Peninsula, West Antarctica // Antarctica at the close of a millennium / Eds. J. A. Gamble, D. N. B. Skinner, S. Henris. — Royal Soc. New Zealand Bull., 2002. — 35. — P. 493—498.
- Janik T. Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Pol. Polar Res. — 1997. — 18, № 3—4. — P. 171—225.
- Janik T., Sroda P., Grad M., Guterch A. Moho depth along the Antarctic peninsula and crustal structure across landward projection of the Hero fracture zone // Antarctica: contribution to global Earth sciences / Eds. D. K. Futterer, D. Damaske, H. Miller, F. Nessensohn. — Berlin: Springer-Verlag, 2006. — P. 229—236.
- Jeffers J. D., Anderson J. B., Lawver L. A. Evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula // Geological Evolution of Antarctica. Fifth Intern. Symp. Antarctic Earth Sci. (Cambridge, 1987) / Eds. M. R. A. Thomson, J. A. Crame, J. W. Thomson. — Cambridge: Cambridge Univ. Press. — 1991. — P. 481—485.
- Lawver L. A., Keeler R. A., Fisk M. R., Strelin J. The Bransfield Strait, Antarctic peninsula: active extension behind a dead arc // Back-arc basins, tectonics and magmatism / Ed. B. Taylor. — New York: Plenum Publ. Corp, 1995. — P. 315—342.
- Monograph on the Black Sea // Boll. geofis. teor. applic. — 1988. — 30, № 117—118. — 324 p.
- Pelayo A. M., Wiens D. A. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region // J. Geophys. Res. — 1989. — 94, № B5. — P. 7293—7320.
- Roach P. J. The nature of back-arc extension in the Bransfield Strait // Geophys. J. Res., R. Astronom. Soc. (Abstr.). — 1978. — 53. — P. 165.
- Sroda P. Three-dimensional seismic modeling of the crustal structure between the South Pacific and

Antarctic Peninsula // Antarctica at the close of a millennium / Eds. J. A. Gamble, D. N. B. Skinner, S. Henris. — R. Soc. New Zealand Bull. — 2002. — 35. — P. 555—561.

Sroda P., Grad M., Guterch A. Seismic models of the

Earth's crust structure between South Pacific and Antarctic Peninsula // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Proc. VII Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, Siena 1995 / Ed. C. A. Ricci. — Siena: Terra Antarctica Publication. — 1997. — P. 685—689.