

УДК 551.465

## ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ПРОЛИВА БРАНСФИЛД

© 2015 г. Ал. А. Шрейдер

*Общество с ограниченной ответственностью “Научно-исследовательский институт экономики и организации управления в газовой промышленности”, Москва**e-mail: aschr@ocean.ru*

Поступила в редакцию 26.11.2013 г., после доработки 28.04.2014 г.

Восстановлены оси зон откола северного континентального склона котловины Брансфилд от южного, принадлежащего Антарктическому полуострову. Определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие процесс откола. Выявлена разность глубин стыкуемых изобат до сотни метров, что отражает факт разномасштабного сползания по плоскости сквозьлитосферного разлома периферических районов континентальной коры от основного тела Антарктического полуострова. На основании проведенной палеогеодинамической реконструкции удается провести восстановление первичного рельефа дна перед отколом оползающих фрагментов. Получено, что первоначально периферические участки возвышались над основной поверхностью шельфового района Антарктического полуострова на многие десятки метров. Восстановлено положение тектонических нарушений бортов пролива как следствия трансенсии.

DOI: 10.7868/S0030157415050159

## ВВЕДЕНИЕ

Дно пролива Брансфилд представляет собою узкий трог между Антарктическим полуостровом и Южно-Шетландскими островами, который разделяется на три относительно непротяженные впадины с глубинами до 1.5 км, разъединенные порогами примерно вдвое меньшей глубины. При этом наибольшие глубины приурочены к северной части пролива, где наблюдается и наибольшая крутизна склонов.

Мощность 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. Наибольшие глубины поверхности акустического фундамента (до 2.5 км) наблюдается в центральной и юго-восточной части пролива. Важнейшим структурным элементом дна пролива является неовулканическая зона, расположенная в районе, приближенном к Южно-Шетландским островам. Здесь мощность осадков мала, а в областях таких ее элементов, как подводный хребет Хук, поднятие Три Сестры, подводные горы Орка, Экс, фундамент выходит непосредственно на морское дно.

По данным многочисленных литературных источников, Брансфилд является маргинальным (окраинным) бассейном, формирующимся в условиях левостороннего сдвига между литосферными плитами: Антарктической и Скотия [24, 36].

Наряду с этим развиваются представления о том, что дно пролива представляет собою задуговой бассейн [13, 18, 20, 22, 32 и др.] — продукт рифтинга на континентальной коре [15, 46 и др.],

растяжения, разрывающего континентальную кору и переходящего в задуговой спрединг [29, 33] в условиях субдукции литосферной плиты Феникс [1, 2, 9, 14, 40 и др.].

Публикуются исследования, в которых делается вывод, что рифтогенез в проливе явился следствием сложного гибрида задугового и сдвигового процесса, проходящего в условиях транспрессии, ассоциирующейся с косою конвергенцией Антарктической плиты и плиты Скотия [31]. При этом Восточная впадина пролива находится в условиях континентального рифтинга, в то время как Центральная характеризуется проявлениями подводного вулканизма [26 и др.] и, возможно, диффузного спрединга [33 и др.]. Имеются исследования, рассматривающие рифтогенез в проливе как следствие процесса пропегейтинга Американо-Антарктического хребта в континентальную литосферу Антарктического полуострова [5, 15, 17, 21, 34, 45 и др.]. Последнее обуславливает надвижение структур Южно-Шетландской островной дуги на периферическую часть реликта плиты Феникс, что сопровождается сейсмичностью области Южно-Шетландского желоба.

Отмеченное разностилье в объяснении природы дна пролива Брансфилд отражает значительную скудность имеющихся геолого-геофизических материалов, не позволяющую уверенно анализировать вопросы тектонической эволюции пролива. Особенно это касается начальной стадии формирования его дна. Существенную помощь в изучении этого вопроса может оказать комплексное геолого-геофизическое изучение

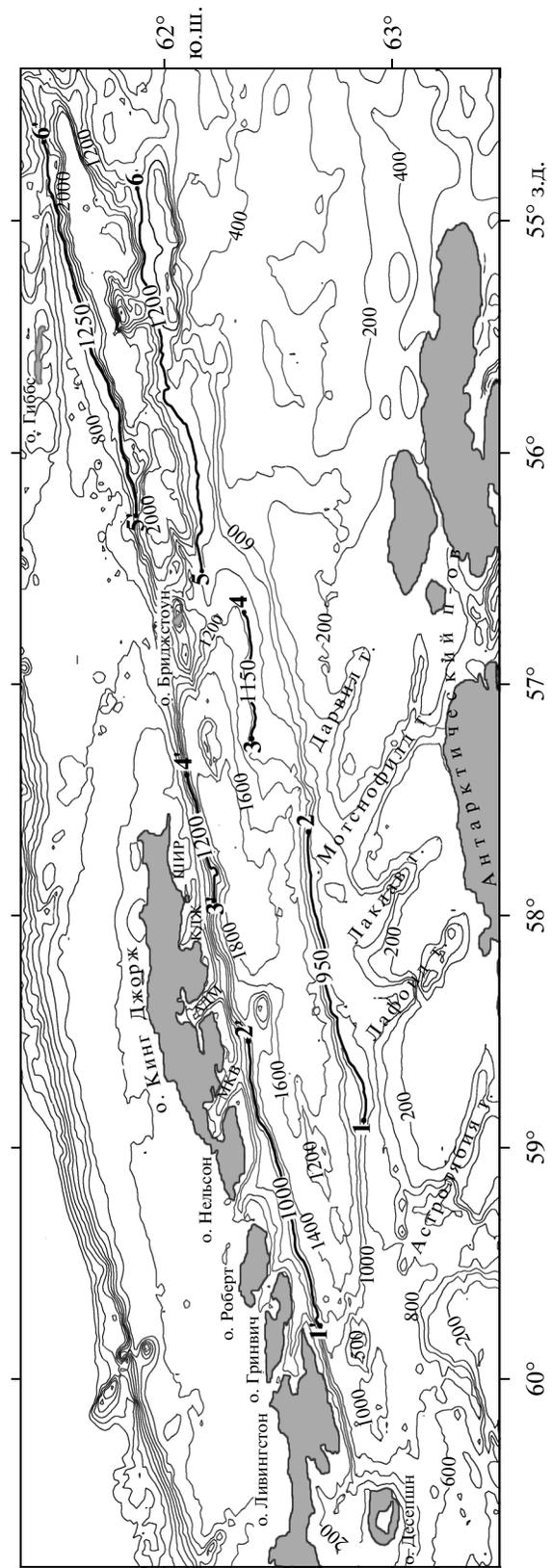
геоморфологии пролива, чему и посвящена настоящая работа.

### ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В работах [26, 27, 38 и др.] показано, что геоморфологически пролив Брансфилд состоит из впадин, разделенных перемычками, а глубины дна в отдельных понижениях рельефа достигают более 2.7 км. Наиболее западная из них — Западная впадина Брансфилд, отделяется от Центральной впадины Брансфилд перемычкой в районе вулканического острова Десепшн. На севере Центральной впадины находится небольшая впадина Кинг-Джордж. В районе острова Бриджмен Центральная впадина Брансфилд посредством порога соединяется с Восточной впадиной Брансфилд.

К числу важных геоморфологических особенностей необходимо отнести ряд трогов на шельфе и склонах Центральной впадины пролива [45 и др.]. Их номенклатуру нельзя считать устоявшейся, поэтому в настоящей работе мы приводим наряду с русскими названиями (рис. 1) и их англоязычные аналоги по [20, 23, 35, 37 и др.].

Со стороны Антарктического полуострова (в направлении с юга на север) выделяются трог проходов (passage): Тринити (Trinity), Орлеанский (Orleans), Рокумарел (Roquemaurel), Астролябия (Astrolabe), Лафонд (Lafond), Лаклав (Laclavere), Мотснофилд (Mott Snowfield), Дарвил (De Urville). С другой стороны пролива (также в направлении с юга на север) известны безымянные трог между островами Левингстона, Гринвича, Нельсона. Между островами Нельсона и Кинг Джордж выделяется трог Адмиралти (Admiralty), а на склонах в заливах острова Кинг Джордж выделяются трог Максвелл (Maxwell), Кинг Джордж (King George), Шерат (Sherratt). Во многих из указанных трогов находят свое продолжение тектонические разломы, выявленные в литературе, между островами Десепшен, Левингстон, Гринвич, Роберт, Нельсон, Кинг Джордж, Бриджмен, а также существующие, как на самом острове Кинг Джордж, так и секущие дно пролива в целом [11, 12, 15, 25–27 и др.]. Некоторые из секущих разломов, например, разлом к западу от острова Бриджмен, четко выражены в поле распределения землетрясений [39].



**Рис. 1.** Структурная схема трогов, пересекающих шельф и склоны пролива Брансфилд (по данным [20, 23, 35, 37, 45]). Показано положение конжугейтных точек 1–6 на сжимаемых изобатах со стороны Антарктического полуострова и 1'–6' со стороны Южно-Шетландских островов. МКВ — трог Максвелл, АДМ — трог Адмиралти, КДЖ — трог Кинг Джордж, ШИР — трог Шират. Изобаты в метрах.

Дно Западной впадины [25, 26 и др.] имеет относительно простое строение. Вместе с тем, здесь на  $63.3^\circ$  ю.ш. выделяются три подводные вулканические постройки, приуроченные к краям субмеридионального разлома между островами Лоу и Сноу. Еще одна подводная возвышенность располагается в 10 милях западнее острова Десепшен. В Центральной впадине расположено шесть больших и несколько малых подводных вулканических гор различного морфологического облика, смещенных относительно оси пролива на север. Их основание лежит на глубинах около 2 км [25, 26]. В Восточной впадине выделяются четыре небольшие ромбовидные котловины, разделенные рядом относительно невысоких вулканических конусов [25, 26].

Часть вулканических построек расположена на суше. Наиболее обширным среди них является вулканический остров четвертичного возраста Десепшен на  $63.1^\circ$  ю.ш. Следующим по величине следует признать вулканический остров Бриджмен на  $62.1^\circ$  ю.ш. Наряду с этим на юго-восточной оконечности острова Кинг Джордж на долготе  $57.9^\circ$  з.д. располагается вулканический пик Мелвилл, а непосредственно к югу от этого острова на  $58^\circ$  з.д. существует небольшой вулканический остров Пингвин. Следует отметить, что в ряде работ в проливе Брансфилд выделяются поперечные разломы [например, 28]. Сопоставление их с таковыми, секущими поверхность острова Кинг Джордж [15], позволило составить единую схему разломов, объединяющую данные этих исследований.

В работе [16] была предложена компьютерная методика для наилучшего совмещения изобат, ограничивающих склоны континентов по краям Атлантического океана. Совмещение осуществлялось способом проб и ошибок, путем минимизации углового несогласия, измеряемого вдоль эйлеровых широт. Методика иллюстрировала принцип, согласно которому наилучшее совмещение может производиться для любых контуров, которые, как установлено или как предполагается, некогда составляли единый контур. Реализуя принцип наилучшего совмещения, удается добиваться воссоединения и восстановления первичной непрерывности любых контуров, включая изохорны, изобаты, изогипсы и др.

Осадконакопление в различных областях пролива Брансфилд приводило к заполнению их осадочными породами, сопровождавшемуся во времени выполаживанием (уменьшением угла наклона) склонов за счет облегания их осадками. Облегание происходит неравномерно во времени и пространстве. Неравномерность облегания связана, главным образом, со сползанием, вследствие нарушения устойчивости, части накапливаемых осадков вниз по склону. Неустойчивость

осадков возникает за счет накопления критической массы, приводящей к превышению силы скольжения над силой трения (вдоль поверхности раздела внутри осадков или вдоль поверхности фундамента), удерживающей осадки от скольжения при той или иной крутизне склона.

Движение конкретных порций осадков происходит плавно или носит импульсный характер со средними скоростями от долей сантиметров до десятков километров в час. Важный вклад в подвижность осадочной массы на континентальном склоне вносит и крутизна подошвы движущейся массы. При малых углах наклона и при прочих равных условиях движение осадочной массы по склону будет проходить с весьма малыми скоростями.

Оценки показывают, что для преодоления силы сцепления между слоями осадков (в проливе Брансфилд это илы, глины, песчаники) и лавинообразного срыва их вниз по склону с развитием существенных (вплоть до близких к многим десяткам км/ч) скоростей соскальзывания. При прочих равных условиях наклон поверхности скольжения должен превышать  $3^\circ$  [2]. Среди причин, инициирующих соскальзывание осадков вниз по склону, важное место занимает воздействие на осадочную массу экзогенных (регулярные течения) и эндогенных (например, землетрясения) факторов.

По данным электронного банка о батиметрии дна [45] построены профили в направлении, перпендикулярном простиранию склонов в области Центральной и Восточной впадин пролива Брансфилд с межпрофильным расстоянием 5–10 миль. Их анализ свидетельствует, что склоны пролива со стороны Антарктического полуострова характеризуются изменяющейся вдоль профиля крутизной и, как правило, двухступенчатой структурой рельефа. При этом верхняя ступень лежит на глубинах менее 0.5 км, а нижняя расположена глубже 1.4 км.

Часть склонов, заключенная в интервале глубин 0.8–1.4 км, является наиболее крутой и обладает относительным постоянством наклона вдоль каждого индивидуального профиля. Поэтому расстояние между проекциями изобат 0.8 и 1.4 км склона на дневную поверхность рассматривалось нами как рабочая база для вычисления индивидуального угла наклона (крутизны) склона вдоль профилей рельефа. Средний угол наклона поверхности склона в интервале глубин 0.8–1.4 км превышает  $5^\circ$  и, по приведенным выше сведениям о характере соскальзывания осадочной толщи, такой склон должен характеризоваться наименьшей мощностью осадков (или даже быть полностью лишенным их). Данное обстоятельство позволило впервые применить методику Е. Буллларда

для случая совмещения изобат склонов пролива Брансфилд.

Многочисленные опробования стыкуемости различных участков разных и одноименных изобат показало, что наиболее подходящими для целей палеогеодинамического анализа оказались склоновые участки изобат в интервале 0.9–1.3 км в двух районах Центральной впадины и одного района Восточной впадины пролива (рис. 2).

Расчеты эйлеровых полюсов и углов поворота проводились по оригинальным программам Лаборатории геофизики и тектоники дна Мирового океана ИО РАН, инкорпорированным в программную среду Global Mapper [6, 7] и принципы расчета по которым изложены в работе [3].

### РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

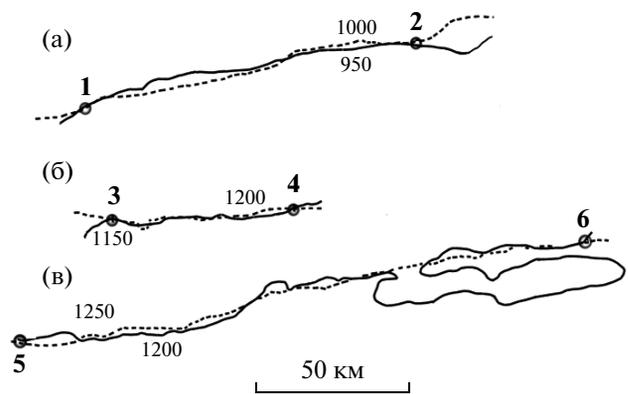
Согласно расчетам, при положении эйлерова полюса конечного вращения в точке с координатами  $64.58^\circ$  ю.ш.  $60.81^\circ$  з.д., удается в интервале  $62^\circ$ – $62.8^\circ$  ю.ш. на протяжении 100 км (участок 1–2 на рис. 1, рис. 2а, рис. 3а) получить весьма хорошее совмещение изобаты 0.95 км в нижней части склона Антарктического полуострова хребта и изобаты 1.0 км Южно-Шетландских островов. Угол поворота составил  $11.65^\circ \pm 0.6^\circ$  (8 точек совмещения).

При положении эйлерова полюса конечного вращения в точке с координатами  $62.24^\circ$  ю.ш.  $57.59^\circ$  з.д. удается в интервале  $62^\circ$ – $62.5^\circ$  ю.ш. на протяжении около 50 км (участок 3–4 на рис. 1, рис. 2б, рис. 3б) получить весьма хорошее совмещение изобаты 1.15 км в нижней части склона Антарктического полуострова хребта и изобаты 1.2 км Южно-Шетландских островов. Угол поворота составил  $14.17^\circ \pm 0.9^\circ$  (5 точек совмещения).

По расчетам при положении эйлерова полюса конечного вращения в точке с координатами  $64.96^\circ$  ю.ш.  $35.29^\circ$  з.д. удается в интервале  $61.5^\circ$ – $62.3^\circ$  ю.ш. на протяжении около 150 км (участок 5–6 на рис. 1, рис. 2в, рис. 3в) получить весьма хорошее совмещение изобаты 1.2 км в нижней части склона Антарктического полуострова хребта и изобаты 1.25 км Южно-Шетландских островов. Угол поворота составил  $5.45^\circ \pm 0.2^\circ$  (7 точек совмещения).

Результатом проведенной палеогеодинамической реконструкции является восстановление оси зоны откола периферических районов Антарктического полуострова от его основного тела (жирная линия на рис. 2) в южной части пролива Брансфилд.

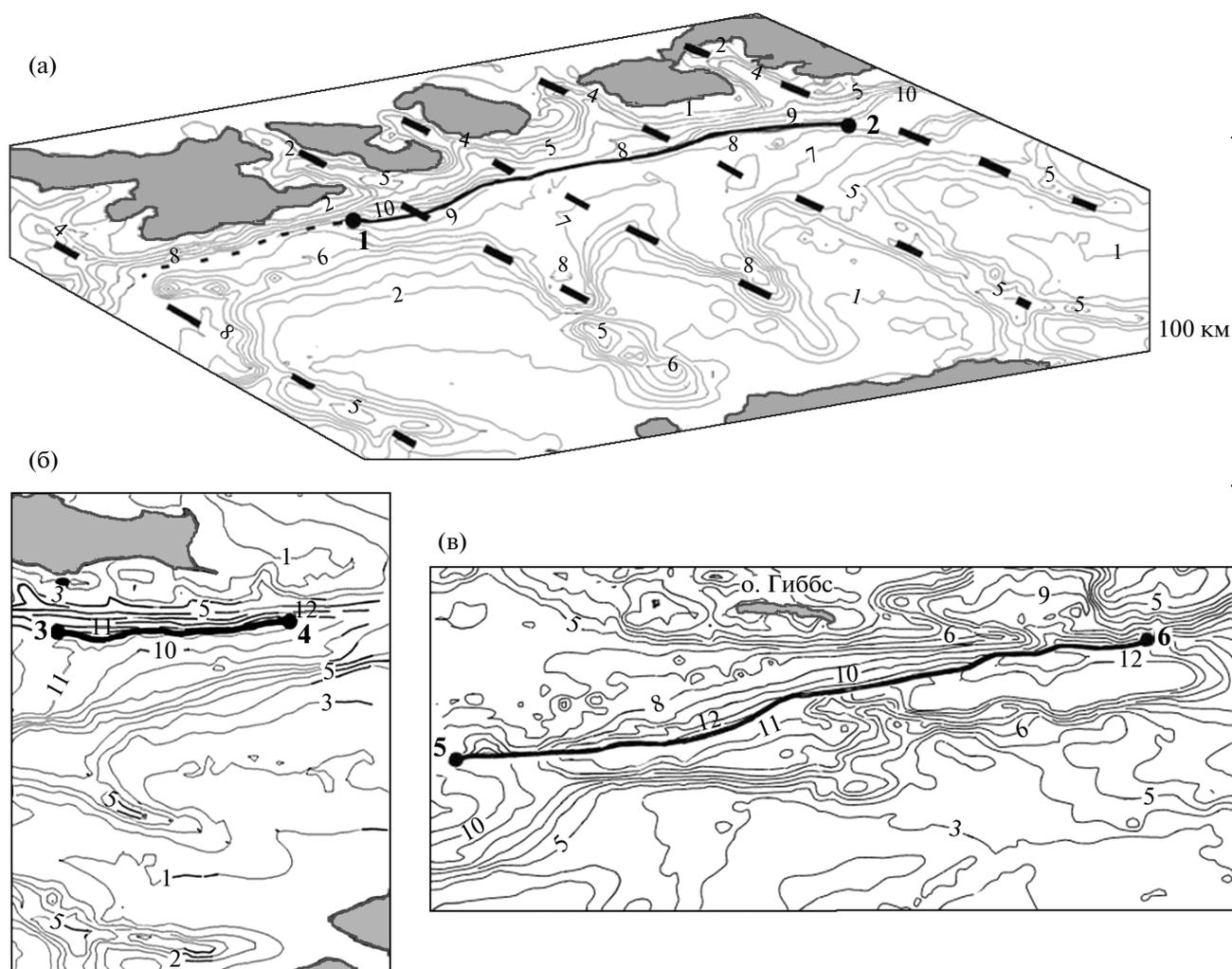
Важным обстоятельством реконструкции является установление разности стыкуемых изобат в десятки и сотни метров. Это отражает разномасштабность сползания по плоскости сквозлитосферного раскола и заглупления в процессе отко-



**Рис. 2.** Стыковка встречных склонов пролива Брансфилд: в районе (а) Центральной впадины со стороны Антарктического полуострова (изобата 950 м – сплошная линия) и дуги Южно-Шетландских островов (изобата 1000 м – пунктир); в районе (б) Центральной впадины со стороны Антарктического полуострова (изобата 1150 м – сплошная линия) и дуги Южно-Шетландских островов (изобата 1200 м – пунктир); в районе (в) Восточной впадины со стороны Антарктического полуострова (изобата 1200 м – сплошная линия) и дуги Южно-Шетландских островов (изобата 1250 м – пунктир). Точки 1–6 те же, что и на рис. 1.

ла периферических районов коры в Центральной и Восточной впадинах пролива от основного тела континентального склона Антарктического полуострова в соответствии с модификацией Ал.А. Шрейдера [6–8] схемы Б. Вернике [41–44]. На основании проведенной реконструкции удается провести восстановление первичного рельефа дна для трех участков периферии северного шельфа Антарктического полуострова перед отколом оползающих фрагментов (рис. 4). При этом восстанавливается конфигурация верхней поверхности шейки разрыва коры (рис. 5).

Проведенные палеогеодинамические реконструкции показывают, что до начала раскола фиорды шельфа Антарктического полуострова протягивались на север и их продолжением являлись безымянные трог между островами Левингстон и Гринвич (продолжение трога Лафонд), Гринвич и Роберт (продолжение трога Лаклав), Роберт и Нельсон (продолжение трога Мотснофилд), а также Нельсон и Кинг Джордж (продолжение трога Дарвиль в трог Адмиралти). Восстановленная суммарная длина каждого из них по изобате 1 км превосходит 60 км. В тоже время такие трог как Максвелл, Кинг Джордж, Шират существует только на северном берегу пролива в области острова Кинг Джордж, на юг они не продолжают и по длине не превосходят 15–20 км. Можно полагать, что такие трог, как Лафонд, Лаклав, Мотснофилд, Дарвиль–Адмиралти представляют собою морфологическое выражение коровых разломов, заложившихся в условиях субдукции литосферной плиты Феникс в регионе Южно-Шет-



**Рис. 3.** Восстановленная на основе палеогеодинамической реконструкции область распространения континентальной коры на участке (а) и (б) в Центральной впадине и на участке (в) в Восточной впадине. Сплошной линией показаны оси откола (их возможные продолжения – пунктир) северных континентальных фрагментов от Антарктического полуострова. Палеоизобаты со стороны Южно-Шетландских островов перед отколом континентальных фрагментов приведены по глубине к изобатам со стороны Антарктического полуострова в соответствии с данными рис. 2. Нумерованные концы 1–6 смыкаемых отрезков изобат показаны в соответствии с рис. 1 и рис. 2. Жирным пунктиром на участке (а) представлены состыкованные трогии обоих смыкаемых склонов.

ландского желоба на этапе спрединга вдоль палеоосей хребта Феникс. Субдукция привела к формированию структур растяжения и рифтогенеза на континентальной коре в проливе Брансфилд. Процесс спрединга, ответственный за формирование плиты Феникс и вышеуказанных разломов, закончился в интервале хронов C2An.1r–C2An.3r. [4], что соответствует возрастному интервалу 3.596–3.032 млн. лет по шкале [30], которая будет использоваться и при дальнейших датировках в настоящей работе.

Следующий по времени этап соответствует заложению сквозь литосферного разлома и оползанию по нему коровых блоков периферии шельфа Антарктического полуострова на север как следствия пропегейтинга Америко-Антарктическо-

го хребта в континентальную литосферу Антарктического полуострова по механизму трансензии. В Центральной впадине (рис. 3а и 3б) суммарное смещение имело направление на северо-запад. Аналогичный механизм, но (судя по расположению совмещаемых точек в пространстве) с противоположной вергентностью, в Восточной впадине пролива определил суммарное смещение в направлении на северо-восток (рис. 3в).

Процесс растяжения в Западной впадине характеризуется пока, главным образом, интрузивным магматизмом, в то время как процесс оползания континентальных блоков в Центральной впадине привел к разрывам и переходу от интрузивного магматизма к диффузному спредингу, сопровождающемуся проникновением по сквозь-

коровым разломам материала основного состава с выходом на поверхность дна и формированием неовулканической зоны с присутствием нескольких вулканов толеитового состава. Нуклеарная стадия формирования таких вулканов выражена эруптивными аппаратами центрального типа. Основная стадия процесса оползания коровых блоков и формирования вулканов началась, скорее всего, в интервале хронов C2An.1r–C1r.1n, что соответствует возрастному интервалу 3.032–1.072 млн. лет.

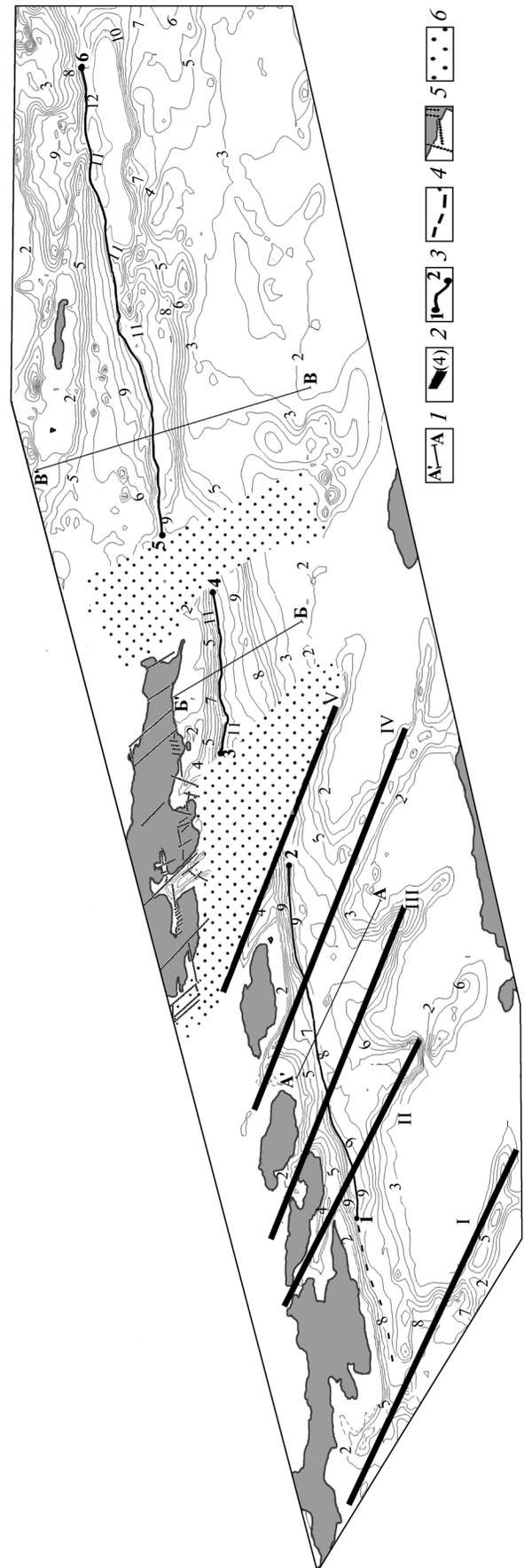
Наиболее развитая стадия связана с начавшимся разрывом континентальной коры в Центральной впадине пролива, сопровождавшимся формированием в неовулканической зоне вытянутых трогов и хребтов, отражая переход от диффузного спрединга к квазилинейному спредингу. Этот процесс характеризуется формированием ограниченных по длине отрезков оси спрединга, а также трансформных и нетрансформных смещений. Оценочное двумерное моделирование линейных магнитных аномалий в этой неовулканической зоне позволяет полагать, что наиболее современная фаза развития дна пролива Брансфилд охватывает период хронов C1n–C1r.1n, что соответствует возрастному интервалу 1.072–0 млн. лет. 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.

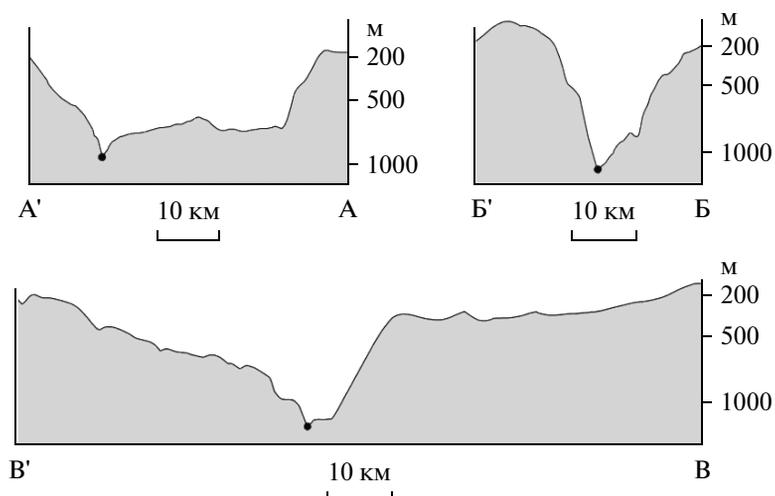
Геоморфологические данные позволяют предполагать, что если в Восточной впадине стадия диффузного спрединга идет до настоящего времени, то она характеризуется условиями голодающего рифта, когда разрывы в континентальной литосфере слабо и редко заполняются порциями новой океанической коры.

#### МОДЕЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОТКОЛЕ УЧАСТКОВ СЕВЕРНОГО ШЕЛЬФА АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПРОЛИВЕ БРАНСФИЛД

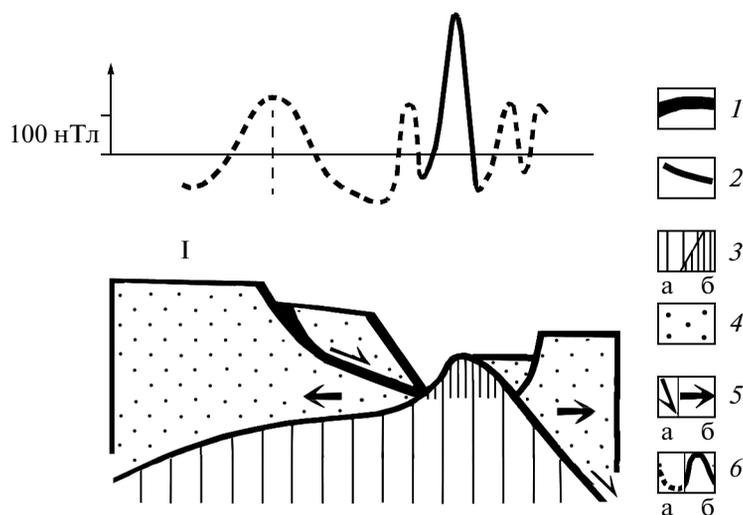
В схеме рифтогенеза Б. Вернике, ведущая роль отводится крупному магистральному (с уклоном до 10° и более) сбросу, смещающему (по оползающему дистальному крылу) всю литосферу [41].

**Рис. 4.** Палеогеодинамическая реконструкция пролива Брансфилд, основанная на стыковке районов 1–3, разделенных областями тектонических нарушений (поля точек). 1 – положение профилей А–А<sup>1</sup>, Б–Б<sup>1</sup>, В–В<sup>1</sup> первичного рельефа дна перед отколом; 2 – оси разломных трогов перед отколом; 3 – оси откола; 4 – возможное продолжение оси откола на западе Центральной впадины; 5 – коровые разломы на островах (по [28]); 6 – области нелинейных тектонических нарушений. Римскими цифрами показаны разломы I – Астролябия, II – Лафонд, III – Лаклав, IV – Мотснофилд, V – Дарвил.





**Рис. 5.** Первичный рельеф дна вдоль профилей А–А<sup>1</sup>, Б–Б<sup>1</sup>, В–В<sup>1</sup> (их пространственное положение приведено на рис. 4) перед отколом северных континентальных фрагментов от Антарктического полуострова. Жирными точками показаны места стыковки соответствующих изобат, представленных на рис. 2.



**Рис. 6.** Аномалии магнитного поля (нТл) и модель сползания относительно Антарктического полуострова (I) по поверхности магистрального разлома в соответствии с модификацией схемы Б. Вернике [41 и др.] периферических блоков континентального шельфа вплоть до их отторжения и формирования локальной спрединговой зоны: 1 – магистральный разлом, насыщенный материалом глубинных пород низов коры и верхней мантии; 2 – подошва континентальной и поверхность океанической кор; 3 – (а) мантийные породы, (б) толеиты; 4 – породы континентальной коры; 5 – направление смещения локальных оползающих блоков (а) и направление растягивающих усилий (б). 6 – Аномалии магнитного поля структурной природы (а) и спрединговые (б).

Модельные представления, излагаемые в настоящей работе, представляют собою модификацию схем [41–44] с учетом [10, 19, 47 и др.] и являются дальнейшим развитием взглядов, изложенных в работах [6, 7].

Согласно предлагаемой нами схеме, оползающее крыло может быть разбито квазипараллельными протяженными разломами на серию блоков (рис. 6). Вдоль листрического сброса, проникающего до магматических очагов в нижней части или в основании коры, магматические рас-

плавы могут подниматься и застывать в разломах между такими оползающими континентальными блоками, формируя известные в проливе Брансфилд зоны диапиризма или даже рифтогенеза. Находящаяся под высоким давлением магма может продвигаться, используя микротрещины и механизм магморазрыва. Расплавы могут формировать экструзивные тела собственного состава, отличного от состава оползающих блоков. Экструзивные тела в такой невулканической зоне могут характеризоваться, в том числе, своими, от-

личными от окружающих пород магнитными свойствами, контраст которых будет ответствен за магнитные аномалии. Если границы между оползающими блоками будут вытянуты на многие километры, то вдоль них будут наблюдаться и вытянутые (линейные) магнитные аномалии, рожденные указанным выше контрастом магнитных свойств (рис. 6). Эти аномалии не будут связаны с процессом спрединга дна, а будут иметь структурную природу.

По мере растяжения литосферы будет происходить [19 и др.] внедрение многочисленных даек основного состава в растягивающуюся континентальную кору по механизму диффузного спрединга. Разрыв континентальной коры, насыщенной дайками основного состава, может произойти в любом ослабленном участке между любыми оползающими блоками и начнется формирование океанической коры, со спрединговыми линейными магнитными аномалиями. Если простираение оси спрединга будет наследовать направление сбросовых разломов, разделение между аномалиями магнитного поля структурной и спрединговой природы может быть в определенной мере затруднено (рис. 6).

С позиций модифицированной модели Б. Вернике удастся объяснить разность глубин стыкуемых изобат как следствия разномасштабного оползания по плоскости сквозьлитосферного разлома (и, тем самым, разномасштабного заглубления в процессе откола) периферических районов континентальной коры относительно основного тела Антарктического полуострова. Сам процесс откола разделяется на этап соскальзывания блоков континентальной коры в Центральной и Восточной впадинах на север и этап (в результате прорыва материала основного состава по магистральному разлому) диффузного спрединга (проявлениями которого являются горы Орка, Экс, переходящего в результате полного разрыва континентальной литосферы далее в формирование инципиентных непротивяженных осей возможного линейного спрединга (поднятие Три Сестры, Хук).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате комплексного геолого-геофизического анализа морфоструктур дна в проливе Брансфилд установлено, что дно пролива отражает ряд последовательных стадий своего развития. На первой из них геоморфологические особенности дна формировались в условиях поддвига плиты Феникс под Антарктический полуостров, в результате чего произошло формирование трогов Максвелл, Адмиралти, Кинг Джордж, Шират, которые существует только на северном берегу пролива в области острова Кинг Джордж, на юг они не продолжают и по длине

не превосходят 15–20 км. Продолжающийся подвиг литосферной плиты Феникс в регионе Южно-Шетландского желоба привел к развитию процессов диапиризма и рифтогенеза в пока еще мелководном проливе Брансфилд с формированием разломных трогов Лафонд, Лаклав, Мотснофилд, Дарвиль–Адмиралти, переходящих с современного шельфа Антарктического полуострова на современный островной шельф Южно-Шетландских островов. Этот процесс закончился в интервале хронов C2An.1r–C2An.3r, что соответствует возрастному интервалу 3.596–3.032 млн. лет.

Следующая стадия связана с процессом пропагеитинга Американно-Антарктического хребта в континентальную литосферу Антарктического полуострова по механизму трансенсии. В ее процессе происходит дальнейшее растяжение литосферы, сопровождающееся (судя по характеру положения совмещаемых точек в пространстве) соскальзыванием на север блоков континентальной коры с восточной вергентностью в Центральной и с западной вергентностью в Восточной впадинах. Основная стадия процесса оползания коровых блоков началась, скорее всего, в интервале хронов C2An.1r–C1r.1n, что соответствует возрастному интервалу 3.032–1.072 млн. лет.

Наиболее современная стадия связана с развитием в результате прорыва по магистральному разлому расплавов основного состава и образованием неовулканической зоны. Ее формирование сопровождается диффузным спредингом, проявлениями которого являются подводные горы толлеитового состава Орка, Экс и надводный вулкан Десепшн с эруптивными аппаратами центрального типа. Дальнейшее растяжение приводит к переходу от диффузного спрединга к формированию инципиентных непротивяженных осей линейного спрединга (поднятие Три Сестры, Хук), начиная со времени хрона C1r.1n, что соответствует возрастному интервалу 1.072–0.988 млн. лет. 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.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00066-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Живаго А.В. Структурная эволюция Южно-Антарктического океанического региона в палеоген-четвертичное время // Новые идеи в геологии Т. 2. М.: Наука, 2004. С. 67–112.
2. Жмур В.В., Санов Д.А., Нечаев И.Д. и др. Интенсивные гравитационные течения в придонном слое океана // Изв. АН. Сер. физическая. 2002. Т. 66. № 12. С. 1721–1726.

3. Зоненшайн Д.Д., Ломизе М.Г., Рябухин А.Г. Пособие к практическим занятиям по геотектонике. М.: Изд-во МГУ, 1990. 95 с.
4. 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.
5. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал. А., Булычев А.А. и др. Геохронология Америко-Антарктического хребта // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 123–132.
6. Шрейдер Ал. А. Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 592–604.
7. Шрейдер Ал.А. Формирование глубоководной котловины Черного моря. М.: Научный мир, 2011. 216 с.
8. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Евсенок Е.И. Этапы развития бассейна пролива Брансфилд // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 396–405.
9. Ashcroft W. Crustal structure of the South Shetland islands and Bransfield strait // British Antarctic survey scientific report. 1972. V. 66. 43 p.
10. Barbier F., Duverge J., Le Pichon X. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 1986. V. 10. P. 105–121.
11. 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.
12. 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.
13. Barker D., Christeson G., Austin J., Dalziel I. Backarc basin evolution and cordillerean orogenesis: inside from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield strait, Antarctica // Geology. 2003. V. 31. P. 107–110.
14. Barker P., Dalziel I., Storey B. Tectonic development of the Scotia Arc region // The Geology of Antarctica. Oxford: 1991. P. 215–248.
15. Birkenmajer K. Evolution of the Bransfield basin and rift, western Antarctica // Recent progress in Antarctic earth science. Tokyo: Terrapub, 1992. P. 405–410.
16. Bullard E., Everett J., Smith A. The fit of continents around Atlantic. Symposium on continental drift // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1965. V. 258A. P. 41–51.
17. Catalan M., Galindo-Zaldivar J., Davila J. et al. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 102–112.
18. 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. Geophys. Res. 2003. V. 108. B10. P. 2492–2512.
19. Cochran J. The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin // J. Geophys. Res. 1981. V. 84. P. 263–287.
20. Dziak R., Park M., Lee W. et al. Tectonomagmatic activity and ice dynamics in the Bransfield Strait back-arc basin, Antarctica // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. B01102. 14 p.
21. Eagles G., Vaughan A. Gondwana breakup and plate kinematics: business as usual // Geoph. Res. Lett. 2009. V. 36. L10302. P. 1–4.
22. 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.
23. Garcia M., Ercilla G., Alonso B. et al. Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the central Bransfield basin, Antarctic Peninsula, since the last glacial maximum // Mar. Geol. 2011. V. 290. P. 1–16.
24. 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.
25. 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.
26. Gracia E., Canals M., Ferran M. et al. Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield basin (NW Antarctic peninsula) // Mar. Geophys. Res. 1996. V. 18. P. 429–448.
27. 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. V. 115. P. 586–600.
28. 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.
29. Grad M., Shiobara H., Janik T. et al. Crustal model of Bransfield rift, west Antarctica, from detailed OBS refraction experiments // Geophys. J. Int. 1997. V. 130. P. 506–518.
30. Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Timescale. 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1139 p.
31. Henriot J., Meissner R., Miller H. et al. Active margin processes along Antarctic peninsula // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 229–253.
32. Keller R., Fisk M., Smellie J. et al. Geochemistry of backarc basin volcanism in Bransfield strait, Antarctica: subducted contributions and along axis variations // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. B8. ECV 4 p.
33. Kim Y., Chung T., Nam S., Marine magnetic anomalies in Bransfield strait, Antarctica // Progress in Antarctica Earth Science. Tokyo, 1992. P. 431–437.
34. Klepeis K., Lawver L. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 20211–20231.
35. Kraus S., Poblete F., Arriagada C. Dike systems and their volcanic host rocks on King Georg island, Antarctica: implications on the geodynamic history based on multidisciplinary approach // Tectonophysics. 2010. V. 495. P. 269–297.
36. Lawver L., Keller R., Fisk M., Strelin J. Bransfield strait, Antarctic peninsula active extension behind a dead arc // Backarc basins, tectonic and magmatism. N.Y.: Plenum Press. 1995. P. 315–342.

37. *Livingstone S., Cofaigh C., Stokes C. et al.* Antarctic palaeo-ice streams // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 111. P. 90–128.
38. *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.
39. *Robertson S., Douglas M., Wiens A., Shore P.* Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. B10, ESE 4. doi: 10.1029/2003JB002416.
40. *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.
41. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny // *Nature*. 1981. V. 291. P. 645–648.
42. *Wernicke B.* Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108–125.
43. *Wernicke B., Burchfiel B.* Modes of extensional tectonics // *J. Structural Geol.* 1982. V. 4. P. 105–115.
44. *Wernicke B., Tilke P.G.* Extensional tectonic framework of the U. S. Central Atlantic passive margin I I Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins // *AAPG Memoir*. 1989. V. 46. P. 7–21.
45. [www.topex.ucsd.edu/html/mar\\_topo.html](http://www.topex.ucsd.edu/html/mar_topo.html) 2013
46. *Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grad M.* Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 184. P. 90–110.
47. *Ziegler P., Cloetingh S.* Dynamic processes controlling evolution of rifted basins // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 64. P. 1–50.

## The Bransfield Strait Paleo-Geodynamics

Al. A. Schreider

The axes of splitting off zones of the northern continental slope of the Bransfield Basin from the southern slope, belonging to the Antarctic Peninsula are restored. Euler poles and the angles of rotation describing the process of splitting off are determined. The difference in the depths of joined isobaths up to one hundred meters is revealed that reflects the fact of multi-scale slipping on the plane of the fracture of the peripheral regions of continental crust through the Lithosphere from the main body of the Antarctic Peninsula. Using the paleo-dynamic reconstruction it is possible to restore the initial bottom topography before the splitting off of the slipping fragments. It is revealed that originally the peripheral sites towered over the main surface of the shelf region of the Antarctic Peninsula by many tens of meters. The locations of the tectonic distortions of the boards of the passage as transtension consequences were restored.