

УДК 551.462.543(1-923)

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ МОРЯ СКОША – ПАЛЕО-ОКЕАНИЧЕСКАЯ ПЛИТА, МОЛОДАЯ РИФТОГЕННАЯ ПЛИТА ИЛИ ПАЛЕО-ЗЕМЛЯ СКОША?

Г.Б. Удинцев<sup>1</sup>, Г.В. Шенке<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Российская Федерация*

<sup>2</sup> *Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия*

**Реферат.** Хотя рельеф дна и геофизические параметры ложа котловины моря Скоша в общем изучены довольно хорошо и рассматривались во многих публикациях, всё же до сих пор остаются вопросы о тектонике центральной части ложа этой котловины. Тектоническая природа западной части дна моря Скоша хорошо демонстрируется Западным рифтогенным хребтом, а в восточной части – Восточным задуговым рифтом. Центральная часть ложа котловины обычно интерпретируется как внедрённый фрагмент Тихоокеанской плиты или как заново созданная океаническая плита, результат предполагаемого рифтогенеза. Новейшие исследования рельефа дна и другие геофизические съёмки в сочетании со сбором геологических образцов приводят к предположению о существовании там большого реликта континентального моста между Южной Америкой и Западной Антарктидой – палео-Земли Скоша.

**Ключевые слова:** море Скоша, рифт, океаническая плита, геофизические съёмки, Западная Антарктида.

**Реферат.** Хоча рельєф дна і геофізичні параметри ложа котловини моря Скоша загалом вивчені досить добре і розглядалися в багатьох публікаціях, усе ж таки й досі залишаються питання щодо тектоніки центральної частини ложа цієї котловини. Тектонічна частина природи західної частини дна моря Скоша добре демонструється Західним рифтогенним хребтом, а у східній частині – Східним задуговим рифтом. Центральна частина ложа котловини зазвичай інтерпретується як упроваджений фрагмент Тихоокеанської плити або як заново створена океанічна плита, результат гаданого рифтогенезу. Найновіші дослідження рельєфу дна та інші геофізичні зйомки у сполученні зі збиранням геологічних зразків приводять до припущень про існування там великого релікту континентального моста поміж Південною Америкою і Західною Антарктидою – палео-Землі Скоша.

**Ключові слова:** море Скоша, рифт, океанічна плита, геофізичні зйомки, Західна Антарктида.

**Abstract.** Although the bathymetry and geophysics of the Scotia Sea basin is rather well studied in general and is discussed in many publications there are still remaining questions about tectonics of its Central Part. In the western part of the Sea tectonic nature is well demonstrated by West rifted ridge and in the eastern part by East back-arc rift. The floor of the central part does not show such well expressed tectonic features. The usual interpretation of that part of basin floor is described as introduced fragment of the Pacific paleo-Plate or as newly created oceanic plate resulted by supposed rifting. Recent bathymetry and other geophysics survey is complemented with geological sampling lead to hypothesis on the existence there of a large relict of continental bridge between South America and West Antarctica.

**Key words:** the Scotia Sea, rift, geophysical surveys, West Antarctica.

### 1. Введение

#### Региональная геология и история исследования

Море Скоша представляет собой большую котловину, расположенную между континентальными плитами Южной Америки и Западной Антарктиды.. Котловина моря

Скоша обрамляется на востоке вулканической Южно-Сандвичевой дугой, а на западной стороне она открыта в сторону Тихого океана. Это море получило своё географическое название в память о работах в 1901–1904 годах небольшого исследовательского судна «Скоша» («Scotia»), использовавшегося национальной шотландской Антарктической экспедицией, которую возглавлял Вильям Брюс. Две мелководных банки в южной части котловины моря Скоша были названы в память о Вильяме Брюсе и о натуралисте его экспедиции Джеймсе Пири как банка Брюса и банка Пири. Ещё одна банка в этой области была названа банкой Дискавери в память об английском исследовательском судне «Дискавери», возглавлявшемся капитаном Робертом Скотом.

Тектоническое обрамление моря Скоша хорошо показано на «Тектонической карте моря Скоша» [BAS Misc.Sheets, scale 1:3 000 000, Cambridge, 1985, Dalziel, Elliot, 1973, Barker, Dalziel, Storey, 1991]. Основные черты тектоники в обрамлении моря Скоша составляют огромные Гондванские кратоны, континентальные блоки (один из них – это вне-Андийская Патагония на северной стороне моря, а другой – это Антарктический полуостров с Южно-Оркнейским микроконтинентом на южной стороне моря). Наиболее ярким морфоструктурным обрамлением котловины моря Скоша является Дуга Скоша, окружающая море с трёх сторон – с севера, востока и юга. На западной стороне моря Гондванский Андийский ороклин, вероятнее всего, не загибается к востоку, как это предполагалось ранее [Suess, 1883]. В наше время считается более вероятным, что после продолжения вдоль западной стороны Огненной Земли этот ороклин был обрублен серией разломов с горизонтальными смещениями к югу во время открытия пролива Дрейка в кайнозойское время (эоцен – олигоцен) [Livermore, Eagles et al., 2004, Herve, Miller, Pimpirev, 2006].

Геология Дуги Скоша не похожа на геологию классических островных дуг Огненного Тихоокеанского кольца. Северный и Южный хребты Дуги Скоша образованы системами тектонических блоков – отщепенцев соседних докембрийских Гондванских кратонов. Только восточная часть дуги, связывающая северный и южный хребты и ограничивающая море Скоша от Атлантического океана, подобна большинству островных дуг Тихоокеанского пояса. Это вулканическая Южно-Сандвичева дуга. Она очень молода. Её возраст от 0,7 до 4 миллионов лет [Tectonic map of the Scotia Arc, 1985].

Восточным продолжением вне-Андийской Патагонии являются Фолклендское плато с банкой Мориса Юинга, постепенно погружающееся в восточном направлении с переходом в поднятие Северное Джорджия, лежащее к северу от острова Южная Джорджия [Ludwig, 1983, Ludwig, Rabinowitz, 1982, Ludwig et al. 1978, Kristoffersen, LaBrecque, 1991] и в поднятие Ислас-Оркадас далее к востоку в районе между 30° и 24° з.д. [Ciesielski, Kristoffersen et al., 1991].

Северный хребет Скоша отделён от обширного докембрийского кратона вне-Андийской Патагонии узким Фолклендским трогом. Глубины трога меньше типичных океанических глубин. Дно его подстилается, предположительно, утонённой континентальной корой [Ewing J.I., 1971, Lorenzo, Mutter, 1988].

Геология фрагментов северной ветви Дуги Скоша – Северного хребта Скоша – банки Бёрдвуд, блоков Блейк, Аврора, Скал Шаг и острова Южная Джорджия идентична геологии верхних слоёв Фолклендского плато и банки Мориса Юинга. Они сложены мезозойскими мелководными осадочными породами с возрастом от верхней юры до нижнего мела, перекрывающими докембрийский фундамент [Dalziel, Elliott, 1973, Barker, Dalziel, Storey, 1991].

Южная ветвь Дуги Скоша – хребет Южный Скоша, включающий Южно-Оркнейский микроконтинент и Антарктический полуостров – подобна по своей структуре хребту Северный Скоша. Все эти блоки являются фрагментами Гондванских докембрийских кратонов, объединённых на континент Западной Антарктиды. Лучшее всего сохранились докембрийские структуры, представленные в крупном микроконтинентальном блоке Южно-Оркнейских островов и в восточной тыловой части Антарктического полуострова. Фундамент представлен палеозойско-мезозойскими комплексами. Примечательной чертой хребта Южный Скоша и Антарктического полуострова является цепочка внедряющихся рифтов. Эти

рифты можно рассматривать как далеко протянувшееся на запад продолжение системы рифтов Американско-Антарктической ветви Южно-Атлантического срединно-океанического хребта. Внедрение этих рифтов отмечено интенсивным расщеплением восточной части хребта Южный Скоша, затухшим рифтом внутри микроконтинента Южно-Оркнейских островов [Barker, Dalziel, Storey, 1991, King, Barker, 1988, Kavun, Vinnikovskaja, 1993], слабоактивным рифтом Гесперида к западу от этого микроконтинента и далее к западу представлено активными Восточным и Западным рифтами Брансфилд [Gracia et al., 1996, Lawver et al., 1996, Galindo-Zaldivar, Jabaloy, Maldonado, Galdeano, 1966].

Тыловые структуры хребта Южный Скоша осложнены сочетанием рифтогенеза с древним региональным спредингом в северной части моря Уэдделла [Livermore, Hunter, 1966], а также диссипацией Транс-антарктического рифта в южной части этого моря и уже отмершим локальным задуговым рифтом котловины Джейн, сопряжённым с палеодугой Джейн и молодой котловиной Пауэл [King E.C. et al., 1997]. Однако вся эта мозаика структурных систем не маскирует остаточный континентальный фундамент блоков хребта Южный Скоша.

Центральная часть ложа котловины моря Скоша уже была отмечена как относительно стабильная. Центральная плита по её рельефу и полю силы тяжести, так же как по распределению сейсмической активности [Livermore, McAdoo, Marks, 1994]. Вероятно, по впечатлению об относительной стабильности эта область дна моря Скоша меньше привлекала внимание исследователей, чем западная и восточная части его со свойственными им ярко выраженными чертами рифтогенной морфоструктуры. Известные здесь банки Пири, Брюс и Дискавери были сочтены мелкими осколками древнего континентального моста между Южной Америкой и Западной Антарктидой. Разрушение бывшего моста в области пролива Дрейка интерпретировалось как результат крупномасштабных горизонтальных смещений континентальных плит, отмечаемых линейными магнитными аномалиями [Barker et al., 1991]. Центральная плита ложа моря Скоша казалась мозаичным коллажем небольших континентальных фрагментов, представленных банками по южной периферии моря и заново сформированными рифтогенными океаническими котловинами в средней и северной его частях.

Идея о возможности сохранения в центральной части моря большого фрагмента континентального моста была высказана, без обоснования какими-либо новыми данными, Де Витом в 1997 году.

Недостаток данных, собранных ранее по Центральной плите моря Скоша, для понимания тектоники Центральной плиты и её роли в процессе открытия океанских ворот, стимулировал наш интерес к рельефу, структуре, геофизическим параметрам и геологии этой части моря. В рамках российско-германской программы исследования геодинамики западной Антарктики в период 1994–2005 годов были предприняты и в центральной части моря Скоша в пяти экспедициях – в двух рейсах НИС «Академик Борис Петров» и в трёх рейсах НИС «Полярштерн».

## **2. Полученные данные**

### **Рельеф и сейсмическое профилирование**

В 1998 году в экспедиции 21-го рейса НИС «Академик Борис Петров» в соответствии с германским проектом геокинематического мониторинга в области Западной Антарктики была создана опорная сеть геодезических станций в разных точках этой области. В экспедиции 29-го рейса этого судна геокинематический мониторинг был продолжен. Параллельно с этой операцией многолучевое эхолотирование и сейсмическое профилирование в центральной части моря Скоша выполнялись вдоль параллели 59 градуса южной широты, а полигонные исследования с отбором образцов пород были осуществлены в области хребта Южный Скоша и в южной части Центральной плиты моря Скоша, на банках Пири и Дискавери [Галимов и др.,

1999]. Во время экспедиции АНТ-19/5 НИС «Полярштерн» были выполнены детальная съёмка рельефа дна и отбор проб на банке Дискавери [Удинцев и др., 2006, 2007]. В экспедиции АНТ-22/4 этого судна специальное детальное исследование рельефа дна и структуры магнитного поля на большом полигоне велось по галсам с перекрытием на 10% между галсами в северной части Центральной плиты [Шенке и Зенк, 2006].

Обработка данных, полученных этими судами, в сочетании с данными спутниковой альтиметрии позволила нам составить батиметрические карты Центральной плиты моря Скоша. Эти карты детальнее любых ранее доступных карт.

Рельеф Центральной плиты теперь известен лучше как в своих макрочертах, так и в микрочертах. Банка Пири является пиком малой части вершинной поверхности протяжённого поднятия, оконтуренного сверху изобатой 1500 м, а в подножье склонов изобатой 3000 м. Мы называем его поднятием Пири. К северу от него в области от  $58^{\circ}40'$  ю.ш. до  $57^{\circ}30'$  ю.ш. лежит равнинная терраса с глубинами менее 3200 м. Мы называем эту террасу плато Пири. К северу от  $58^{\circ}30'$  ю.ш. находится серия холмов и узких гребней на глубинах в интервале от 3200 до 3000 м в области, простирающейся до  $56^{\circ}30'$  ю.ш. Наиболее крупный и самый высокий холм в этой области поднимается до глубины менее 2500 м. Комплекс этих неровностей рельефа подобен краевой части другого большого поднятия, расположенного к северу от  $56^{\circ}30'$  ю.ш. Объединяя это поднятие с упомянутыми краевыми холмами, мы назвали его в целом возвышенностью Геттинген. Морфология этой возвышенности и её размеры в пределах изобаты 3300 м, а в верхней части с глубинами меньше 2500–2000 м, сходны с морфологией возвышенности Пири. Возвышенность Пири вместе с плато Пири и возвышенностью Геттинген рассматривается нами как крупная морфоструктурная провинция. Мы предлагаем называть её провинция Пири-Геттинген. Её морфоструктура рассматривается нами примечательно отличающейся от структуры рифтогенной провинции хребта Западный Скоша, лежащей к западу и ограниченной линией, проводимой от острова Элефант, хребет Южный Скоша, в направлении на северо-восток к скалам Шаг хребта Северный Скоша. Провинция Пири-Геттинген может рассматриваться как западная краевая система Центральной плиты. Северный предел этой провинции определяется глубоким желобом, назвать который было бы логично по соседнему блоку хребта Северный Скоша, увенчанному скалами Шаг, – мы назовём его желобом Шаг. Южный предел провинции соответствует глубокому Южно-Оркнейскому желобу.

В пределах структуры возвышенности Геттинген находится грабен с довольно широким трогом. Мы предлагаем назвать эту структуру грабеном Полярштерн. Ширина трога около 30 миль. Высота его склонов достигает 1000–2000 м, а их крутизна 25–30 градусов. Особенно крут северный склон – его крутизна местами почти 50 градусов. Узкие углубленные прогибы ложа трога, выровненного осадками, лежат в подножьях крутых склонов по обеим сторонам грабена. Их глубины достигают 4000–4500 м, в то время как глубины в центральной части трога грабена порядка 3700–3800 м. Края поверхности возвышенности Геттинген по обоим краям трога поднимаются до глубин 2300–2200 м. Эти глубины соответствуют, по-видимому, бывлой поверхности купола в виде широкого свода, некогда нарушенного в центре силами растяжения, с последующим обрушением части купола и формированием грабена. Детальная батиметрическая карта показывает внутри северной части грабена небольшой трансверсивный гребень с глубинами порядка 2000–2500 м.

К востоку от грабена обнаружена большая округлая депрессия, оконтуренная изобатой 3500 м. Это линзовидное углубление имеет диаметр 80–90 миль, и глубина в его центре в точке  $56^{\circ}45'$  ю.ш. и  $42^{\circ}10'$  з.д. примерно 4400 м, отражая углубление относительно краев на 900 м. Сами края этого линзовидного углубления возвышаются над окружающим ложем морской котловины примерно на 100–200 м. Благодаря этому описываемое углубление дна в отличие от других впадин Центральной плиты имеет форму кратерной структуры. Мы предлагаем назвать эту впадину котловиной Шотта, в память выдающегося германского океанографа. Диаметр этой круговой формы сопоставим с диаметром кратера Манагуан в Канаде и кратера Юкатанского полуострова в Мексиканском заливе. Кольцевая структура впадины Шотта

производит впечатление наложенной на восточную часть трога грабена Полярштерн. Следовательно, она была создана уже после возникновения грабена.

Безусловно, крупные морфоструктуры и интенсивные дислокации, показанные на новейшей детальной батиметрической карте, весьма примечательны. Однако не меньшее значение, а даже более важное для понимания происхождения провинции Пири-Геттинген, её поднятий и плато заключается в морфологии малых форм рельефа, преобладающих на поверхности дна. Детальный многолучевой промер позволил выявить регулярный характер морфологии типа холмистых равнин, преобладающего на всём пространстве поверхности этой провинции. Мы можем рассматривать эти холмистые равнины как генетически однородные поверхности. Статистический анализ их морфологии позволил прежде всего опознать доминирующие простирания холмистых гребней, образующих ортогональную сетку по азимутам  $325^\circ$ ,  $0^\circ$  и  $45^\circ$ . Статистический анализ показывает также в размещении холмистых равнин существование нескольких уровневых поверхностей. Мы нашли, что такие поверхности располагаются на уровнях 3400–3200 м, 3200–3000 м и 3000–2800 м.

В пределах крупных форм рельефа рассматриваемой провинции мы находим несколько плосковершинных подводных гор с характерной формой вулканических конусов. Они располагаются по линиям разломов, отраженных в рельефе крутыми обрывами и трещинами поверхности. Плоские вершины этих вулканических гор являются древними террасами морской абразии, опущенными ныне на глубину 2400 м (гора Хинца), 2350 м (гора Зебера), 2220 м (гора Венцеля), 2025 м (гора Кертца), 1800 м (гора Зейболда). Поверхности выравнивания наиболее высоких частей возвышенностей, описанных ранее как банка Пири с минимальной глубиной 740 м, банка Брюса – 1089 м и банка Дискавери – 350 м, также являются результатом морской абразии в периоды, когда они находились на уровне моря. Различия в глубинах этих плоских поверхностей могут быть свидетельством прогрессивного и неодинакового погружения в пределах провинции Пири-Геттинген.

Банки Дискавери и Брюса по данным наших исследований, подобно банке Пири, являются самыми высокими частями больших возвышенностей. Гребни этих возвышенностей располагаются на глубинах в пределах примерно 1500–2500 м, а их подножья оконтурены изобатами 3200–3400 м. Эти возвышенности можно назвать возвышенностью Брюса и возвышенностью Дискавери. Южные части этих возвышенностей соединяются широкой террасой с глубинами менее 2800–3000 м. Мы предлагаем назвать эту террасу как плато Брюс-Дискавери. Это плато продолжается к северу до  $58^\circ$  ю.ш. Далее к северу продолжения возвышенностей Брюса и Дискавери разделены трогом с глубинами 3000–3300 м. Обе эти возвышенности в своем северном простирании достигают  $56^\circ$  ю.ш. и подходят довольно близко к подножью блока Южной Джорджии хребта Северный Скоша. Логично дать название для комплекса этих крупных морфоструктур на их полном пространстве как Провинция Брюса-Дискавери. Восточный предел этой провинции лежит примерно на  $35^\circ$  з.д. Эта Провинция может рассматриваться в качестве восточной структурной окраины Центральной плиты. Несколько вулканических гор, некоторые из которых плосковершинные, были исследованы во время экспедиции АНТ-19/5 на западном обрывистом краю возвышенности Дискавери вблизи  $36^\circ$  з.д. Глубины плоских вершин крупнейших из них – 1100 м (гора Дригальского) и 1200 м (гора Лазарева). Эти вулканы четко приурочены к крупным разломам, протягивающимся к острову Южная Джорджия, и служат свидетельством погружения блока возвышенности Дискавери со смещением по этому разлому.

Между провинциями Пири-Геттинген и Брюса-Дискавери лежат две довольно крупных котловины. Это упомянутая выше линзообразная котловина Шотта и лежащая к югу от неё широкая котловина Дове, названная по имени выдающегося германского гидрометеоролога 19-го века. Выравненная осадками поверхность дна этой котловины по западной и восточной окраинам лежит на глубинах 3300–3800 м. В осевой её части – примерно на  $42^\circ 30'$  з.д. – глубины достигают 4100–4200 м. В морфоструктуре дна осевой части котловины Дове примечателен узкий гребень Гевара с минимальными глубинами порядка 1670 м, протягивающийся по меридиану  $42^\circ 37'$  з.д. Он обладает асимметричным профилем, его



восточный склон очень крутой, а западный более пологий. Ширина этого гребня в основании примерно 6 миль. Протяженность его по азимуту  $360^\circ$  – до 30 миль. К северо-востоку от гребня Гевара расположен ещё один асимметричный гребень, ориентированный по азимуту  $45^\circ$ . Протяженность его всего 15 миль. Глубина на этом гребне 3413 м. Сейсмический профиль ярко демонстрирует взбросовую природу этого гребня. Наклонная поверхность его западного склона покрыта осадками, смятыми в результате наклона поверхности фундамента, круто поднятого вверх по разлому восточного склона. Бросающееся в глаза морфологическое сходство упомянутых гребней позволяет предполагать для них обоим сходную тектоническую взбросовую природу – в результате усилий сжатия, испытанных жестким фундаментом ложа котловины Дове. Крутые восточные склоны обоих гребней прямолинейны. Структура обоих этих гребней ни в какой мере не сходна со структурой океанических рифтов и не может служить свидетельством коры океанического типа рифтогенного происхождения. Сейсмический профиль средней части котловины моря Скоша по параллели  $59^\circ$  ю.ш. показывает сложную блоковую структуру жесткого фундамента. На этом профиле мы не находим рифтогенных структур, которые могли бы быть сочтены ответственными за происхождение котловин Она, Протектор и Дове.

Мы предполагаем, что описанные здесь морфоструктурные провинции вместе с котловинами можно рассматривать как характеризующие однородную в тектоническом отношении Центральную плиту ложа котловины моря Скоша.

## Геология

Образцы пород фундамента, драгированные на обнажении в западном обрыве возвышенности Пири Н.А. Куренцовой, представлены обломками пород древнего докембрийского кратона. Это гнейсы, слюдястые сланцы верхнего докембрия (абсолютный возраст их 579 м.а.), граниты нижней юры (183 м.а.), риолиты, липариты и базальты средней юры (169–175 м.а.), алевролиты и песчаники мела (113 м.а.). Их упорядоченное положение по вертикали на драгированном сбросовом обрыве и форма свежих обломков позволили нам судить о их местном происхождении, а не считать результатом приноса плавучими льдами [Куренцова, Удинцев, 2004].

Образцы каменных обломков были описаны для банки Дискавери английскими исследователями [Eagles, Livermore et al., 2005] и получены нами тралением [Удинцев, Арнтц и др., 2003]. Эти образцы подобны полученным драгированием на обнаженном склоне банки Пири. Колонка осадков с банки Брюса, судя по микропалеонтологическим данным, свидетельствует о мелководных условиях отложения при высоком положении этой банки в среднем эоцене. В этих осадках содержатся также остатки фауны мелового времени, свидетельствующие о континентальной природе возвышенности Брюса.

Геологический разрез банки Пири очень близок разрезу по колонкам, полученным НИС «Роберт Конрад» и по скважинам 327, 329 и 330 глубоководного бурения на банке Мориса Юинга, пробуренным в 36-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» [Ludwig, 1983, Wise et al., 1982; Ciesielski et al., 1991], и по скважинам 698, 699 и 700 на Северовосточном поднятии Джорджия 114-го рейса б/с «Джоидес Резолюшн» [Kristoffersen, LaBrecque, 1991, Ciesielski, Kristoffersen et al., 1988, Proc. Ocean Drilling Progr., vol. 114, Site 699, Raymond, LaBrecque, Kristoffersen et al. 199]. Разрез по этим скважинам демонстрирует слои морских отложений от современных до миоцен-палеоцена и от меловых до юрских, покрывающих докембрийский фундамент.

## Гравиметрия

Структура аномального гравитационного поля Центральной Плиты получена по данным спутниковой альтиметрии [Sandwell, Smith, 1997] и наборным гравиметром НИС

«Полярштерн», топографически корректирована в редукции Буге. Единство характера гравитационного поля наблюдается на Провинциях Пири-Геттинген и Брюс-Дискавери и смежных с ними платформах континентальных кратонов к северу и к югу от моря Скоша.

### **Магнитные аномалии и происхождение котловин Протектор, Дове и Полярштерн**

Структура аномального магнитного поля показана на карте «Тектоника Дуги Скоша» и обсуждалась с целью определения возраста Центральной Плиты. Некоторое число линейных аномалий широкого простираения обнаружено в котловине Шотта и частично к югу от неё, в котловине Дове. Эти аномалии были идентифицированы Баркером как 5, 5с и 6, что соответствует возрасту 10 м.а., 17 м.а. и 20 м.а. Осевая аномалия предполагаемого рифта должна находиться предположительно на оси котловин Шотта и Дове. Баркером и другими авторами было высказано предположение, что названные линейные магнитные аномалии соответствуют истории спрединга в локальном рифте. Этот спрединг сопровождался образованием котловин Центральной Плиты и горизонтальным движением к северу крупного фрагмента континентальной коры. Этот фрагмент бывшего континентального моста был смещен к северу и представляет собой теперь блок острова Южная Джорджия в восточной части хребта Северный Скоша. Подобные представления были высказаны о рифте, предполагаемом вдоль оси котловины Протектор. Однако мы не находим в рельефе дна и в структуре фундамента этих котловин никаких признаков типичных рифтовых структур. Мы предполагаем, что происхождение наблюдаемых там линейных магнитных аномалий связано с диапиризмом серпентинизированных ультраосновных пород, протрудированных от обширного воздымания (плюма) верхней мантии, сквозь трещины, образование которых вызвано растяжением. Идентификация геологического возраста этих аномалий кажется нам весьма сомнительной. Происхождение этих котловин рассматривается нами как результат растяжения глубинных частей коры и блоковых дислокаций жесткого кратонного фундамента. Некоторые части этого фундамента испытывали относительно большее погружение, чем возвышенности. Другой причиной погружения дна котловин можно предполагать прогревание коры мантийным плюмом и излияниями базальтовых покровов, остывание которых вызывало погружение под их возросшим весом и сопровождалось эклогитизацией коровых корней. Происхождение котловины Шотта могло быть вызвано ударом большого астероида.

### **Геокинематика**

Геокинематика структуры в пределах Центральной Плиты моря Скоша выясняется по данным геокинематического мониторинга, по наблюдениям на сети опорных станций спутниковой геодезии, установленных на Антарктическом полуострове, на нескольких Антарктических островах, в Южной Америке, на о. Гоф, на Южно-Атлантическом хребте и в Южной Африке. Сопоставление полученных векторов горизонтальных смещений позволяет определить отставание Антарктического полуострова и Антарктических островов от континентальных плит Южной Америки и Южной Африки в размере примерно 5 мм/год. Поскольку плиты континентов имеют весьма глубокие корни, то их движения во времени должны обладать большой инерционной стабильностью, и наблюдаемые сейчас движения могут быть экстраполированы в геологическое прошлое. Вероятный результат растяжения коры между Патагонией и Западной Антарктидой за период 20–30 м.а. мог привести к образованию серии разломов, трещин растяжения, подобных Фолклендскому трюгу, желобам Шаг, Южно-Оркнейскому и желобам в пределах Грабена Полярштерн.

### 3. Интерпретация

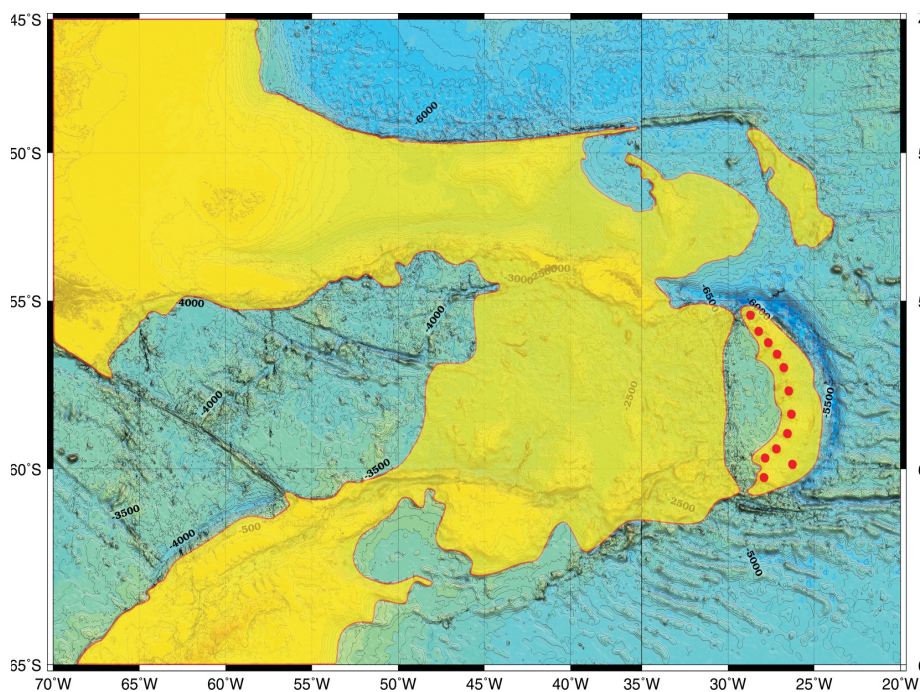


Рисунок. Морфоструктура Центральной плиты моря Скоша. Выделен предполагаемый реликт межконтинентального моста – палео-Земля Скоша.

Выполненный синтез данных, полученных в морских экспедициях, позволяет нам предложить гипотезу о том, что Центральная Плита моря Скоша является крупным фрагментом вне-Андийской Патагонии (см. рисунок). Этот фрагмент был отделен от своего материнского кратона в процессе длительного растяжения, отмечаемого сейчас в геокинематическом мониторинге, и испытать погружения до современных глубин моря, подобно тому, как погружались банка Мориса Юинга и Северовосточное Поднятие Джорджия. Основанием для такой гипотезы служат данные о рельефе Центральной Плиты, черты жесткости её фундамента, сходство с восточной частью Фолклендского плато и с Южно-Оркнейским микроконтинентом; идентичность геологии фундамента, опирающаяся на экстраполяцию геологической информации о возвышенностях южной части Центральной Плиты на её северную часть, сходство структуры поля силы тяжести по всей Центральной плите и по смежным с ней частям вне-Андийской Патагонии и Западной Антарктиды, существование ряда уровневных поверхностей, несомненно, свидетельствующих о погружениях предполагаемого фрагмента континентального кратона, который мы предлагаем назвать палео-Землей Скоша.



### Литература

1. **Barker P.F.** // International Geol.-Geophys. Atlas of the Atlantic Ocean M., 1990, p. 58–61.
2. **Barker P.F., Dalziel I.W.D., Storey B.C.** // The Geology of Antarctica, Oxford, Clarendon Press, 1991, P. 215–248.
3. **Barker P.F., Thomas E.** // Earth-Science Reviews 66 (2004), 143–162.
4. **Ciesielski P.F.** et al. // Preliminary results of subantarctic South Atlantic Leg114 of the Ocean Drilling Program (ODP). Geol. Evol. Ant., p. 645–650, 1991.
5. **Ciesielski P.F., Kristoffersen Y.** et al., 1988, Proc. Ocean Drill. Program Init. Rep., vol. 114, 1988.
6. **De Wit M.J.** The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland // Tectonophysics, 1997, 37, p. 53–81.
7. **Dietrich R., Dach R., Engelhardt G.** et al. // Deutsche Geodatische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Munshen, 2000, Angewandte Geodasie, Reihe B, Heft Nr.310, pp.11–20.
8. **Eagles G.** et al. // Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway. Jour. Geophys. Res. V.110, BO2401, 2005.
9. **Eagles G.** et al. // Tectonic evolution of the west Scotia Sea. Jour. Geophys. Res. V.110, BO 2401, 2005.
10. **Galimov E.M., Udintsev G.B., Schenke H.-W., Schene T.** // Bulletin of WOUNDS, 1999, т.69, number 2, p. 111–119 (in russian).
11. **Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Maldonado A.,** Martinez-Martinez J.M., Galdeano C.S., Somoza L., Surinacj E. //, 2000, V.320, pp. 123–139.
12. **GEBCO** // IHO/IOC/CHS, 1984, 2003.
13. **Huber** et al. // Paleooceanography, 13, A4026 101029/2004 000104.
14. **Kavun M.M., Vinnikovskaya O.S.** // Bulletin MOIP, geol. depart., 1993, vol.6, iss.6, p.83–96 (in russian).
15. **King E.C., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J.,** Maldonado A., Lodolo E. // Geology and Seismic stratigraphy of the Antarctic Margin, p. 2, Antarctic Research Series, vol.71, 1997, pp. 75–93.
16. **Krishna K.S., Gopala Rao D., Sar D.** // Tectonics, 2006, vol.25, TC1006, pp. 1–18.
17. **Kristoffersen Y., LaBrecque J.**, 1991. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise, in Ciesielski, P.F., Kristoffersen Y. et al., 1991, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 114, p. 23–38.
18. **Kurentsova N.A., Udintsev G.B.** // in The geology of Pasific Ocean (in russian), 2004, т.23, № 5, p. 25–39 (in russian).
19. **Livermore R.A., McAdoo D., Marks K.** // Earth Planet. Sci. Lett., 1994.
20. **Livermore R.A., Hunter R.J.** // King B.C., Livermore R.A. (eds). 1996, Weddell Sea Tectonics and 21. **Gondwana Break-up**, Geol. Soc. Spec. Publ. No.108, pp. 227–241.
22. **Livermore R.A.** et al. // Earth. Planet. Sci. Lett. 1997, V.150, P. 262–275.
23. **Ludwig W.J.** Geologic framework of the Falkland Plateau// Init.Rep.DSDP, 71, Washington (US Govt. Printing Offict, 1983, 71, 281–292.
24. **Maldonado A.** et al. // Mar. Geophys. Res., 2000, V.21, P. 43–68.
25. **Mao S., Mohr B.A.R.** Middle Eocene dinocysts from Bruce Bank (Scotia Sea, Antarctica) and their paleoenvironmental and paleogeographic implications. // 1994, Review of Palaeobotany and Palynology.
26. **Mao S.** et al. Rev. Paleobot. Palykol. // 1995, 86, 235–263.
27. **Olbers D., Borowski D., Volker C., Wolff J.-O.** // Antarctic Science 16 (4): 439–470 (2004).

28. **Raymond C.A., LaBrecque J., Kristoffersen Y.** Islas Orcadas Rise and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseismic plateaus from sites 702, 703, and 704. in Ciesielski, Kristoffersen et al., 1991, Proc. Ocean Drill. Program Scientific results, vol. 114, 1991.
29. **Sandwell D.T., Smith W.H.F.** // Science, 1997, V.277, N 5334. P.1956–1962.
30. **Sher et al.** Earth Planet Sci. Letter. 2004, p. 391–405.
31. **Smith W.H.F., Sandwell D.T.** // Science, 1997, V. 277, N 5334, P. 1956–1962.
32. **Suess E.** // Das Anblitz der Erde. Bd. 1-111, Leipzig, Wienn, 1883–1909.
33. **Tectonic map** of the Scotia Arc // Sheet BAS (Misc) 3 Ed.1, 1985. Scale 1:3 000 000, British Antarctic Survey, Cambridge, 1985.
34. **Toker V.** et al. // Middle Eocene carbonate-bearing marine sediments from the Bruce Bank off northern Antarctic Peninsula. // Geol. Evol. Antarctic, 1991, p. 639–644.
35. **Tripati et al.** Nature, 2005, 436, p. 31–345.
37. **Udintsev G.B., Arntz W, Udintsev V.G.** et al. // Report RAS, 2003, vol. 388, № 2, p. 254–257 (in russian).
38. **Udintsev G.B., Arntz W, Udintsev V.G.** et al. // Report, RAS., 2003, vol. 388, № 3., p. 399–404 (in russian).
39. **Udintsev G.B., Schenke H.-W.** // M., GEOS., 2004, p. 132 (in russian).
40. **Udintsev G.B., Schenke H.-W., Beyer A.** et al. // Report, RAS, 2006, т. 408, № 1 (in russian).
41. **Vinogradova N.G., Jhivago A.V., Detinova N.N.** (in russian) // M., GEOS, 2000, p. 106.
42. **Whitmarsh R.B., Manatschal G., Minshull T.A.** Nature, 2001, 413, p. 150–154.
43. **Wise C.W., Ciesielski P.F., MacKenzie D.T.** et al. // Antarctic Geoscience, Intern. Union Geol. Sci. Ser. B-N 4, 1982, Madison, Wisconsin, p. 157.
44. **Zackos et al.** // Science 2001, p. 292, 686–693.