

на правах рукописи



ЛЕЙЧЕНКОВ Герман Леонидович

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ИНДООКЕАНСКОЙ
АКВАТОРИИ АНТАРКТИКИ**

Специальность 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва - 2013

Работа выполнена во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»)

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук **Пейве Александр Александрович**,
(ГИН РАН, Москва, главный научный сотрудник)

Доктор геолого-минералогических наук **Буш Вильям Артурович** (ЗАО
«Аэрогеофизика», Москва, ведущий геолог)

Доктор геолого-минералогических наук **Тетерин Дмитрий Евгеньевич**
(ГЕОХИ РАН, Москва, зам. зав. лабораторией)

Ведущая организация: Полярная морская геологоразведочная экспедиция
(ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург)

Защита состоится **20 декабря 2013 г. в 14.30** на заседании диссертационного совета Д 501.001.39 геологического факультета при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119234, ГСП-1, Москва, Ленинские Горы, МГУ, геологический факультет, сектор «А», ауд. 415.

С диссертацией можно ознакомиться в читальном зале Научной библиотеки Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, в Отделе диссертаций Фундаментальной библиотеки по адресу: Ломоносовский проспект, 27.

Автореферат разослан 19 ноября 2013 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор



А.Г. Рябухин

Объект исследований. Основным объектом исследований является южнополярная акватория от 7° до 150° в.д. и от антарктического побережья до параллели 60° ю.ш. (северная юридическая граница Антарктики; рис. 1). Этот регион практически полностью расположен в южной части Индийского океана и поэтому определен в настоящей работе как индоокеанская акватория Антарктики.

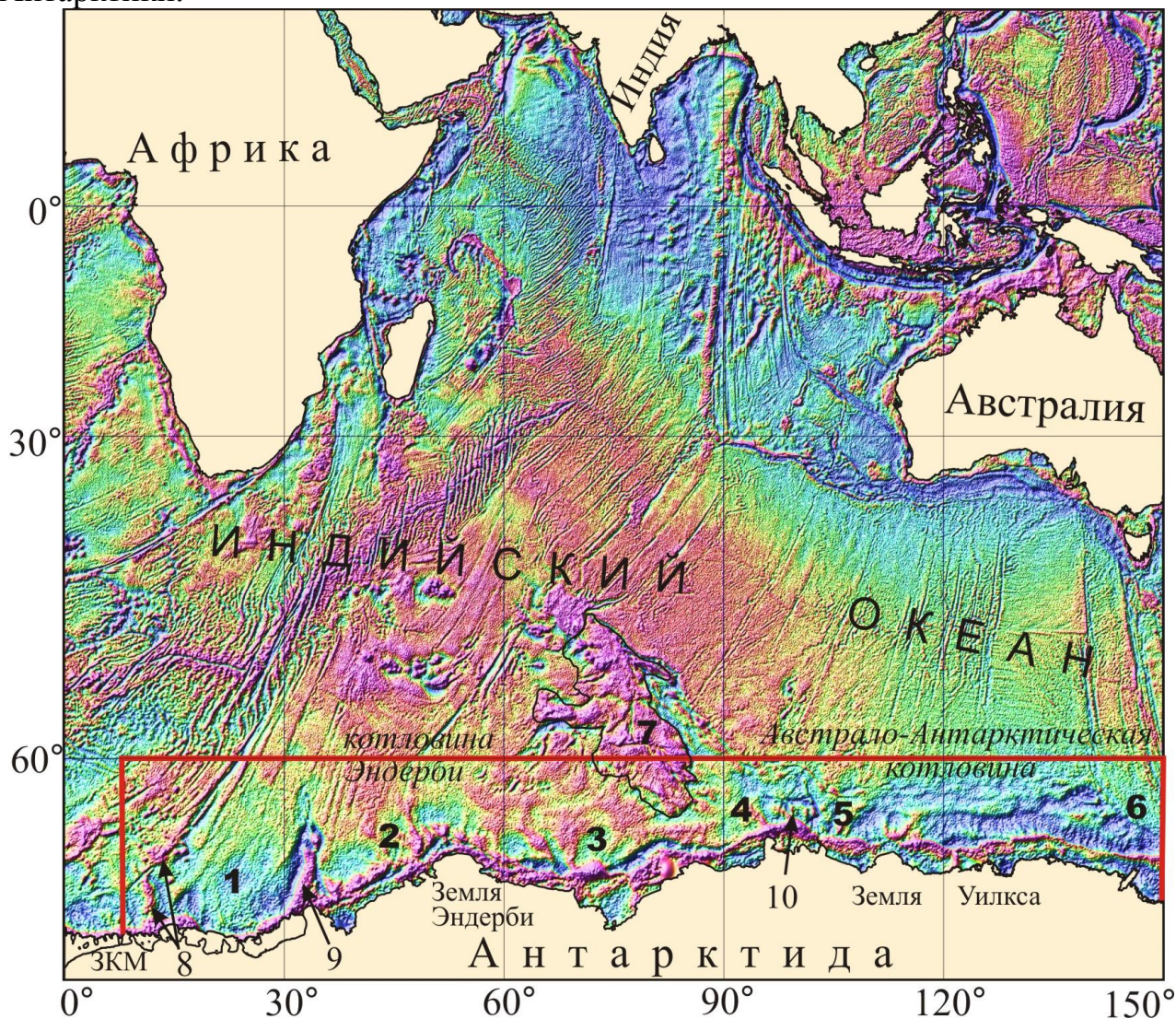


Рисунок 1 – Регион исследований на карте Индийского океана (показано аномальное гравитационное поле в редукции Фая; Sandwell & Smith, 1997). Цифрами обозначены: 1 - море Рисер-Ларсена, 2 - море Космонавтов, 3 - море Содружества, 4 - море Дейвиса, 5 - море Моусона, 6 - море Дюрвиля, 7 - плато Кергелен, 8 - хребет Астрид, 9 - хребет Гуннерус, 10 - банка Брюс. ЗКМ - Земля Королевы Мод.

Индоокеанская акватория Антарктики включает в себя шельф, континентальный склон, подножие континентального склона, абиссальные котловины и южную часть плато Кергелен (рис. 1). Отдельные секторы этой акватории получили названия прибрежных морей: Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, Дейвиса, Моусона, Дюрвиля. Северная граница морей включает в себя южные части абиссальных котловин (рис. 1).

Индоокеанская акватория является наиболее изученной частью Южного океана. Здесь силами Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ), под научным руководством и при участии специалистов ВНИИОкеангеология, завершена рекогносцировочная стадия работ. Протяженность региона исследований по широте составляет около 6500 км, а общая его площадь превышает 4,5 млн. км².

Индоокеанская континентальная окраина Антарктиды и прилегающие к ней котловины образовались в результате рифтогенеза, океанического спрединга и последующего погружения земной коры на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Эти процессы привели к формированию крупных седиментационных бассейнов с мощностью осадочного чехла до 8–10 км, которые, по предварительным оценкам, обладают высокими перспективами нефтегазоносности. Бассейны имеют различный возраст заложения и обособленное пространственное развитие, ограничиваясь поднятиями фундамента. В изучаемом секторе Антарктики выделено три крупных осадочных бассейна, каждый из которых имеет специфические особенности своего развития: бассейн моря Рисер-Ларсена, бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса и бассейн, расположенный в секторе от моря Моусона до моря Дюрвиля (далее бассейн морей Моусона-Дюрвиля). За внешнюю границу бассейнов условно принимается изопакхита 1 км, примерно очерчивающая область распространения обломочного материала, поступавшего с континента в глубоководную область.

Актуальность исследований. Актуальность исследований определяется национальными геополитическими и научными интересами. Результаты исследований способствуют укреплению геополитических позиций России в современной системе Договора об Антарктике, популяризации полученных знаний и повышению конкурентоспособности российских достижений в мировом научном сообществе. Недра Антарктики считаются резервом минерального сырья будущих поколений. Протокол об охране окружающей среды, принятый в системе Договора об Антарктике в 1991 г., запрещает до 2049 г. практическую деятельность, связанную с минеральными ресурсами, но не накладывает ограничений на проведение научных исследований, направленных на оценку перспектив полезных ископаемых. В связи с этим интерес к минеральным ресурсам (и особенно к ресурсам углеводородов в окраинных морях) продолжает оставаться важным стимулом геологического изучения Антарктики.

Геополитические интересы нашего государства отражены в положениях Морской доктрины РФ, утвержденной Президентом РФ 27 июля 2001 г. и Стратегии развития деятельности РФ в Антарктике на период до 2020 г. и на более удаленную перспективу, утвержденной распоряжением Правительства Российской Федерации 30 октября 2010 г. Морская доктрина указывает на необходимость «проведения научных исследований в Антарктике, как главного элемента осуществления государственной политики, направленной на сохранение и закрепление позиций России в Индийском океане» и

«...мониторинга полезных ископаемых и минеральных ресурсов в Мировом океане». Стратегия декларирует, что основной целью геолого-геофизических работ в Антарктике является «изучение фундаментальных закономерностей геологического строения, глубинной структуры и истории формирования земной коры Антарктиды, ее континентальной окраины и прилегающих глубоководных акваторий Южного океана; создание информационной базы для научного прогноза минерально-сырьевого потенциала Антарктики».

Комплексная интерпретация геофизических данных, полученных в индоокеанской акватории Антарктики, позволяет подойти к решению многих фундаментальных проблем эволюции пассивных континентальных окраин, развития океанов и вулканических плато. К числу таких проблем относятся: механизмы экстремального растяжения земной коры и внедрение континентальной мантии; идентификация границы континент-океан, характер и объем магматизма невулканических окраин; природа земной коры вулканических плато; изменение природной среды Антарктики. Очень важной научной задачей является изучение динамики ледникового покрова Антарктики в геологическом прошлом и причины изменения его объема. В последние годы это наиболее востребованное направление научных исследований в Антарктике, так как понимание этих процессов позволит более точно установить связь между концентрацией парниковых газов в атмосфере и климатом Земли, смоделировать поведение антарктических ледников в условиях устойчивого глобального потепления, а также их влияние на подъем уровня Мирового океана.

Цели и задачи исследований. Целью исследования является определение структуры земной коры осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция истории их геологического развития. К числу основных задач исследований относятся: 1) выявление границы между рифтогенной континентальной корой и океанической корой; 2) идентификация тектонических провинций; 3) установление структуры земной коры и геологической природы акустического фундамента в окраинных рифтах; 4) уточнение истории распада Гондваны (моделирование океанического спрединга; определение времени, скорости и характера океанического раскрытия); 5) сейсмостратиграфический анализ (создание сейсмостратиграфической модели осадочного чехла: выделение и пространственная корреляция главных сейсмических границ и сейсмических комплексов, их возрастная привязка, идентификация и определение природы сейсмических фаций); 6) реконструкция истории тектонического развития бассейнов; 7) реконструкция обстановок осадконакопления и природных условий (деятельности флювиальных систем; динамики ледового покрова, характера водной циркуляции); 8) оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Научная новизна исследований. Несмотря на большой объем геофизических данных, полученных в индоокеанской акватории Антарктики,

многие проблемы строения и эволюции земной коры этого региона оставались нерешенными. В определенной мере это связано с тем, что экспедиции разных стран изучали относительно небольшие площади акваторий окраинных морей, а обобщение накопившихся данных и создание целостной модели развития осадочных бассейнов в контексте распада Гондваны и изменений природной среды не проводились. В представленной работе на основе всех имеющихся геолого-геофизических данных впервые дана развернутая характеристика строения земной коры индоокеанской акватории Антарктики и создана целостная модель истории ее геологического развития. В результате проведенных исследований выявлена структура и природа фундамента, установлены главные тектонические провинции и выработаны критерии определения границы между корой континентального и океанического типов, предложены новые модели ранней истории распада Восточной Гондваны, изучено строение осадочного чехла и обоснован генезис, состав, условия формирования и возраст сейсмических границ и комплексов; выявлены обстановки осадконакопления, дана оценка углеводородного потенциала осадочных бассейнов.

Особое внимание в работе уделяется осадочной толще, накопившейся после начала устойчивого глобального похолодания и оледенения Антарктиды. На основе сейсмостратиграфического анализа и корреляции сейсмических данных с результатами бурения идентифицированы границы, соответствующие ключевым этапам изменения природной среды Антарктики, выполнена корреляция этих границ на большей части индоокеанской акватории, установлены темпы осадконакопления в различные периоды геологического времени. В итоге сделаны важные выводы об обстановках седиментации и эволюции природной среды Восточной Антарктики: развитии донных вод, деятельности и энергии флювиальных систем, динамики ледникового покрова.

Практическая значимость работы. Результаты исследований были использованы для планирования комплексных геофизических работ ПМГРЭ в окраинных морях Антарктики, при составлении «Стратегии развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года и на более удаленную перспективу»; международных проектов бурения (Проект ODP 490 «Гляциальная история и палеогеография: залив Прюдс - море Содружества» и IODP 482 «История кайнозойского восточно-антарктического ледового щита по осадкам континентальной окраины Земли Уилкса») и документа по дальнейшему бурению в Антарктике; проекта «Палеотопография Антарктики» (AntScape) программы Научного комитета по исследованиям Антарктики (SCAR) «Эволюция антарктического климата»; предложений по подпрограмме «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» на 2014–2018 гг. Данные об объеме синледниковой толщи, рассчитанной на основании выполненных исследований, были использованы группой специалистов проекта «AntScape» для реконструкции палеорельефа Восточной Антарктиды на время 34 млн. лет. Эта реконструкция позволяет существенно улучшить компьютерные модели изменений природной среды Антарктиды в

кайнозое и более точно оценить причины быстрого развития ледникового покрова. Итоги исследований могут быть использованы Министерством природных ресурсов и экологии РФ для эффективного планирования геолого-геофизических работ в Антарктике, а также Министерством иностранных дел России для выработки геополитических решений на консультативных совещаниях по Договору об Антарктике.

Фактический материал и личный вклад автора. Изучение геологического строения и истории геологического развития индоокеанской акватории Антарктики основано на интерпретации объединенных массивов геофизических данных, полученных в отечественных и зарубежных экспедициях. Исследования земной коры проводятся здесь с конца 1970-х годов. Основным методом ее изучения являлось сейсмическое профилирование МОГТ, которое сопровождалось набортными измерениями значений магнитного поля и поля силы тяжести. К настоящему времени в индоокеанской акватории Антарктики выполнено 138000 км профилей МОГТ (из которых 74000 км - в отечественных экспедициях), 250 зондирований МПВ и более 300000 км гравитационных и магнитных наблюдений. Почти все сейсмические материалы МОГТ содержатся в международной Библиотеке сейсмических данных по Антарктике в виде цифровых суммированных разрезов (автор является председателем российского филиала Библиотеки). При интерпретации геофизических данных использованы геологические материалы, полученные по программам глубоководного бурения DSDP, ODP и IODP.

Автором разработаны принципы районирования земной коры индоокеанской акватории Антарктики, которые применимы и для других пассивных окраин Мира; обоснованы критерии определения границы континент-океан; усовершенствованы геодинамические модели рифтогенеза и распада Восточной Гондваны; создана сейсмостратиграфическая модель осадочных бассейнов и установлено распределение сейсмических фаций, позволяющие реконструировать обстановки осадконакопления в позднем мезозое и кайнозое; выявлена корреляция истории развития и динамики ледового покрова Восточной Антарктиды с процессами седиментации; разработаны принципы районирования индоокеанской акватории Антарктики по перспективам нефтегазоносности.

Диссертант являлся научным руководителем комплексных морских геофизических исследований в пяти научных рейсах НИС «Академик А. Карпинский», включая проект третьего Международного полярного года (МПГ) 2007–2008 гг. в районе южной части плато Кергелен, выполненный совместно с Институтом Альфреда Вегенера (Германия); руководителем с российской стороны нескольких международных проектов (российско-германский проект 2000–2003 гг. «Составление геофизического атласа по морям Уэдделла, Лазарева, Рисер-Ларсена»; российско-австралийский проект 2002–2003 гг. «Исследование геологической эволюции южно-австралийской и сопряженной антарктической окраин»; российско-норвежский проект 2002–2007 гг. «История тектонического развития и осадконакопления в морях Рисер-

Ларсена и Космонавтов»); руководителем проекта «Геоморфология и тектоника дна Южного океана» подпрограммы «Исследование природы Мирового океана», ФЦП «Мировой океан» и проектов по направлению «Литосфера Антарктики» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан», выполняемых с 2000 г.; ответственным исполнителем подготовки программы работ по геологическому изучению и оценке перспектив на полезные ископаемые Антарктики на период до 2025 Министерства природных ресурсов и экологии РФ; руководителем научно-исследовательских работ, заказчиком которых являлось Министерство природных ресурсов (Министерство природных ресурсов и экологии) РФ и Федеральное агентство по недропользованию. Научные результаты исследований синледникового осадконакопления послужили основой для подготовки проекта бурения в море Содружества, реализованного в 2000 г.

Апробация работы и результатов исследования. Результаты исследований изложены автором в 67 печатных работах, опубликованных в отечественных и зарубежных журналах, монографиях, сборниках научных трудов; использованы в 5 изданных картах; представлялись более чем в 75 научных докладах на международных и отечественных конференциях, среди которых: Международные симпозиумы по геологии Антарктиды (1991 г., Япония; 1995 г., Италия; 1999 г., Новая Зеландия; 2003 г., Германия; 2007 г., США; 2011 г., Великобритания); Международные геологические конгрессы (2000 г., Бразилия; 2004 г., Италия; 2008 г., Норвегия; 2012 г., Австралия); Ассамблеи Американского и Европейского геофизического союза (2000 г., США; 2003 г., Франция; 2006 г., Австрия); Открытые научные конференции SCAR (2004 г., Германия; 2006 г., Австралия; 2008 г., Россия; 2010 г., Аргентина; 2012 г., США); Международный симпозиум по эволюции антарктического климата (2009 г., Испания); Тектонические совещания межведомственного тектонического комитета (2010, 2012, 2013 гг., Москва).

Защищаемые положения.

1. Осадочные бассейны индоокеанской акватории Антарктики (моря Рисер-Ларсена; морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса; морей Моусона и Дюрвиля), формировались на рифтогенной окраине Восточной Антарктиды и в прилегающих глубоководных спрединговых котловинах. На основании комплекса геофизических данных определено положение границы континент-океан и установлено, что ширина рифтогенной континентальной окраины изменяется в широких пределах - от 80 до 500 км.

2. Каждому бассейну присущи специфические черты строения земной коры и истории тектонического развития. В бассейне моря Рисер-Ларсена континентальный рифтогенез сопровождался интрузивным магматизмом, связываемым с действием мантийного плюма Кару; вскоре после раскола литосферы, которое датируется возрастом 160 млн. лет, произошла переориентировка движения плит и развитие многочисленных трансформных разломов. В бассейне морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса окраинный

рифт отличается экстремальным растяжением земной коры и сопутствующим подъемом мантии; океаническое раскрытие началось 134 млн. лет назад, совпадая с внедрением плюма Кергелен, и характеризовалось перескоками спрединговых центров. Бассейн морей Моусона-Дюрвиля развивался в условиях длительной рифтогенной деструкции континентальной коры, что привело к образованию протяженной зоны мантийного вскрытия; раскол литосферы между Австралией и Антарктидой происходил асинхронно в интервале времени от 95 до 65 млн. лет назад с продвижением СОХ в восточном направлении.

3. В составе осадочного чехла окраинных бассейнов выделяется рифтовый и пострифтовый структурные этажи. В пострифтовом этаже глубоководной части бассейнов идентифицировано 6 региональных сейсмических границ, возраст которых составляет 90–80, 48–43, 34, 24, 14 и 3 млн. лет. В верхнюю часть пострифтового этажа занимает уверенно диагностируемая толща, формировавшаяся под влиянием антарктического оледенения на протяжении 34 млн. лет. На основе анализа сейсмических фаций и темпов осадконакопления выявлено существование доледниковых речных систем, установлены районы развития донных течений и сделаны выводы о динамике краевой части ледникового покрова.

4. Осадочные бассейны индоокеанской акватории Антарктики обладают высоким углеводородным потенциалом, который определяется: 1) их огромной площадью (около 3,5 млн. км²); 2) проявлением рифтогенной деструкции земной коры на ранней стадии развития бассейнов; 3) большой (до 8–12 км) мощностью осадочного чехла, значительная часть которого представлена потенциально нефтематеринскими породами позднемезозойского возраста; 4) широким спектром литологических фаций в составе осадочного чехла, включающих грубозернистые отложения с хорошими коллекторскими свойствами; 5) наличием в осадочном чехле положительных структур, зон выклинивания и дизъюнктивных нарушений, с которыми могут быть связаны различные типы ловушек.

Объем и структура диссертации. Работа состоит из Введения, 4 глав и Заключения; содержит 98 рисунков, 2 таблицы и список литературы из 206 наименований. Общий объем работы составляет 290 стр. Во Введении изложены задачи исследований, показана их актуальность, новизна и практическая значимость. В первой главе представлена географическая и геолого-геофизическая характеристика индоокеанской акватории Антарктики и прилегающей части континента, в том числе дается информация о рельефе морского дна, гидрологии Южного океана, тектоническом строении Восточной Антарктиды, изменении климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом, истории геолого-геофизических исследований в индоокеанской акватории. Вторая глава посвящена классификации пассивных континентальных окраин, типовым характеристикам их строения и решению проблемы идентификации границы континент-океан в индоокеанской акватории Антарктики. В отдельных разделах рассматривается тектоническое

строение бассейнов, дается характеристика акустического фундамента и интерпретация его геологической природы, обосновано выделение тектонических провинций; представлены модели спрединга морского дна. Глава завершается историей тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики и реконструкциями распада Восточной Гондваны. В третьей главе приводятся результаты сейсмостратиграфического анализа осадочного чехла бассейнов: рассмотрены особенности строения осадочной толщи, дано обоснование возраста главных сейсмических границ, описаны сейсмические фации и установлены механизмы их образования, сделаны выводы об обстановках осадконакопления и изменениях природной среды. Четвертая глава имеет практическую направленность и посвящена анализу углеводородного потенциала осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. В этой главе рассматриваются общие структурно-тектонические и геологические предпосылки нефтегазоносности осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики и перспективы их нефтегазоносности. Диссертационная работа выполнена во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга).

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность руководству ПМГРЭ за содействие в научной работе и специалистам Антарктической партии ПМГРЭ, с которыми участвовал в рейсах НИС «Академик А. Карпинский» и благодаря усилиям которых было получено и обработано большое количество геофизических данных, послуживших основой для настоящего исследования. Особая благодарность: Ю.Б. Гусевой за полезные дискуссии, помощь в работе, внимательное прочтение диссертации и корректуру; В.В. Гандюхину, под руководством которого получены морские геофизические материалы; С.В. Иванову и А.Ю. Казанкову, отвечавшим за сбор магнитометрические и гравиметрические данных Автор также благодарит сотрудников ПМГРЭ А.И. Зытнера, Л.В. Варову, И.В. Ксенофонта и других специалистов, обеспечивших получение качественных геофизических данных и их обработку. Автор благодарен сотрудникам ВНИИОкеангеология: Г.Э. Грикурову за ценные советы и консультации; А.В. Голынскому и Н.Д. Алешковой за карты потенциальных полей, использованные в работе. Автор выражает благодарность зарубежным коллегам: А. Гончарову, Ф. О'Брейну и Г. Стаггу из Геологической службы Австралии, А.К. Куперу из Геологической службы США, Л. ДеСантис из Экспериментальной геофизической обсерватории (Италия), И. Кристофферсену из Бергенского университета, Б. Куваас из компании Статоил, М. Санду из Норвежского нефтяного директората, К. Голю и В. Йокату из Института Альфреда Вегенера (Германия) и многим другим за полезные дискуссии о геологии окраинных морей Антарктики.

Глава 1. Географическая и геолого-геофизическая характеристика индоокеанской акватории Антарктики и прилегающей части континента.

Физико-географическая характеристика, рельеф морского дна и гидрология индоокеанской акватории Антарктики. Континентальная окраина в индоокеанской акватории Антарктики во многом сходна с другими пассивными окраинами Мира, но имеет некоторые специфические особенности. Одной из них является береговая линия, которая почти повсеместно представлена ледовым барьером и только очень небольшие по протяженности участки суши образуют каменистый берег (рис. 1). Шельфовые и иногда выводные ледники, находясь на плаву, могут достаточно далеко выдвигаться в прибрежные моря, а линия их налегания на коренное ложе образует еще одну географическую границу. Другой характерной особенностью окраины является переуглубленный шельф и общее закономерное погружение его дна в сторону суши. Средние глубины шельфовых областей составляют 400–600 м, но в отдельных местах дно может быть опущено до 1000–1500 м. Местами шельфы пересекаются долинами глубиной до 800 м, окруженными относительно мелководными (100–200 м) участками. Специфическая форма рельефа антарктических шельфов связана с действием нагрузки ледового щита и экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледника в недавнем прошлом. Ширина шельфов индоокеанской акватории изменяются от 50 до 300 км.

Континентальный склон характеризуется глубинами моря от 500 до 1700–2500 м, средними углами падения 5° – 6° и шириной 10–50 км. Подножие континентального склона располагается на глубинах от 1700–2500 м до 4500–4800 м и имеет ширину 300–500 км. Континентальный склон и его подножие пересекаются сетью глубоких подводных каньонов. Их ширина составляет 40–50 км (до 100 км), а глубина вреза 300–450 м (до 1500 м). Северную периферию рассматриваемой акватории занимают океанические котловины с глубинами моря 5000–5300 м.

Рельеф морского дна индоокеанской акватории осложняется хребтами и поднятиями. Два протяженных хребта Астрид и Гуннерус расположены в западной части региона и определяют границы моря Рисер-Ларсена (рис. 1). Оба имеют меридиональное простирание, длину более 500 км и ширину 70–100 км. Между морями Содружества и Дейвиса находится крупное поднятие морского дна южной части океанического плато Кергелен, которое протягивается за пределы Антарктики в северо-западном направлении более чем на 1500 км. Менее обширным, но достаточно выразительным в морфологии морского ложа, является поднятие банки Брюс, которое разделяет море Дейвиса и море Моусона (рис. 1).

Южный океан характеризуется особым режимом водной циркуляции. Основным ее элементом является крупномасштабный поток восточного направления вокруг Антарктики шириной до 1 тыс. км, называемый Антарктическим Циркумполярным течением. Другой важный элемент представлен антарктическим прибрежным течением. Оно формируется преимущественно под действием восточных ветров к югу от 66° ю.ш. и имеет

западное направление, обеспечивая конвекцию и продуцирование глубинных водных масс (Gyory *et al.*, 2003). Стержень этого течения расположен над верхней частью материкового склона; вблизи морского дна его скорость в среднем составляет около 7 см/с. За счет действия сил Кориолиса прибрежное течение может усиливаться на крутых участках морского дна. Значительное влияние на динамику Южного океана оказывают антарктические донные воды. Они зарождаются на шельфах и материковых склонах из-за увеличения плотности морской воды. В индоокеанской акватории Антарктики главными районами их формирования являются море Дюрвиля и залив Прюдс.

Тектоническое строение Восточной Антарктиды. Восточная Антарктида представляет собой древнюю платформу, в составе которой выделяется кристаллический щит и платформенный чехол. В надледных выходах кристаллического щита, сосредоточенных в прибрежной зоне материка, распознаются две главные категории древних тектонических структур: архейские-палеопротерозойские ядра стабилизации и протерозойские подвижные пояса (Grikurov & Leitchenkov, 2012). Платформенный чехол предположительно занимает современную низменность, протягивающуюся вдоль Трансантарктических гор между 120° и 150° в.д. и предположительно имеет палеозойско-раннемезозойский возраст.

После стабилизации протерозойского подвижного пояса Восточной Антарктиды кристаллический щит испытывал лишь незначительные деформации, в основном обусловленные растяжением земной коры. К числу наиболее ранних событий относятся рифтогенные процессы, с которыми связано образование позднепермских - раннетриасовых осадочных молассоидных отложений в западной части Земли Королевы Мод и в районе ледника Ламберта. Более существенный деструктивный этап эпиплатформенной активизации произошел в юрское время и завершился распадом Гондваны. Начало этого события маркируется проявлением основного магматизма с возрастом 200–170 млн. лет в юго-западной Африке и Антарктиде. В центральной части Восточной Антарктиды процессы растяжения привели к образованию внутриконтинентальной рифтовой зоны, которая расположена под современным выводным ледником Ламберта и на шельфе моря Содружества (залив Прюдс).

Изменения климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом. Несмотря на то, что большая часть антарктического материка находится подо льдом, исследования двух последних десятилетий дают обширную информацию об эволюции климата и природной среды Антарктики в геологическом прошлом. В позднем палеозое Восточная Антарктика уже находилась в субполярных и полярных широтах и, вероятно, большая ее часть была покрыта льдом (Frakes *et al.*, 1971). Юрское и меловое время, когда заложились осадочные бассейны индоокеанской акватории Антарктики, характеризуется развитием в Антарктике влажного субтропического и тропического климата в связи с общим глобальным потеплением. Начиная с раннего эоцена отмечается устойчивый тренд похолодания, который продолжается до настоящего времени. В прибрежных районах Антарктиды

зимние температуры стали отрицательными. Существуют косвенные указания на то, что в среднем и позднем эоцене (42–34 млн. лет) в центральной части Восточной Антарктиды развивались ледниковые купола, быстро изменявшиеся в своём объёме. На границе эоцена и олигоцена (около 34 млн. лет) произошло резкое похолодание, которое привело к образованию Антарктического ледникового покрова континентального масштаба (Zachos *et al.*, 2002). На протяжении олигоцена - среднего миоцена (до ~14 млн. лет) климат в Антарктике был более мягким, чем в настоящее время, а антарктический ледниковый покров преимущественно имел влажное ложе и был нестабильным, периодически разрастаясь и сокращаясь. Предполагается, что на протяжении олигоцена объём ледникового покрова Антарктиды изменялся от 80 до 130% по отношению к современному, а уровень моря - более чем на 100 м (Pekar & Christie-Blick, 2008). В периоды гляциальных максимумов (~34, 29–26 млн. лет) ледниковый покров перекрывал шельфы Восточной Антарктики.

На границе олигоцена и миоцена (~23 млн. лет) произошло кратковременное похолодание и оледенение. В раннем миоцене (23–15 млн. лет) объём льда в Восточной Антарктиде изменялся от 50 до 125% по отношению к современному, т.е. примерно как и в олигоцене. Максимальное разрастание ледникового покрова с выходом на шельф происходило в периоды гляциальных максимумов (выделено шесть таких событий). В интервале между 17 и 15 млн. лет, во время климатического оптимума, произошло наибольшее сокращение ледовой массы. Начиная со среднего миоцена (14–13 млн. лет) ледниковый покров Восточной Антарктиды стал более устойчивым и в меньшей степени способным к эрозии коренного ложа. Этот рубеж часто определяется как переход от политермического динамичного ледникового покрова к холодному и стабильному. В плиоцене (от 3,3 до 3 млн. лет) произошло потепление и сокращение ледникового покрова, после чего возник устойчивый тренд похолодания.

История геолого-геофизических исследований и их основные результаты. Геолого-геофизические исследования индоокеанской акватории Антарктики проводятся с конца 1970-х годов экспедициями Австралии, Германии, Италии, Норвегии, СССР/России, США, Франции, ЮАР и Японии (рис. 2). Основным методом ее изучения являлись морские сейсмические работы МОГТ. Они выполнялись различными аппаратными комплексами, которые совершенствовались с течением времени: увеличивалась длина приемных устройств и число приемных каналов, улучшались средства регистрации, развивалась техника обработки сейсмических данных. В настоящее время расстояние между профилями в различных частях индоокеанской акватории Антарктики составляет от 25 до 60 км (рис. 2). В состав морских работ многих стран входили зондирования МПВ, которые позволяют установить скорость распространения сейсмических волн в земной коре и произвести более точные расчеты глубины залегания основных сейсмических горизонтов.

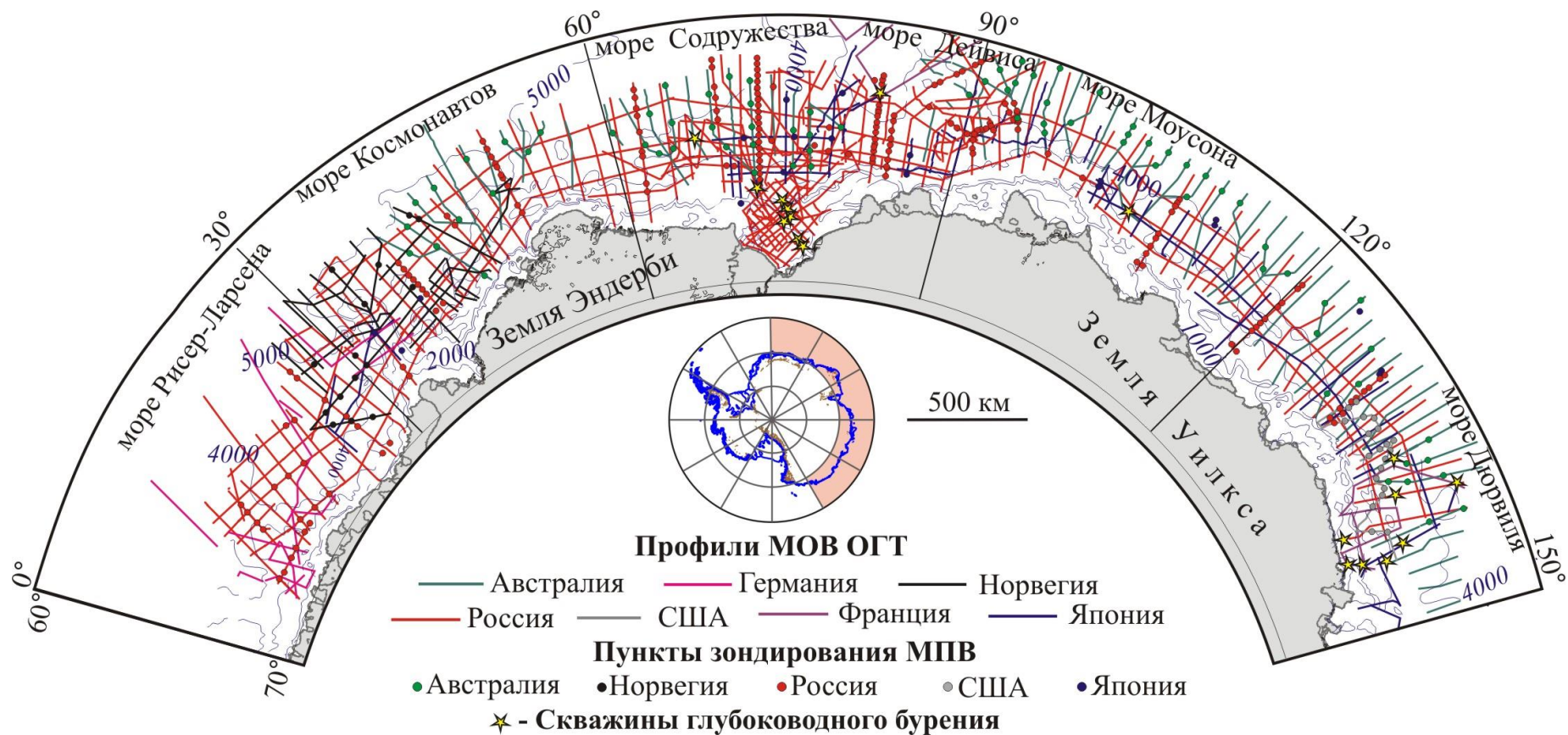


Рисунок 2 – схема сейсмических исследований и расположения скважин глубоководного бурения в индоокеанской акватории Антарктики.

Существенный вклад в изучение индоокеанской акватории Антарктики внесли магнитные исследования. Они почти всегда выполнялись попутно с сейсмическими работами, но некоторые экспедиции проводили и независимые измерения напряженности магнитного поля. Кроме того, прибрежные районы частично были охвачены аэромагнитными съемками с регулярной сетью различных масштабов. Таким образом, сеть магнитных наблюдений в индоокеанской акватории Антарктики более плотная, чем сеть МОГТ, хотя качество магнитных съемок во многих случаях оставалось недостаточно высоким в связи с учетом вариаций магнитного поля.

Важным направлением исследований индоокеанской акватории явилось глубоководное бурение по программам DSDP, ODP и IODP, которое выполнялось в индоокеанской акватории Антарктики в 1974 г. (море Муусона и море Дюрвиля), в 1998 (залив Прюдс, плато Кергелен), в 2000 (море Содружества) и 2010 (море Дюрвиля). Всего было пробурено 19 скважин (8 на шельфе, 2 на континентальном склоне, 7 в подножии континентального склона и 2 в южной части плато Кергелен) глубиной от первых метров до 1000 м (рис. 2). Почти все проекты бурения были направлены на изучение изменений природной среды и палеоклимата в конце мезозоя - кайнозое и только бурение на плато Кергелен включало задачу по опробованию и исследованию вулканических комплексов. В начале 90-х годов, после того как военно-морские силы США открыли доступ к спутниковой геодезической информации, на основе альтиметрических данных были составлены детальные карты поля силы тяжести Южного океана (Sandwell & Smith, 1997). Эти материалы, открытые для свободного пользования, применялись при комплексной интерпретации полученных данных.

Наиболее значительный вклад в изучение индоокеанской акватории Антарктики внесли отечественные геофизические исследования, которые проводятся здесь с 1985 г (рис. 2). До 1990 г. они выполнялись на арендованных судах, производивших грузовые операции в Антарктике. Эти суда были не приспособлены для выполнения научных работ и сейсмические материалы, полученные в этот период, не обладали высоким качеством. Тем не менее, они дали первую информацию о строении земной коры окраинных морей и позволили усовершенствовать методику полевых наблюдений и обработки материалов.

С 1991 г. морские геофизические работы проводятся на специализированном НИС «Академик А. Карпинский», оснащенном современным сейсмическим, гравиметрическим и магнитометрическим оборудованием, и носят планомерный характер. Основные профильные наблюдения ориентировались перпендикулярно и параллельно континентальной окраине. К настоящему времени такой регулярной сетью охвачена вся акватория от 7° в.д. до 150° в.д. Начиная с 1996 г. гидромагнитные наблюдения выполнялись в дифференциальной модификации. В 2002 г. проведена модернизация геофизического оборудования НИС «Академик А. Карпинский» с размещением на его борту нового регистрирующего сейсмического комплекса, в состав которого входит цифровая 352-канальная

приемная расстановка длиной 4,5 км и две линейные группы пневмоисточников общим объемом 47 л. Внедрение нового оборудования позволило существенно улучшить качество получаемых материалов и выйти на новый уровень изучения окраинных морей Антарктики.

К настоящему времени в индоокеанской акватории Антарктики выполнено 138000 км профилей МОГТ (из которых 73500 км - в отечественных экспедициях) и 250 зондирований МПВ. Почти все сейсмические материалы МОГТ содержатся в международной Библиотеке сейсмических данных по Антарктике в виде цифровых суммированных разрезов (российский филиал Библиотеки находится во ВНИИОкеангеология). Объем морских гравиметрических и магнитометрических данных превышает 250000 км. Большая часть зарубежных материалов магнитных исследований имеется в распоряжении ВНИИОкеангеология, где создается база магнитометрических данных в рамках международного проекта «ADMAP» (Цифровая магнитная карта Антарктики).

Глава 2. Строение и история тектонического развития земной коры осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики

Осадочные бассейны индоокеанской акватории Антарктики расположены в пределах пассивной континентальной окраины и спрединговых котловин и сформировались в результате распада Гондваны - последовательного отделения Африки, Индии и Австралии от Антарктиды. Пассивные окраины образуются в результате растяжения земной коры, которое приводит к ее утонению и погружению. Они делятся на два типа: вулканические (с интенсивным магматизмом, сопровождающим рифтогенез) и невулканические (где проявления магматической деятельности незначительны). Поверхность фундамента на пассивных окраинах осложняется структурами растяжения, которые проявлены в виде асимметричных депрессий (полуграбенов), ограниченных с одной стороны листрическим сбросом. В некоторых случаях на поздней стадии рифтогенеза происходит разрыв земной коры и внедрение верхней мантии без существенного ее плавления. Этот процесс называется мантийным вскрытием (*mantle unroofing*; Voillot & Froitzheim, 2001).

Критерии определения тектонической природы земной коры осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. Наиболее сложной задачей изучения пассивных континентальных окраин является идентификация границы между корой континентального и океанического типов. Основная трудность заключается в том, что вблизи этой границы рифтогенная континентальная кора и океаническая кора сопоставимы по многим параметрам: мощности, средней плотности, интегральной намагниченности, морфологии поверхности фундамента. Так, например, структуры растяжения, обычно являющиеся надежным диагностическим признаком рифтовой континентальной окраины, по мере приближения к границе континент-океан выглаживаются и уменьшаются по амплитуде, что затрудняет их обнаружение на сейсмических разрезах.

Линейность магнитного поля, характерная для океанической коры, в антарктических акваториях часто нарушается трансформными сдвигами, внутриплитным магматизмом, формирующим локальные океанические поднятия, перескоками оси хребтов и некоторыми другими факторами. К этому добавляется все еще относительно редкая сеть магнитных наблюдений, выполненных в антарктических акваториях, что препятствует надежному картированию структуры магнитного поля и уверенной корреляции и диагностике аномалий спрединговой природы. Следует также иметь в виду, что линейные магнитные аномалии могут возникать и на пассивных окраинах, где происходит внедрение мантийных перидотитов и их последующая серпентинизация.

Возможности гравиметрических исследований для идентификации границы континент-океан еще более ограничены, так как мощность и средняя плотность континентальной коры во внешней зоне окраинного рифта очень близки аналогичным параметрам океанической коры. В связи с этим аномальный гравитационный эффект в районе их сочленения практически отсутствует или не является устойчивым для уверенной интерпретации. В качестве косвенного критерия могут быть использованы данные спутниковой альтиметрии, в которых хорошо проявляются трансформные разломы, являющиеся структурами океанической коры.

Важной физической характеристикой акустического фундамента, которая позволяет определить его природу, является скорость упругих волн, определяемая по данным МПВ. Результаты обработки этих данных показывают, что по значениям скорости преломленных волн отчетливо выделяется две разновидности фундамента: первая распространена от шельфа до нижнего подножия континентального склона и характеризуется интервалом скоростей 5,8–6,2 км/с; а вторая - в абиссальных котловинах и на поднятиях хребта Астрид, плато Кергелен, банки Брюс и имеет значения от 4,4 до 5,6 км/с (с максимумами распределения 4,6–4,8 км/с и 5,3–5,4 км/с). Первая разновидность фундамента лучше всего соответствует кристаллическим породам гранитоидного состава, типичным для верхней части консолидированной коры континентального генезиса; вторая - вулканогенным породам континентальных окраин и второго океанического слоя. На региональном уровне эти данные позволяют достаточно надежно оконтурить области развития фундамента различной природы.

Для детализации положения границы континент-океан может быть использован анализ локальной морфологии и сейсмического облика фундамента по разрезам МОГТ. В результате такого анализа (использованы немигрированные разрезы) в глубоководной части индоокеанской акватории Антарктики выделено 11 типов фундамента, различающихся по глубине залегания, характеру рельефа, количеству дифрагирующих объектов, динамической выразительности в поле отраженных волн и внутреннему строению. Тип фундамента не всегда указывает на природу земной коры, но при наличии дополнительных данных (например, скорости преломленных волн), позволяет отнести всю площадь его развития к той или иной

тектонической провинции и, в том числе, уточнить конфигурацию границы континент-океан.

Комплексный анализ геофизических данных дает возможность выявить главные тектонические провинции окраинных осадочных бассейнов индоокеанской акватории, к которым относятся: докембрийско-раннепалеозойский кристаллический щит; рифтовые структуры, подстилаемые растянутой континентальной корой; океанические плиты, образованные спредингом морского дна и вулканические поднятия, подстилаемые корой континентального или океанического типа (рис. 3). Комплексы кристаллического щита Восточной Антарктиды фрагментарно обнажаются вдоль побережья и прослеживаются на шельфах под тонким слоем осадков. В пределах рифтовых грабенов выделены борта (структуры, в которых происходит погружение фундамента по сбросам) и днища (глубоко погруженные, пологозалегающие области фундамента). Далее рассматриваются особенности строения каждого из бассейнов индоокеанской акватории Антарктики.

Строение земной коры осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. Бассейн моря Рисер-Ларсена. Бассейн моря Рисер-Ларсена начал формироваться в результате рифтогенеза между юго-восточной Африкой и Антарктидой. Западной границей бассейна служит подводный вулканический хребет Астрид, южная часть которого замыкает вулканическую континентальную окраину морей Уэдделла и Лазарева (рис. 3).

Борт рифтового грабена южной части моря Рисер-Ларсена маркируется магнитной и гравитационной аномалиями интенсивностью 300–600 нТл и более 50 мГл, соответственно. Моделирование показывает, что они образованы телом, расположенным в верхней части консолидированной коры, шириной 50–80 км с намагниченностью 0,35–0,7А/м и плотностью 2,8–2,9 г/см³. Рассчитанные параметры аномалеобразующего объекта позволяют отождествлять его с крупной линейной интрузией или совокупностью интрузивных тел основного состава.

Граница континент-океан в бассейне моря Рисер-Ларсена определяется достаточно уверенно. В крайней юго-западной части она представлена палеотрансформным разломом Астрид, который отчетливо следует в поле силы тяжести, а на сейсмических разрезах проявлен в виде узкой глубокой депрессии и сопряженными с ней поднятиями (рис. 3). В южной части моря Рисер-Ларсена положение границы континент-океан установлено по скоростным характеристикам фундамента и изменению морфологии его поверхности. К западу от 22° в.д. южный край океанической коры контролируется серией линейных магнитных аномалий. Восточная часть моря Рисер-Ларсена представляет собой сдвиговую окраину и граница между океанической корой и растянутой континентальной корой определяется палеотрансформным разломом.

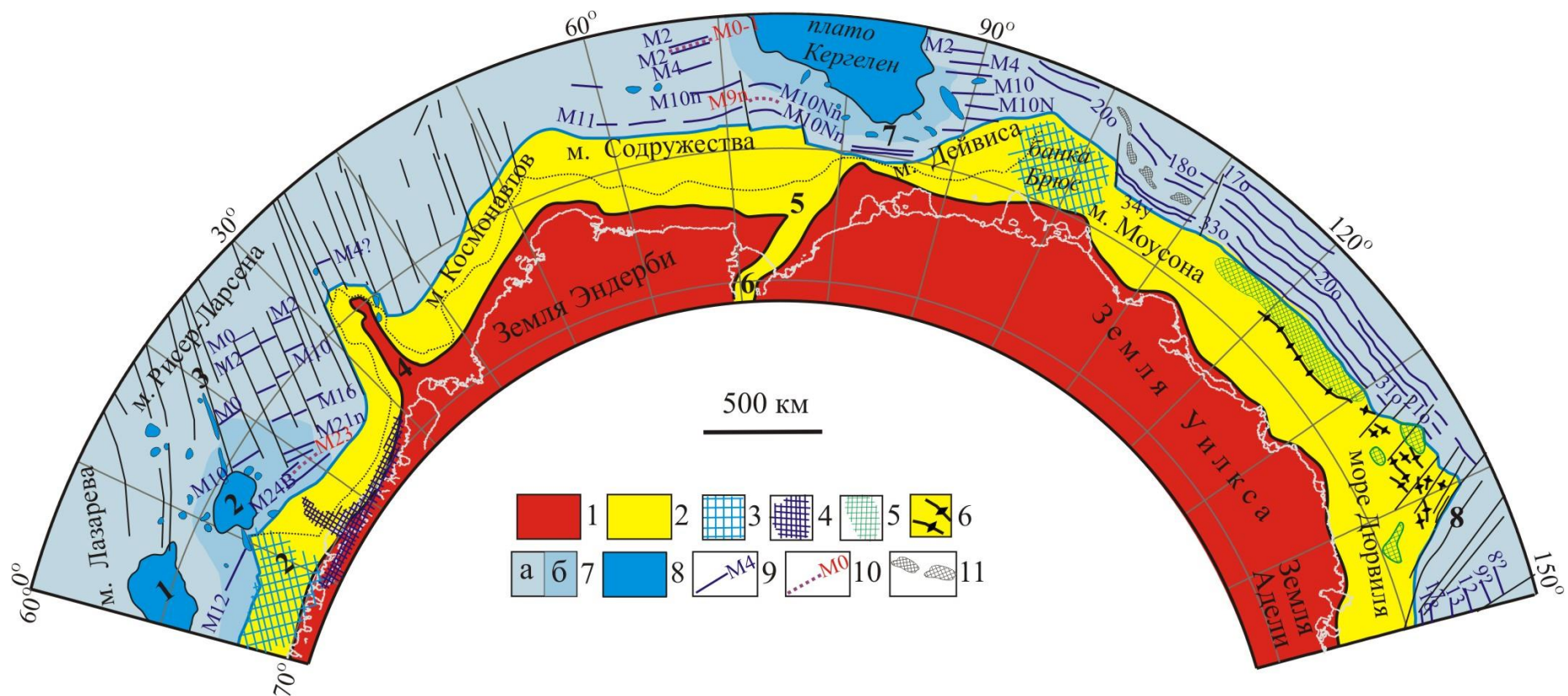


Рисунок 3 – Схема тектонического строения индоокеанской акватории Антарктики. 1 - Восточно-Антарктическая платформа; 2 - рифты (пунктирная линия показывает границу между бортом и днищем рифтов); 3 - районы развития вулканических комплексов; 4 - зона внедрения интрузий; 5 - зона мантийного вскрытия; 6 - оси антиклинальных складок в рифтовых отложениях; 7 - океаническая плита: а) с корой нормальной мощности (7–8 км) корой, б) с утолщенной (9–12 км) корой; 8 - вулканические плато, хребты, поднятия; 9 - линейные магнитные аномалии с номерами хронов полярности; 10 - отмершие хребты; 11 - амагматические спрединговые сегменты. Цифрами обозначены: 1- поднятие Мод, 2 - хребет Астрид, 3 - разломная зона Астрид, 4 - хребет Гуннерус, 5 - залив Прюдс, 6 - ледник Ламберта, 7 - котловина Принцессы Елизаветы, 8 – разломная зона Георга V.

Моделирование спрединга морского дна проводилось только для западной части моря Рисер-Ларсена, где была идентифицирована последовательность магнитных аномалий от M0 до M24n (Bergh, 1987; Roeser, 1996; Jokat *et al.*, 2003). Исследования, выполненные в отечественных и российско-норвежских экспедициях, позволяют выявить более детальные характеристики спрединга в юго-западной части моря Рисер-Ларсена и установить характер океанического раскрытия в восточной. Анализ магнитного поля показывает, что оси линейных аномалий в районе между 66° и 68° ю.ш. меняют свое простирание с ЗСЗ-ВЮВ на СЗ-ЮВ, образуя угол около 30°. Такая ситуация часто возникает при переориентировке направлений движения литосферных плит, сопровождаемой отмиранием и перескоком оси срединно-океанического хребта (СОХ).

Наличие центра отмершего спрединга доказывается симметричной конфигурацией магнитных аномалий. Далее к востоку северное крыло аномальной последовательности срезается осью более молодого спрединга. Ось отмершего спрединга в предлагаемой модели соответствует отрицательному хрону полярности M23 (151,5 млн. лет), а самая древняя аномалия - хрону M24В (154 млн. лет). В сторону побережья линейная последовательность сменяется зоной спокойного магнитного поля, соответствующей верхнеюрской эпохе преимущественно нормальной полярности.

В северо-восточной части моря Рисер-Ларсена была выявлена более молодая серия мезозойских аномалий от M2 до M16. В результате моделирования установлено, что на раннем этапе раскрытия (по крайней мере, начиная с аномалии M16), оси спрединга морского дна регулярно смещались в северо-восточном направлении по сети трансформных разломов (рис. 1, 3). Скорости полуспрединга в рассчитанных моделях меняются от 1,2 до 2,2 см/год.

Особенностью западной части моря Рисер-Ларсена (к западу 24°) является увеличение (до 9–13 км) мощности консолидированной (магматической) части океанической коры (рис. 3), которое происходит за счет каждого из основных ее слоев, что доказывается данными МПВ и результатами моделирования поля Δg . Утолщение базальтового слоя 2А, представленного расслоенной толщиной фундамента, прослеживается на сейсмических разрезах МОГТ. Максимальных значений (16 км) мощность океанической коры достигает в северной части хребта Астрид, которая представляет собой небольшое вулканическое поднятие, образовавшееся на ранней стадии океанического раскрытия. Вулканизм, вероятно, был связан с режимом растяжения в трансформном разломе Астрид. Выявленная область с повышенной мощностью океанической коры, плавно уменьшающейся в стороны от поднятия, отражает постепенное угасание вулканической активности в океанических хребтах.

Бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса. Бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса заложен на этапе рифтогенеза между Индией и Антарктидой. Кристаллический щит Восточной Антарктиды обнажается на побережье и продолжается на шельф этих морей, где он погружен (без признаков растяжения) на глубину до 2 км. Поверхность фундамента окраинного рифта опускается на внешнем шельфе по системе

крутых сбросов от 1–2 км до 6–8 км и далее в сторону океана слагает пологий прогиб (днище) с глубиной залегания от 7 до 11 км. В районе залива Прюдс окраинный рифт сочленяется с внутриконтинентальной рифтовой зоной ледника Ламберта, образуя с ним генетически взаимосвязанную систему (рис. 3).

Проблема определения границы континент-океан более надежно решается в морях Содружества и Дейвиса. Океаническая кора уверенно распознается здесь по типовым значениям скорости преломленных волн 5,0–5,5 км/с, внутреннему строению фундамента и изменению характера магнитного поля. На сейсмических разрезах различается три толщи: верхняя (мощностью первые сотни метров) с короткими полого-наклонными внутренними рефлекторами, средняя - полупрозрачная (мощностью 2–3 км) и нижняя (мощностью до 5 км) с насыщенной беспорядочными отражениями и дифракциями структурой сейсмической записи. Выделенные толщи уверенно интерпретируются как слои 2А, 2В и 3 океанической коры, соответственно. На большей части океанической котловины прослежена поверхность Мохо, которая отчетливо различима в сейсмической записи.

Положение границы континент-океан предполагается по резкой смене внутреннего строения фундамента, который к югу от расслоенной толщи океанической коры приобретает сложную структуру, отличаясь хаотическими рефлекторами и дифракциями. Такая структура характерна для невулканических окраин, достигающих экстремального растяжения, при котором происходит подъем верхней мантии с возможным частичным ее плавлением и внедрением продуктов магматизма в верхнюю часть коры. В разрезе контакт между рифтогенной модифицированной корой и океанической корой погружается на север под углом 30°–40° и иногда представлен ярким отражающим горизонтом. Граница континент-океан, установленная по сейсмическим данным, маркируется высокоамплитудной (350–500 нТл) линейной магнитной аномалией, которая протягивается от плато Кергелен на запад до 50° в.д. и на восток до 96° в.д. Происхождение этой аномалии объясняется сочленением сильномагнитной магматической коры океана с менее магнитной корой окраинного рифтового грабена.

В котловине Принцессы Елизаветы граница континент-океан смещается на юг, располагаясь почти в основании континентального склона (рис. 3). Ширина окраинного рифта составляет здесь 40–80 км, т.е. намного меньше, чем в других частях бассейна. Причиной такого резкого изменения структуры (и гораздо меньшего растяжения земной коры в котловине Принцессы Елизаветы), возможно, явился подъем мантийного плюма Кергелен, который локально понизил прочность литосферы и привел к быстрому и более раннему ее расколу. В восточной части моря Дейвиса окраинный рифт осложняется поднятием банки Брюс, представляющей собой небольшое вулканическое плато.

В море Космонавтов граница континент-океан установлена менее определенно, чем в морях Содружества и Дейвиса. Здесь она картируется по распределению типовых скоростей преломленных волн в поверхности

фундамента, изменению характера магнитного поля, которое в предполагаемой океанической части бассейна становится более интенсивным, и южным окончаниям линейных гравитационных аномалий, связываемых с палеотрансформными разломами (рис. 3).

Выполненные исследования показывают, что окраинный рифтовый грабен бассейна морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса имеет сложное строение и различную ширину. В море Космонавтов она составляет 200–240 км, в морях Содружества и Дейвиса - 300–350 км и 40–80 км - в котловине Принцессы Елизаветы.

Многие предлагаемые ранее модели идентификации номерных магнитных аномалий в океанической коре, образованной в результате разделения Индии и Антарктиды, противоречивы и недостаточно убедительны (Mizukoshi *et al.*, 1988; Ramana *et al.*, 2001). С одной стороны, это обусловлено низкой плотностью магнитных наблюдений и, иногда, значительными погрешностями в измерениях (ΔT), а с другой - геодинамическими особенностями раскрытия Индийского океана (проявлением внутриплитного магматизма, близким расположением трансформных сдвигов, нестабильностью спрединга). Существенный прогресс в изучении характера спрединга был достигнут благодаря реализации проекта 3-го МПГ. На основании детальных съемок и интеграции всех имеющихся в этом районе магнитных данных в океанической коре моря Содружества, моря Дейвиса и котловины Принцессы Елизаветы было выявлено четыре серии линейных магнитных аномалий. Первая расположена в море Содружества между 66° в.д. и 72° в.д. (рис. 3). Моделирование спрединга выполнялось здесь от аномалии M2, впервые идентифицированной Гайной и др. (Gaina *et al.*, 2007) вблизи отмершего хребта (рис. 3), до интенсивной линейной аномалии, которая маркирует границу континент-океан и идентифицируется хроном полярности M11An. Установлено, что скорость полуспрединга постепенно понижается в северном направлении, изменяясь от 6 до 2–3 см/год. Вторая серия аномалий расположена между 72° в.д. и 75° в.д. и демонстрирует симметрию относительно центрального максимума, связываемого с отмершим спрединговым хребтом. Скорость спрединга в пределах выделенной последовательности составляет 2–4 см/год, а ось хребта моделируется аномалией M9n (рис. 3). Третья серия выявлена в котловине Принцессы Елизаветы и характеризуется гармоничной последовательностью максимумов и минимумов. Моделирование этой серии не проводилось из-за отсутствия аномалий характерной формы. Если предположить, что раскол литосферы произошел здесь раньше за счет локального воздействия плюма, то они могут соответствовать хронам M12–M14 (134,5–137 млн. лет). Четвертая серия аномалий идентифицирована в море Дейвиса и моделируется последовательностью M11An–M2. Рассчитанные скорости полуспрединга здесь, как и в море Содружества, регулярно уменьшаются с юга на север от 4,0–5,2 до 1,9 см/год.

Южная часть плато Кергелен представляет собой вулканическое поднятие с глубинами залегания фундамента от 5,0 до 2,0 км. Бурением установлено, что

акустический фундамент представлен здесь толеитовыми базальтами, изливавшимися около 120–110 млн. лет назад (Coffin *et al.*, 2002). Природа земной коры южной части плато Кергелен долгое время оставалась дискуссионной. Исследования, выполненные в рамках проекта 3-го МПГ с помощью донных станций, позволяют решить эту проблему. Моделирование сейсмических данных показывает, что в нижней части корового разреза скорости продольных волн составляют 6,7–7,0 км/с. Такие значения характерны для земной коры микроконтинентов, перекрытых вулканическими комплексами. Происхождение подобных структур объясняется механизмом отделения блоков рифтогенной окраины при перескоках спрединга на ранней стадии океанического раскрытия. Такой геодинамический режим часто возникает при внедрении мантийных плюмов или «горячих струй» и привел, например, к образованию микроконтинентов Сейшельского архипелага, острова Ян-Майен и др. (Muller *et al.*, 2001). Моделирование геодинамических процессов в срединно-океанических хребтах показывает, что перескок оси спрединга на рифтовую окраину с изоляцией микроконтинентов может происходить за счет понижения прочности ее литосферы, «разогретой» восходящим тепловым потоком плюма.

Обоснованием модели, объясняющей континентальную природу южной части плато Кергелен, служит предположение о наличии двух отмерших срединно-океанических хребтов с возрастом около 129 млн. лет (хрон M9n) и 118 млн. лет назад (хрон M0; рис. 3). Перескоки оси спрединга отделили фрагменты растянутой континентальной коры от индийской окраины, присоединив их к Антарктической плите. Активный магматизм, связанный с внедрением плюма Кергелен 120–110 млн. лет назад, перекрыл континентальные блоки мощными вулканическими комплексами, образовав океаническое плато.

Океаническая кора, обрамляющая плато Кергелен (в полосе шириной 100–150 км), характеризуется повышенной мощностью (магматическая ее часть составляет 9–12 км). Это свидетельствует об избыточном магматизме в период раннего спрединга, обусловленного разогревом мантии при внедрении плюма (рис. 3).

Бассейн морей Моусона-Дюрвиля. Осадочный бассейн морей Моусона - Дюрвиля имеет сложное строение земной коры, развитие которой определялось продолжительным рифтогенезом и последовавшим за ним ультрамедленным спредингом между Австралией и Антарктидой. На востоке бассейн ограничивается разломной зоной Георга V, которая зародилась как внутриконтинентальная сдвиговая система и после океанического раскрытия преобразовалась в серию трансформных разломов (рис. 3).

Породы древнего цоколя Восточной Антарктиды обнажаются на очень небольших участках вдоль побережья Земли Уилкса и Земли Адели. Кристаллический фундамент окраинного рифтового грабена удастся различить только в районе, расположенном к западу от $\sim 123^\circ$ в.д., где глубина его залегания составляет 10–11 км. К востоку от $\sim 123^\circ$ в.д. выделен акустический фундамент, т.е. самая нижняя сейсмическая граница, распознаваемая на

сейсмических разрезах. Акустический фундамент имеет здесь пологое залегание и может представлять собой один из горизонтов в основании мощного рифтового комплекса или кровлю дорифтовых платформенных отложений. Ниже поверхности акустического фундамента, на глубине около 15 км, наблюдается граница Мохо (кровля мантии). На внешней части окраинного рифта Мохо резко воздымается на 6–8 км, образуя пологое поднятие в основании осадочного чехла шириной 80–100 км. Это означает, что на завершающем этапе рифтогенеза произошел разрыв консолидированной части земной коры и мантийное вскрытие (рис. 3). К этому времени уже накопились рифтовые отложения, которые частично были интродуцированы мантийным диапиром, а в верхней части деформировались. Своеобразным результатом деформаций является линейная складка, расположенная над склоном мантийного поднятия (рис. 3). Она имеет высоту 1,0–1,5 км и хорошо различимую на сейсмических разрезах антиклинальную форму залегания слоев.

Зона поднятия мантии отчетливо проявлена в поле силы тяжести и аномальном магнитном поле положительными длинноволновыми аномалиями амплитудой около 10–15 мГл и 100–150 нТл, соответственно. Скорости преломленных волн в верхней (5,0 км/с) и нижней (7,0 км/с) частях мантийного поднятия отвечают различной степени серпентинизации перидотитов. Серпентинизацией, сопровождающейся кристаллизацией магнетита, обусловлено и образование линейной магнитной аномалии, которая раньше связывалась с окенической корой (Tikku & Cande, 1999).

К востоку от 131° в.д. тектоническое строение внешней части окраинного рифтового грабена становится более сложным. Здесь в рифтовом структурном этаже выявлена зона интенсивных пликативных деформаций с хорошо проявленными антиклинальными складками амплитудой 1,0–1,5 км и углами падения крыльев 2°–5° (рис. 3). Местами их шарниры образуют поднятия в поверхности морского дна высотой до 500 м. Простирающиеся ося антиклиналей свидетельствуют о сложной, возможно разнонаправленной системе напряжений, возникших в связи со сдвигом между юго-восточной оконечностью Австралии и Антарктидой на поздней стадии рифтогенеза. Область интенсивных деформаций опоясывается с севера и юга зонами существенно утоненной консолидированной коры, местами разрываемой поднятиями мантии и магматическими интрузиями (рис. 3).

Граница континент-океан в бассейне морей Моусона-Дюрвиля определена по комплексу геофизических и структурных признаков. На большей части бассейна она маркируется протяженной положительной аномалией магнитного поля, расположенной севернее аномалии, связываемой с поднятием мантии. Восточная часть бассейна представляет собой трансформную окраину. Ширина периконтинентального рифтового грабена изменяется от 300–330 км на западе до 350–450 км на востоке. Океанический фундамент характеризуется типовыми значениями скорости преломленных волн 4,4–5,2 км/с и сильно или умеренно расчлененным рельефом. В северной и северо-западной части моря Моусона выявлена цепочка поднятий СЗ-ЮВ простирающихся высотой до 2,5 км (рис. 3).

Она отчетливо проявлена в поле силы тяжести положительными аномалиями амплитудой 30–40 мГл, но практически не выражается в магнитном поле.

Реконструкции Восточной Гондваны и модели спрединга между Австралией и Антарктидой неоднократно пересматривались и совершенствовались по мере проведения геофизических исследований. Последняя модель была предложена в 1999 г. Тикку и Канде для района между 100° и 135° в.д. Скорости полуспрединга в их модели составляли от 1,5 до 6,5 мм/год, а время континентального раскола оценивалось возрастом 95 млн. лет. Магнитные данные, полученные на НИС «Академик А. Карпинский» в течение четырех полевых сезонов, и их интеграция с материалами зарубежных экспедиций позволяют уточнить характер спрединга, время континентального раскола между Австралией и Антарктидой и динамику движения плит. В результате анализа и моделирования магнитных данных идентифицирована последовательность аномалий от 34 до 18. Согласно новой модели, скорости полуспрединга составляют: 2,5–3,5 мм/год между аномалиями 34у и 33о, ~2,5 мм/год между аномалиями 33о и 31о, 1,5–2,3 мм/год между аномалиями 31о и 24о, 3,0–3,5 мм/год между аномалиями 24о и 21о, ~6,0 мм/год между аномалиями 21о и 20о и ~6,5 мм/год между аномалиями 20о и 18о (рис. 3). Отмечается плавное устойчивое нарастание скорости полуспрединга между хронами полярности геомагнитного поля 33 и 18. Поднятия в океанической коре моря Моусона интерпретируются в качестве амагматических спрединговых сегментов, сложенных перидотитами и габбро. Они образовались в период хронов полярности 31о и 24о и имеют симметричный аналог на сопряженной австралийской окраине, где слагают зону Дамантина.

Выполненные исследования показывают омоложение океанического раскрытия (пропагацию СОХ) с запада на восток. В море Моусона самая ранняя аномалия связывается с началом меловой эпохи нормальной полярности магнитного поля (хрон 34у; 83 млн. лет). Экстраполяция возраста океанической коры от этой аномалии до границы континент-океан дает время первичного раскола литосферы между Австралией и Антарктидой около 90 млн. лет. В районе между 112° и 132° в.д. наиболее близкой к границе континент-океан является аномалия 33о (79 млн. лет). Возраст континентального раскола оценивается здесь в 82–83 млн. лет. Аномальная последовательность 33о–32о прерывается в районе 133° в.д., где происходит расширение периконтинентального рифта, и в секторе 133°–140° океаническое раскрытие предполагается в диапазоне хронов полярности 31о–30о (66–69 млн. лет). Хронологическая последовательность континентального раскола между Австралией и Антарктидой, выявленная по результатам идентификации магнитных аномалий, подтверждается возрастом несогласий в кровле рифтового структурного этажа на сопряженной окраине Австралии: бассейне Бремер (~93 млн. лет; Bradshaw *et al.*, 2005), бассейне Байт (~83 млн. лет; Totterdell *et al.*, 2000) и бассейне Отвей (~67 млн. лет; Krassay *et al.*, 2004).

История тектонического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. После становления в раннем кембрии, большая часть Гондваны сохраняла стабильное состояние до позднего

карбона, когда в ее литосфере возникли растягивающие напряжения. На суше центральной части Гондваны, окружавшей будущую индоокеанскую акваторию, с ранним этапом растяжения (поздний карбон - пермь) связано образование рифтовых грабенов и синеклиз Кару в южной Африке, грабенов Маханади и Годавари, расположенных ортогонально окраине восточной Индии, и грабена, пересекавшего Антарктиду от верховья ледника Ламберта до залива Прюдс. Еще один рифт возник на протоокраине западной Австралии и мог проникать в район моря Дейвиса и моря Содружества. Все эти структуры имели внутриплитное происхождение и к раннему-среднему триасу в основном прекратили свое развитие.

Следующая фаза тектонической активности знаменует начало распада Гондваны. Самый ранний эпизод этого процесса маркируется проявлением основного магматизма на протяжении 200–170 млн. лет (с пиком его интенсивности около 180 млн. лет назад) в юго-западной Африке и в западной части Земли Королевы Мод (Duncan *et al.*, 1997). Магматизм связан с внедрением плюма Кару, который привел к разогреву верхней мантии Восточной Гондваны и создал дополнительный режим растяжения в литосфере за счет ее сводового воздымания (White & McKenzie 1989). Интрузивный комплекс в борту рифтового грабена моря Рисер-Ларсена, образующий линейную высокоамплитудную магнитную аномалию, находится за пределами основной области проявления магматизма, но рассматривается как апофиза магматического очага плюма. Подтверждением раннеюрского возраста рифтогенеза между Африкой и Антарктидой являются осадки, которые накапливались начиная с тоарского времени (180–175 млн. лет) в реактивированном грабене на западном побережье о. Мадагаскар (Geiger & Schweigert, 2006). Литосферное растяжение между Индией и Антарктидой/Австралией предположительно началось в раннем байосе (около 170 млн. лет), о чем свидетельствует возраст самых ранних осадков в полуграбенах растяжения на шельфе континентальной окраины Земли Мак-Робертсона и юго-западной Австралии. Исследования в морских бассейнах южной Австралии показывают, что рифтогенез между Австралией и Антарктидой происходил асинхронно, с продвижением в направлении Тихого океана. Для западного сегмента он датируется диапазоном 160–150 млн. лет, а для восточного - 150–145 млн. лет (Norvick & Smith, 2001).

Примерно 160 млн. лет назад Гондвана разделилась на две плиты, включающие Западную и Восточную Гондвану. Океаническое раскрытие началось в морях Рисер-Ларсена и Уэдделла, но большая часть вновь образованных плитных границ представляла собой серию протяженных трансформных сдвигов. Одна из них проходила между Индией и Мадагаскаром в океан Тетис, а другая - вдоль окраины юго-восточной Африки и Фолклендского плато в Тихий океан. Около 134 млн. лет началось океаническое раскрытие между Индией и Австрало-Антарктическим континентом. Это событие совпадает с внедрением мантийного плюма Кергелен под литосферу Восточной Гондваны, которое маркируется излиянием базальтов в юго-западной Австралии, на плато Натуралиста и банке Брюс.

Максимальный эффект плюма проявился в образовании вулканической провинции южной части плато Кергелен 120–110 млн. лет назад. В конце раннего мела, когда ширина западной части Индийского океана уже превышала 2500 км, между Австралией и Антарктидой все еще продолжался рифтогенез. Его финальная стадия сопровождалась внедрением верхней мантии под уже накопившуюся толщу осадков и полным разрывом консолидированной части коры.

Общая ширина рифтового грабена достигла 800 км, при этом в момент литосферного раскола его центральный сегмент характеризовался отчетливой симметрией в строении земной коры, а в восточном сегменте (море Моусона - бассейн Отвей) антарктический окраинный рифт оказался намного (в 7–9 раз) шире смежного австралийского. Разделение Антарктической и Австралийской плит началось около 90 млн. лет назад и ось спрединга пересекла раннемеловую океаническую котловину Индийского океана и вулканическую провинцию плато Кергелен - хребта Броукен. После этого спрединговый хребет последовательно продвигался с запада на восток по направлению к Тихому океану, образуя сегменты с возрастом ~83 млн. лет и ~67 млн. лет.

Глава 3. Строение осадочного чехла и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики; обстановки осадконакопления

Формирование осадочного чехла окраинных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики связано с рифтогенезом, океаническим раскрытием и последующим медленным погружением поверхности кристаллического фундамента континентальной окраины и абиссальных котловин в результате остывания литосферы и действия нагрузки поступающего, преимущественно терригенного, материала. В составе осадочного чехла выделяется 2 структурных этажа мезозойского-кайнозойского возраста, отвечающих рифтовой и пострифтовой фазе его развития. В верхней части пострифтовой этажа развиты отложения, формировавшиеся под влиянием антарктического оледенения в позднем кайнозое. На региональном уровне в пределах индоокеанской акватории выделяются две различные обстановки осадконакопления: одна из них занимает шельфы, а другая - глубоководные области.

Шельфы индоокеанской акватории Антарктики остаются практически неизученными из-за сложных ледовых условий. Исключением является шельф залива Прюдс в южной части моря Содружества. В разрезе его осадочного чехла австралийскими специалистами (Stagg, 1985) было выделено 4 сейсмических комплекса: PS.5, PS.4, PS.2B и PS.2A (рис. 4), которые частично опробованы бурением и детально изучены в ходе отечественных работ.

Комплекс PS.5 залегает в основании осадочного чехла рифтового грабена залива Прюдс. Он характеризуется высокой (4,8–5,2 км/с) скоростью упругих волн, достигает мощности 4,5 км и, предположительно, сложен молассовыми

терригенными отложениями пермо-триасового возраста, формировавшимися во внутриконтинентальном рифтовом грабене.

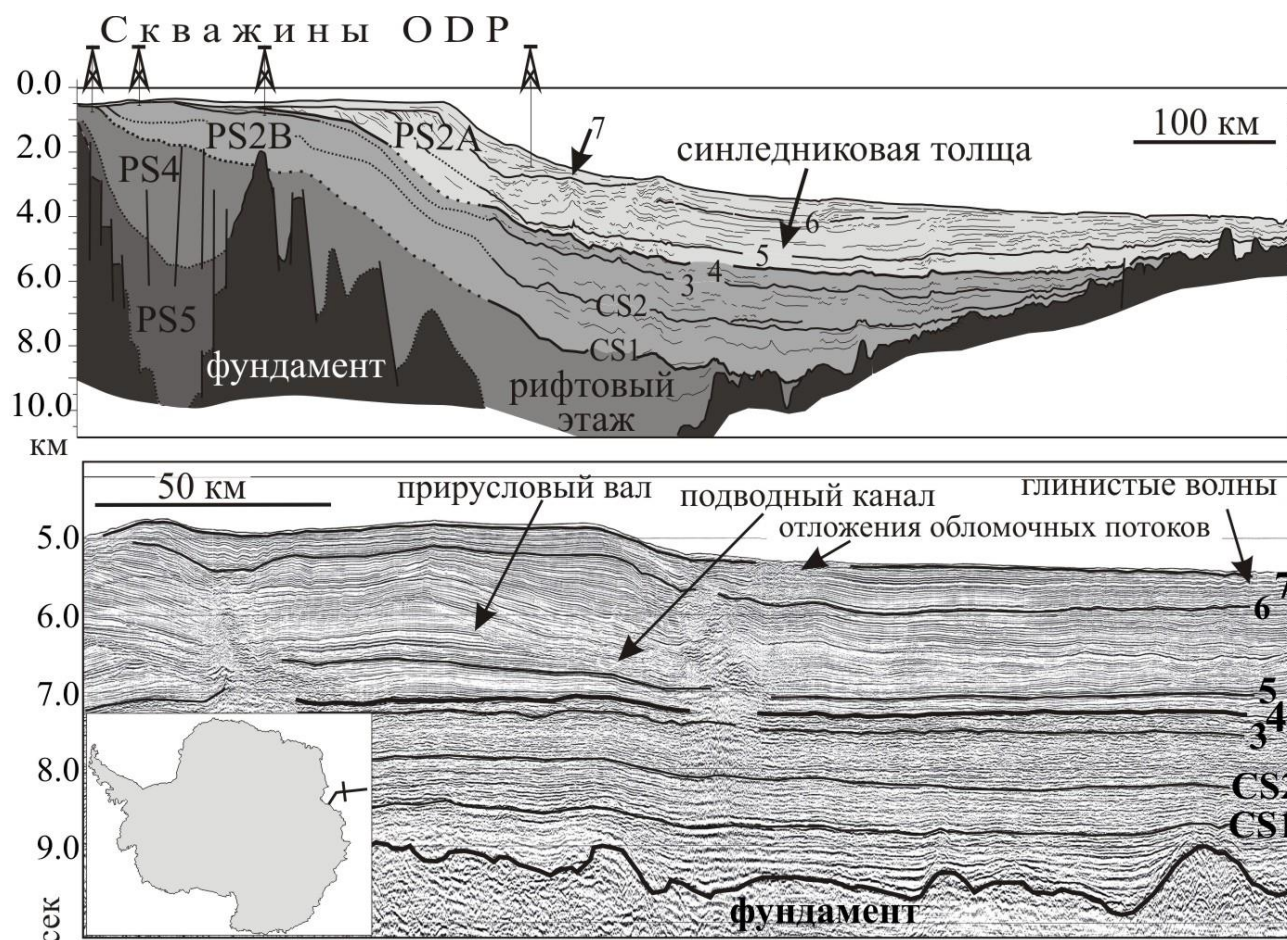


Рисунок 4 – Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла континентальной окраины Восточной Антарктиды. Вверху - глубинный разрез поперек континентальной окраины в море Содружества; внизу - временной сейсмический разрез вдоль континентальной окраины в море Содружества. На врезке показано положение разрезов.

Комплекс PS.4 также развит в пределах рифтового грабена. В верхней его части, согласно данным бурения, присутствуют алевролиты и песчаники с прослоями ископаемых почв и углей. Несмотря на то, что возраст комплекса не установлен, по характеру залегания можно уверенно отнести его к рифтовому структурному этажу, который накапливался в юрско-раннемеловое время. Комплекс PS.2B, отвечающий нижней части пострифтового структурного этажа, имеет покровный облик на внутренней и средней частях шельфа залива Прюдс и клиноформную структуру на внешнем шельфе. Бурением были вскрыты аллювиальные песчаники альбского и позднеэоценового возраста. Комплекс PS.2A распространяется на площади от среднего шельфа до континентального склона и отличается преимущественно проградационной структурой, связываемой с накоплением в ледниковый период. Вскрытые бурением отложения включают в себя диамиктиты постэоценового возраста с

редкими прослоями более однородных алевроито-глинистых осадков и диатомовых илов. В результате анализа данных МОГТ внутри комплекса выделено 5 проградационных серий, обозначенных индексами от S1 до S5 (рис. 4), образование которых происходило в периоды ледниковых максимумов (Leitchenkov *et al.*, 1994). Кроме залива Прюдс, несколькими профилями были изучены другие шельфы (в основном их внешняя часть) индоокеанской акватории. На сейсмических разрезах по этим профилям в основном удается выявить только проградационные толщи с круто падающими внутренними отражениями, образование которых характерно для периода постсреднемиоценового оледенения Антарктики.

В сейсмостратиграфической модели, разработанной для глубоководной индоокеанской акватории Антарктики на основе анализа и корреляции всех имеющихся сейсмических данных, региональные отражающие границы нумеруются вверх по разрезу цифрами от «1» до «6» и имеют буквенные обозначения (префиксы) - RLS, CS и WL, указывающие на принадлежность к бассейну (в соответствии с аббревиатурами английских названий морей Рисер-Ларсена, Содружества и Земли Уилкса, примыкающей к бассейну Моусона-Дюрвиля). Следуя номенклатуре, которая была предложена на раннем этапе сейсмических исследований в других районах Антарктики (Hinz & Krause, 1982; Kuvaas & Kristoffersen, 1991), цифрой «1» в бассейнах индоокеанской акватории обозначена кровля рифтового структурного этажа, а цифрой «4» - граница, маркирующая резкие изменения в структуре осадочного чехла, в связи с развитием антарктического оледенения на рубеже эоцена и олигоцена.

Рифтовый структурный этаж лучше всего опознается в бортах окраинных рифтов, где он заполняет глубокие локальные депрессии растяжения и часто ограничен в кровле эрозионным угловым несогласием. В днище рифтовых грабенов со сглаженным рельефом фундамента рифтовый этаж может приобретать покровный облик и согласное залегание. Здесь он идентифицируется благодаря корреляции со стороны борта грабенов, различию в характере сейсмической записи по отношению к перекрывающей толще и сейсмически контрастной отражающей границе (RLS1, CS1, WL1) в кровле, которая налегает на фундамент вблизи границы континент-океан (рис. 4). В бассейне морей Моусона-Дюрвиля рифтовый структурный этаж имеет сложное, изменяющееся вдоль континентальной окраины строение и различный возраст, отвечающий пропагации рифтового грабена и литосферного раскола между Австралией и Антарктидой с запада на восток. Чтобы сохранить принятую ранее для осадочного чехла этого бассейна сейсмостратиграфическую номенклатуру, разновозрастные границы несогласий в кровле рифтового этажа обозначены как WL1₁, WL1₂, и WL1₃ (от более древней к более молодой), а их образование соответствует последовательному раскрытию океана ~90, ~87 и ~67 млн. лет назад.

Возраст рифтовых этажей определяется по косвенным геологическим данным (на основании сравнения с сопряженными окраинами гондванских материков) и результатам моделирования океанического спрединга, который следовал за рифтовой стадией. В бассейне моря Рисер-Ларсена он составляет

~180–160 млн. лет, в бассейне морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса - ~170–134 млн. лет, а в бассейне морей Моусона-Дюрвиля изменяется от 160–145 до 90–67 млн. лет. В составе рифтовых структурных этажей предполагается преобладание отложений континентального и мелководно-морского генезиса. В бассейнах морей Рисер-Ларсена и Космонавтов, Содружества и Дейвиса рифтовый структурный этаж слабо стратифицирован и имеет среднюю мощность 2–3 км (рис. 4). В бассейне морей Моусона-Дюрвиля он отличается большой мощностью (до 8 км) и отчетливой внутренней расслоенностью, а в восточной его части - развитием дизъюнктивных и пликативных деформаций.

В *пострифтовом структурном этаже* каждого из бассейнов идентифицируется несколько региональных сейсмических границ, большинство из которых представлено протяженными непрерывными отражениями. Наиболее отчетливой и хорошо распознаваемой является граница с номером «4», связываемая с началом обширного континентального оледенения. Осадочная толща между кровлей рифтовых этажей и границей «4» отличается субпараллельными, иногда изогнутыми прерывистыми или непрерывными отражениями, которые характерны для гемипелагического и пелагического осадконакопления, хотя на континентальном склоне и в его подножие местами наблюдаются сейсмические фации, формировавшиеся под действием гравитационного переноса осадков и донных (контурных) течений.

Сейсмическая граница «2» выделена и непрерывно коррелируется на сейсмических разрезах в секторе континентальной окраины от моря Рисер-Ларсена до моря Дейвиса и, соответственно, имеет индексы RLS2 и CS2. Изменение обстановки седиментации в южной части Индийского океана и образование границ RLS2 и CS2 могли произойти в начале верхнего мела (90–80 млн. лет назад). В этот период уже возникла океаническая впадина между Австралией и Антарктидой; существенно расширился и углубился Индийский океан вместе с многочисленными вулканическими поднятиями (поднятие Мод, Мадагаскарский хребет, плато Кергелен и др.), которые ранее препятствовали циркуляции водных масс; а также открылась связь Индийского океана с Атлантикой и морем Уэдделла (Lawver *et al.*, 1992). Комплексы между границами RLS2 и CS2 и кровлей рифтового этажа в среднем имеют мощность 1,0–1,5 км; максимальные значения (около 2 км) отмечены в центральной части моря Содружества и в южной части моря Дейвиса. В бассейне морей Моусона-Дюрвиля граница с номером «2» (WL2) выделена только между 115° и 132° в.д. Восточнее 132° в.д. она переходит в кровлю рифтового этажа, составляя с ним единую изохронную поверхность, и, таким образом, датируется возрастом 67 млн. лет. К западу от 115° граница WL2 сливается с границей WL3, образуя единую поверхность несогласия.

В секторе континентальной окраины между 124° и 134° в.д. под верхним подножием континентального склона комплекс между границами WL1₂ (~80 млн. лет) и WL2 (~67 млн. лет) представлен крупной линзовидной структурой, морфология которой характерна для пластырных контуритовых наносов ("*plastered drift*"; Faugeres *et al.*, 1999), которые формируются на пологом

рельефе подножий континентального склона под влиянием донных течений с двумя параллельными потоками по краям наносов (рис. 5).

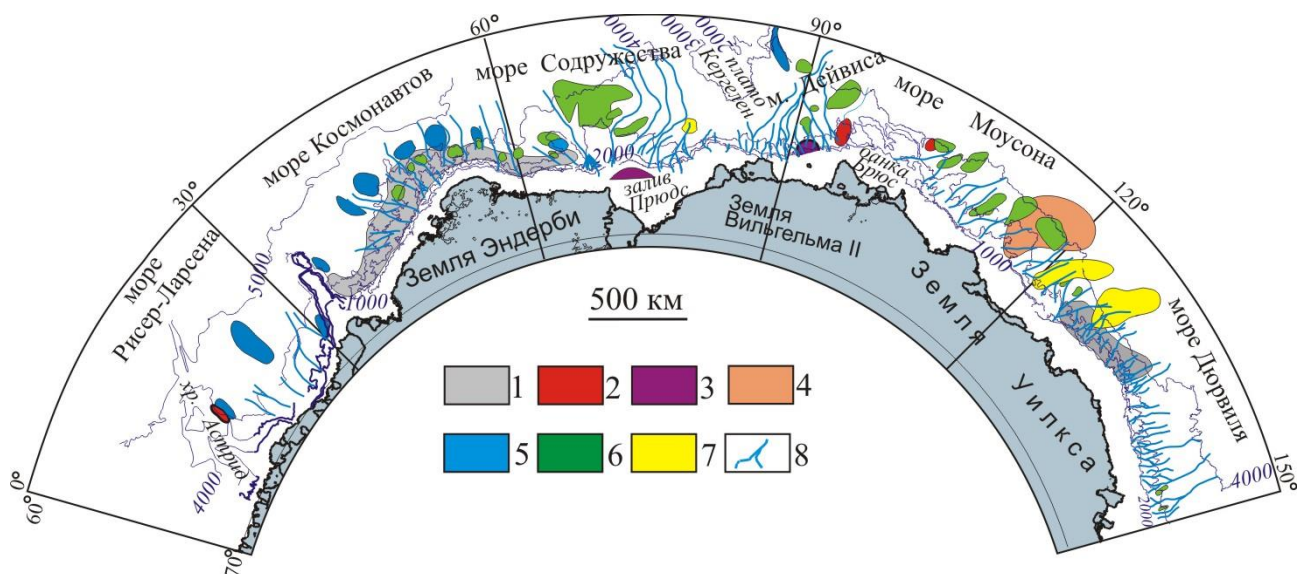


Рисунок 5 – Сейсмические фации в бассейнах индоокеанской акватории Антарктики. 1 - доледниковые пластырные наносы; 2 - доледниковые отделенные наносы; 3 - подводные конусы выноса (клиноформы); 4 - глубоководный конус выноса; 5 - синледниковые контуритовые наносы; 6 - глинистые волны; 7 - отложения крупных обломочных потоков; 8 - оси современных подводных каналов.

Водная циркуляция, которая обеспечила формирование этого наноса, возникла после океанического раскрытия в кампанское время и сохраняла устойчивую структуру до конца маастрихта. Примерно в этот же период времени в море Моусона образовался еще один контуритовый нанос (рис. 5). В разрезе он представляет собой асимметричный холм с пологозалегающей подошвой и выпуклой кровлей и уверенно классифицируется как «отделенный нанос» (*«separated drift»*; Faugeres *et al.*, 1999). Этот нанос развивался вдоль подводного канала, расположенного в основании восточного склона банки Брюс, где происходило усиление прибрежных донных течений.

В подножии континентального склона континентальной окраины Земли Эндерби выше границы CS2 развиты линзовидные осадочные структуры шириной до 220 км, специфическая форма которых, также как и в бассейне морей Моусона-Дюрвиля, позволяет классифицировать их в качестве пластырных наносов (рис. 5). Отличие заключается в том, что здесь они развивались более продолжительное время вплоть до границы CS4, изменяя свое пространственное положение. Максимальная мощность наносов составляет 2,0–2,3 км.

Сейсмическая граница «3» (RLS3, CS3, WL3) рассматривается в качестве одновозрастной (трансрегиональной) поверхности во всех осадочных бассейнах индоокеанской акватории Антарктики. Наиболее выразительно на сейсмической записи граница «3» проявлена в бассейне морей Моусона-Дюрвиля (WL3). В западной и центральной части бассейна она маркирует

существенные изменения в структуре сейсмической записи (осадочного чехла). В море Моусона выше этой границы появляется полупрозрачный слой, который интерпретируется в качестве отложений покровных турбидитов. Восточнее 115° в.д. над границей WL3 наблюдается система погребенных каналов шириной до 70 км и сопряженных с ними прирусловых валов. В комплексе между WL3 и WL4 выделяется две генерации такой системы, которые переслаиваются покровами гемипелагических осадков. Каждая из генераций, вероятно, соответствует периодам морских регрессий с низким стоянием уровня моря, когда преобладали процессы гравитационного перемещения осадков в глубоководную область. Системы каналов и валов слагают обширный глубоководный конус выноса мощностью до 1,5–2,0 км (рис. 5).

В бассейнах моря Рисер-Ларсена и морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса комплекс между границами «3» и «4» преимущественно имеет однородное строение, характерное для гемипелагической обстановки седиментации, и сравнительно небольшую мощность 250–600 м. Увеличение мощности до 1,5 км происходит на континентальной окраине Земли Эндерби, в связи с продолжающимся развитием пластырного наноса, и в южной части моря Дейвиса, где выявлены клиноформы, связываемые с флювиальным конусом выноса.

Возраст границы «3» можно оценить по совокупности геологических и геофизических данных. Анализ сейсмических разрезов показывает, что граница WL3 налегает на океанический фундамент в районе аномалий 21 и, следовательно, не может быть древнее 48 млн. лет. В скважине глубоководного бурения (*Escutia et al.*, 2011) был выявлен длительный перерыв в осадконакоплении от 48 до 34 млн. лет, выше которого разрез представлен отложениями синледникового генезиса. На сейсмических разрезах этот перерыв включает в себя границы WL3 и WL4, сливающиеся в единую поверхность несогласия.

В центральной и западной частях бассейна морей Моусона-Дюрвиля сейсмически контрастный характер границы WL3 связан с резким изменением обстановки осадконакопления. Перекрывающие границу покровные турбидиты и система погребенных подводных каналов свидетельствуют о регрессии моря с осушением шельфа и зарождении процессов гравитационного массопереноса. Значительное эвстатическое понижение уровня Мирового океана (до 70 м), которое могло являться причиной регрессии, отмечается 43–42 млн. лет назад (*Miller et al.*, 2005) и, если принять этот возраст за начало активной седиментации в глубоководной области рассматриваемой части бассейна, то перерыв в осадконакоплении продолжался здесь от ~48 до ~43 млн. лет. Учитывая непрерывное прослеживание границы «3» на всей индоокеанской акватории, среднеэоценовый возраст ее образования можно принять также для двух других бассейнов.

Граница «4» (RLS4, CS4, WL4) маркирует наиболее отчетливые изменения структуры осадочного чехла, обусловленные появлением разнообразных сейсмических фаций. Эти изменения связываются с крупномасштабным оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад (*Zachos et al.*, 2001), когда

ледовый щит повсеместно достиг края антарктических шельфов, инициируя активные процессы гравитационного перемещения терригенного материала. Доминирующими фациями синледниковой толщи являются погребенные глубоководные каньоны и прирусловые валы. Каньоны имеют ширину от единиц - первых десятков километров до 100–150 км и протягиваются на сотни километров от верхней части континентального склона до абиссальных котловин. Прирусловые валы, как правило, хорошо стратифицированы и представлены на сейсмических разрезах непрерывными, прямыми или слегка вогнутыми параллельными отражениями. Кроме каньонов и намывных валов в синледниковой толще глубоководных акваторий достаточно широко развиты холмо- и линзообразные структуры шириной 10–20 (до 50) км и мощностью до 400 м с хаотичными или очень слабыми внутренними отражениями, которые интерпретируются как оползни, отложения зернистых потоков (дебриты) и турбидитных потоков различной плотности (турбидиты).

В верхней части синледниковой толщи выявлены отложения, формировавшиеся под влиянием донных течений. Они представляют собой различные формы наносов и, в большинстве случаев, являются результатом взаимодействия турбидитных потоков и контурных течений (рис. 5). Широко развиты также структуры волнистых отражений, которые формируют поля овальной формы, вытянутые вниз по склону вдоль прирусловых валов (рис. 5). Образование таких структур связывается с действием турбидитных потоков, которые, стекая вниз по склону вдоль каньонов, переливались на окружающие их валы, где создавали морфоструктуры аналогичные мелководным или речным дюнам (Catuneanu, 2006). Осадки, слагающие волны, в основном имеют глинистый состав с незначительным содержанием алевролита и песка.

Особенностью строения синледниковой толщи в бассейне морей Моусона-Дюрвиля является широкое развитие в ее верхней части отложений обломочных потоков, которые проявляются на разрезах ОГТ в виде слоев с прозрачной и полупрозрачной структурой сейсмической записи, основание которых, как правило, представлено яркими рефлекторами. Внутри синледниковой толщи осадочного чехла в различных частях бассейнов выделены сейсмические границы «5» и «6», но их прослеживание ограничено отдельными площадями.

Сейсмическая граница «5» более надежно выделена в бассейне морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса, где, чаще всего, представляет собой хорошо различимый в сейсмической записи непрерывный рефлектор. В этой части индоокеанской акватории она маркирует появление новой генерации подводных каньонов и признаков переработки осадочных отложений контурными течениями. На западе моря Содружества и в море Космонавтов граница CS5 служит основанием пологих холмообразных структур изометричной формы, ограниченных подводными каньонами и образованных в результате взаимодействия донных течений и турбидитных потоков.

Возраст границы CS5 оценивается по данным бурения в море Содружества. Эта граница расположена на 150 м ниже забоя скважины ODP 1165, возраст осадков в котором составляет 22 млн. лет (Cooper & O'Brien, 2004).

Экстраполяция этого возраста позволяет установить, что время образования границы CS5 составляет около 23–24 млн. лет. Этот период соответствует краткосрочному оледенению в Антарктике с существенным разрастанием ледникового щита, что могло привести к более интенсивному стоку холодных вод с шельфов и усилению донных течений в подножии склонов. На континентальной окраине Земли Уилкса в скважине IODP 1356 границе WL5 соответствует раннемиоценовый перерыв (23–17 млн. лет; Escutia *et al.*, 2011), ниже которого в разрезе преобладают диамиктиты, образованные гравитационными потоками, а выше - гемипелагические осадки и турбидиты, отлагавшиеся под влиянием донных течений.

Следующая вверх по разрезу сейсмическая граница «6» идентифицирована в море Содружества и в бассейне Моусона-Дюрвиля. Характерной особенностью перекрывающей ее толщи является широкое развитие отложений обломочных потоков (дебритов), генезис которых подтверждается данными бурения. В центральной части бассейна Моусона-Дюрвиля выявлены две большие площади развития отложений обломочных потоков (рис. 5). Их размеры сопоставимы с самым крупным из изученных образований подобного рода в Северном море, известным как «оползень Сторегга» (Brun *et al.*, 2005). Над отложениями обломочных потоков отмечаются узкие зоны нарушения корреляции в перекрывающей толще, которые могут быть связаны с дегидратацией захороненных дебритов, активно насыщаемых водой при перемещении по морскому дну. Возраст границы «6» устанавливается по данным бурения и составляет около 14–13 млн. лет, соответствуя глобальному похолоданию конца среднего миоцена, которое привело к стабилизации антарктического оледенения и снижению темпа седиментации на континентальной окраине Антарктиды (Zachos *et al.*, 2001).

Граница «7» выделяется на профилях, пересекающих внешнюю часть шельфа и континентальный склон, где она залегает в основании плиоцен-четвертичных проградационных комплексов, наиболее мощных в устьях выводных палеоледников (рис. 4). Под верхним подножием континентального склона эта граница часто является подошвой оползней, а в более глубоководной части окраины представляет собой основание (эрозионную поверхность) последней генерации обломочных потоков. Возраст границы «7» по данным бурения составляет 3–5 млн. лет, а ее образование связано с позднеплиоценовым похолоданием и разрастанием ледового покрова.

Общая мощность синледниковых отложений, накопившихся в подножии континентального склона индоокеанской акватории Антарктики после ~34 млн. лет, в основном составляет 0,8–1,2 км. Наибольшие мощности наблюдаются в море Содружества (до 1,5–2,5 км), в центральной части континентальной окраины Земли Уилкса (до 1,5–2,0 км) и в море Дюрвиля (до 1,5–2,5 км).

Реконструкция изменений природной среды индоокеанского сектора Антарктики. Сейсмостратиграфическая интерпретация разрезов МОГТ, полученных в индоокеанской акватории Антарктики, позволяет сделать важные выводы об обстановках седиментации в геологическом прошлом и некоторых аспектах эволюции природной среды Восточной Антарктики: развитию (или

усилении) донных течений, деятельности и энергии доледниковых флювиальных систем, динамике ледникового покрова. В период рифтогенеза в зарождающихся осадочных бассейнах индоокеанской акватории преобладали континентальные (на ранних стадиях) и мелководно-морские (на поздних стадиях) условия осадконакопления. Пострифтовый период характеризуется становлением глубоководной обстановки осадконакопления, развитием океанической циркуляции и существенными изменениями природной среды Антарктики, происходившими на фоне тренда глобального похолодания, начавшегося в среднем эоцене, и развития оледенения в южной полярной области Земли. Устойчивая термохалинная циркуляция в индоокеанской акватории Антарктики, вероятно, возникла в начале позднего мела (~90–80 млн. лет назад), когда гондванские материки разошлись на значительные расстояния, образовав широкие океанические проливы. С действием течений, развивавшихся в условиях высокого стояния уровня Мирового океана в начале позднего мела и среднего эоцена (Miller *et al.*, 2005), связывается появление сейсмических границ (стратиграфических перерывов) «2» и «3» и контуритовых наносов.

До начала антарктического оледенения в глубоководной области преобладали гемипелагическая и пелагическая обстановки седиментации с относительно низкими темпами отложения осадочного материала (20–40 м/млн. лет в депоцентрах). Более активный режим осадконакопления отмечается в конусах выноса, наличие которых свидетельствует о речной деятельности на шельфах в периоды морских регрессий. Фрагменты подводных конусов выноса, представленные клиноформами, выявлены под внешней частью шельфа залива Прюдс и в основании континентального склона южной части моря Дейвиса (рис. 5). Существование долгоживущей (по крайней мере с альба и до конца эоцена) речной системы с обширным водосборным бассейном от залива Прюдс до гор Гамбурцева и главной долиной, занятой в настоящее время ледником Ламберта, подтверждается результатами анализа морфологии коренного ложа (Jamieson *et al.*, 2005) и данными бурения на шельфе (Cooper *et al.*, 2004). Клиноформы конца раннего - начала позднего мела (~130–90 млн. лет) и среднего-верхнего эоцена (~43–34 млн. лет), обнаруженные в море Дейвиса, предполагают развитие речной сети на Земле Вильгельма II.

Средне-позднеэоценовый глубоководный конус выноса в центральной части бассейна морей Моусона-Дюрвиля (рис. 5) образован в результате интенсивного привноса осадочного материала с континента. Средняя скорость осадконакопления в депоцентре конуса выноса составляла 230–250 м/млн. лет (что представляет собой абсолютный максимум для глубоководной окраины Антарктиды на протяжении всей ее геологической истории). Конус выноса имеет площадь около 200 000 км² и сопоставим по своим размерам с одним из крупнейших в мире постэоценовым глубоководным конусом выноса реки Конго площадью 300 000 км² (Ankaa *et al.*, 2009).

Активное поступление осадочного вещества в глубоководную область свидетельствует о зарождении в среднем эоцене (43–42 млн. лет назад) высокоэнергетической флювиальной системы в центральной части Земли

Уилкса. Усиление флювиальной деятельности могло быть связано с развитием оледенения во внутренней области Восточной Антарктиды на протяжении среднего - позднего эоцена.

После того как в южной полярной области Земли среднегодовые температуры упали до некоторого критического уровня, в Антарктиде началось крупномасштабное оледенение с образованием ледового покрова, в результате чего условия седиментации на континентальной окраине Восточной Антарктиды существенно изменились. Неоднократные наступления ледника к краю шельфа в периоды гляциальных максимумов сопровождалось выносом терригенного материала на континентальный склон и широким развитием гравитационных процессов массопереноса. Самый активный период поступления осадков в глубоководную область приходится на ранний - средний миоцен (23–14 млн. лет). Скорость седиментации в это время была в 1,5–3 раза выше, чем в олигоцене и позднем миоцене - квартере. Это указывает на то, что ледовый покров раннего - среднего миоцена чаще разрастался до внешней границы континентальных шельфов (и, в целом, перекрывал их более продолжительное время, способствуя проградации и глубоководному осадконакоплению), чем в олигоцене, а также был динамичнее (т.е. обладал большей способностью к экзарации и транспортировке осадков), чем в позднем миоцене - квартере.

Перестройка гляциального режима в миоцене, которая проявилась в более частом и продолжительном наступлении ледников на шельфы, подтверждается заметным изменением фациальной структуры осадочного чехла. На границе «5» (~23 млн. лет) отмечается расширение сети подводных каналов, а также появляются иловые волны и контуритовые наносы, развитие которых существенно усилилось в раннем миоцене (20–18 млн. лет назад). Преобразования в характере седиментации, очевидно, связаны с устойчивым формированием антарктических донных вод, зарождавшихся на ледовитых шельфах. Эти воды способствовали генерации более мощных по энергии и объему суспензионных потоков, способных вытекать из подводных каналов на прирусловые валы, создавая волнистую морфологию дна. Кроме того, погружающиеся антарктические донные воды усиливали прибрежные течения, действием которых обусловлено образование контуритов.

В конце среднего миоцена (14–12 млн. лет) ледниковый покров Антарктиды достиг устойчивого равновесия, после чего средний темп осадконакопления в подножии континентального склона снизился до 20–30 м/млн. лет. Это объясняется низкой эрозионной деятельностью ледового щита, который характеризовался преимущественно сухим ложем. В плиоцене-плейстоцене ледовый щит перекрывал большую часть шельфов, но оставался малоподвижным, в связи с чем поступление осадков в глубоководную область было незначительным. Исключением являлось активное осадконакопление в устьях выводных ледников, обладавших большими, по отношению к ледовому щиту, скоростями течения и осуществляли сфокусированную транспортировку обломочного материала на континентальные склоны.

В целом, темпы поступления осадков в глубоководную область зависели от динамики краевой части ледникового покрова. Районы с максимальной мощностью синледниковой толщи (до 2 км), выявленные в трех районах индоокеанской акватории (море Содружества, центральная часть континентальной окраины Земли Уилкса и море Дюрвиля), расположены на продолжении современных быстротекущих выводных ледников Ламберта, Тоттена и Мерца/Нинниса. В настоящее время эти ледники, характеризующиеся высоким расходом льда, представляют собой главные дренажные системы Восточной Антарктиды (Rignot, 2002). На основании выявленной корреляции можно утверждать, что в периоды максимального разрастания ледового покрова самый активный ледовый сток происходил в этих же местах, осуществляя наибольшую поставку терригенного материала на континентальный склон и в его подножие.

Глава 4. Углеводородный потенциал осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики

Прогноз нефтегазоносности осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики базируется на представлениях о тектоническом строении их земной коры, результатах структурного и фациального анализа осадочного чехла, геоисторических реконструкциях и сравнении с углеводородным потенциалом сопряженных осадочных бассейнов гондванских материков (Африки, Индии и Австралии). К главным положительным факторам, определяющим высокий углеводородный потенциал индоокеанской акватории Антарктики, относятся: огромная площадь осадочных бассейнов (суммарно около 3,5 км²); проявление рифтогенной деструкции земной коры на ранней стадии развития бассейнов; большая (до 8–12 км) мощность осадочного чехла бассейнов, значительная часть которого представлена породами позднемезозойского возраста; широкий спектр литологических фаций в составе осадочного чехла, включающих грубозернистые отложения с хорошими коллекторскими свойствами; наличие в осадочном чехле положительных структур, зон выклинивания и дизъюнктивных нарушений, с которыми могут быть связаны структурные и литологические ловушки.

На фоне имеющихся представлений о масштабах и истории формирования потенциально нефтегазоносных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики пока остаются неизвестными многие необходимые для прогноза сведения, являющиеся критичными для конкретизации перспектив углеводородов (УВ). В первую очередь это относится к прямой информации о литологическом составе выделяемых в разрезе комплексов, возрасте материнских толщ, природе и характере преобразования исходного органического вещества. Данные о вещественном строении осадочного чехла получены только в единичных скважинах, которые были пробурены с научными целями в местах заведомо удаленных от возможных скоплений УВ.

Бассейны индоокеанской акватории Антарктики на ранней стадии своего развития находились в сходных тектонических и палеогеографических

условиях с индоокеанскими бассейнами Африки, Индии и Австралии и поэтому осадочные породы, образовавшиеся в это время, обладают близкими параметрами в отношении потенциала нефтегазогенерации. Лучше всего изучены бассейны континентальной окраины Австралии, но в последние годы геолого-геофизические исследования, направленные на оценку перспектив нефтегазоносности, активно проводятся в Индии и юго-восточной Африке.

Для бассейна моря Рисер-Ларсена аналогом являются бассейны Мозамбикской равнины с прилегающим шельфом и западного Мадагаскара. Рифтовые и ранние пострифтовые (позднепалеозойско-раннемезозойские) отложения в этих бассейнах содержат нефтематеринские породы, обладают хорошей пористостью и рассматриваются в качестве возможных резервуаров для скоплений УВ (Brownfield *et al.*, 2012). Рифтовые отложения имеют высокое содержание Сорг. (от 1,0 до 17%).

Осадочные толщи, развивавшиеся в рифтовом грабене между Индией и Антарктидой, изучены в бассейнах побережья и шельфа восточной Индии - Кавери и Кришна-Гадавари (Klett *et al.*, 2011). Потенциальными нефтематеринскими породами в них являются сланцы верхней юры и мела, отлагавшиеся в морских условиях, содержание Сорг. в которых составляет 2,0–2,5%. Достаточно хорошо в настоящее время изучен Пертский бассейн. В его пределах выявлено несколько месторождений и скоплений УВ, приуроченных преимущественно к рифтовым отложениям пермо-триасового, юрского и нижнемелового возраста (Cadman *et al.*, 1994). Общее содержание Сорг. в изученных осадках колеблется в широком диапазоне. Наиболее высокие значения отмечены в отложениях нижней перми (1,2–14%), среднего триаса (до 2,5%) и нижнего мела (2,3%). Наибольшие перспективы в отношении генерации УВ связываются с флювиально-озерными и мелководно-морскими аргиллитами, глинистыми сланцами и угленосными породами.

Наиболее близкими аналогами осадочного бассейна морей Моусона-Дюрвиля являются сопряженные с ним бассейн Большого австралийского залива и бассейн Отвей. На шельфе Большого австралийского залива наилучшие перспективы нефтегазогенерации связываются с морскими отложениями меловых рифтовых комплексов. Общее содержание Сорг. в них колеблется от 0,94 % до 4 % (Sayers *et al.*, 2003). В качестве коллекторов рассматриваются озерные и флювиально-озерные среднезернистые песчаники нижнемелового возраста с пористостью 20–30%. В бассейне Отвей выявлены многочисленные проявления УВ, в том числе несколько месторождений природного газа, имеющих промышленную ценность (Boult & Hibburt, 2002). Общее содержание Сорг. в породах рифтового этажа северо-западной части бассейна составляет 1–2%, достигая 9% в нижнемеловых песчаниках. Наибольшие перспективы связываются с нижнемеловыми континентальными формациями и морскими верхнемеловыми формациями рифтового структурного этажа. Хорошими коллекторскими свойствами обладают озерные и флювиально-озерные среднезернистые песчаники, имеющие пористость 20–30%, а также нижнемеловые вулканогенные породы и верхнемеловые морские песчаники с пористостью более 30%.

Среди шельфовых частей бассейнов индоокеанской акватории в настоящее время изучен только залив Прюдс. В осадках, опробованных бурением, в целом отмечено низкое содержание УВ, но наличие газовых составляющих в нижней части ледникового комплекса указывает на возможность миграции УВ из нижележащих толщ. Косвенным свидетельством присутствия залежей УВ в осадочном чехле залива Прюдс может служить также аномальное содержание битумов в одной из проб донных отложений, залегающих на участке внутреннего шельфа, там, где верхнеюрский-нижнемеловой комплекс подходит близко к поверхности морского дна. По данным геохимических исследований, УВ в битумах имеют эпигенетический характер и могут рассматриваться в качестве мигрантов из подстилающих толщ. К наиболее перспективной площади относится район внутреннего и центрального шельфа в юго-восточной части грабена залива Прюдс, где внутри позднемезозойского комплекса развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения и структуры типа куполов, сводов и других положительных форм шириной от первых километров до десятков километров. Дизъюнктивные нарушения могут способствовать миграции УВ и образованию структурных ловушек. Высокими перспективами, вероятно, обладает шельф бассейна морей Моусона-Дюрвиля, где мощность осадочного чехла местами превышает 10 км.

Глубоководные части бассейнов составляют более 85% от всей площади бассейнов индоокеанской акватории. В бассейне моря Рисер-Ларсена мощность осадочного чехла достигает максимума (7,5 км) в подножии континентального склона юго-восточной части бассейна и постепенно сокращается в северном и северо-западном направлении. Бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса характеризуется серией депоцентров с мощностью осадочных отложений до 8,5–9,0 км. Бассейн морей Моусона-Дюрвиля отличается наибольшей мощностью осадков, которая в верхнем подножии континентального склона превышает 12 км.

Рифтовые этажи осадочного чехла глубоководных частей бассейнов формировались в изолированных морских акваториях в условиях теплого гумидного климата и в их составе могут присутствовать карбонатные морские осадки и черные сланцы, представляющие собой нефтематеринские толщи с высоким содержанием органического вещества. Учитывая действие повышенного теплового потока в период формирования рифтовых и ранних пострифтовых отложений можно утверждать, что почти все они попали в зону созревания УВ, обеспечив высокий потенциал нефтегазогенерации.

Прямые данные о вещественном составе осадочного чехла глубоководной области получены только в нескольких скважинах бурения ODP, которые в основном вскрыли синледниковые осадки. Изученные отложения имеют невысокое содержание Сорг. - от 0,05 до 0,5 % (O'Brien *et. al.*, 2001). В незначительных количествах присутствуют легкие газы. На некоторых сейсмических разрезах в подножии континентального склона выявлены вертикальные зоны хаотических и слабых отражений (т.н. «зоны мутности»), которые могут быть связаны с проницанием газовых флюидов через осадочные отложения и служат указанием на возможное наличие УВ.

В результате выполненных исследований составлена схема перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики, на которой показаны границы осадочных бассейнов, пространственное развитие сейсмических комплексов, мощность осадочного чехла, а также отдельные структурно-тектонические элементы земной коры (борта рифтовых грабенов, граница континент-океан, вулканические поднятия и др.). В пределах выделенных бассейнов показаны площади с потенциально высокими, средними и низкими перспективами нефтегазоносности. Такое районирование выполнено на основе полученных данных о мощности осадочного чехла, пространственном развитии сейсмических комплексов и их структуре (характере деформаций, наличии локальных структур и зон выклинивания). Учитывались также результаты сейсмостратиграфического анализа (развитие осадочных фаций, обстановки осадконакопления, прогнозный литологический состав) и информация о строении осадочного чехла и перспективах нефтегазоносности в бассейнах континентальных окраин гондванских материков.

К зонам высоких перспектив отнесены внутренние части осадочных бассейнов от шельфов до верхнего подножия континентального склона, характеризующиеся наибольшей мощностью осадочного чехла и полным набором осадочных комплексов. Здесь предполагается наибольшее разнообразие ловушек (структурные ловушки, связанные с положительными формами осадочных слоев практически на всех стратиграфических уровнях осадочного чехла; стратиграфические ловушки, возникшие в условиях пространственной фациальной изменчивости осадков). Нефтематеринские породы ожидаются в континентальных и мелководно-морских осадках рифтового этажа, а также морских и глубоководных осадках доледниковых пострифтовых комплексов. Потенциальными резервуарами могут являться терригенные отложения континентального склона и его подножия, формировавшиеся под действием гравитационных процессов массопереноса (оползни, дебриты, турбидиты). Глинистые фации ледниково-морского комплекса, развитые в осадочных наносах (контуритах и прирусловых валах подводных каньонов), могут, в свою очередь, формировать покрышки для залежей УВ. Ловушками могут являться пологие (седиментогенные) структуры антиклинального типа, выявленные на отдельных профилях и зоны выклинивания горизонтов (стратиграфические ловушки).

Зона средних перспектив нефтегазоносности расположена преимущественно под средним и внешним подножием континентального склона, где осадочный чехол имеет мощность 4,0–5,0 км, но в его составе отсутствует или существенно редуцирован рифтовый структурный этаж, а в пострифтовом этаже предполагается преобладание гемипелагических и пелагических осадков. Перспективы нефтегазоносности здесь могут быть связаны с резервуарами в пострифтовых (в том числе ледниково-морских) комплексах осадочного чехла, сложенных линзами песчаных и алевроитовых пород, которые образовались в различных фациальных обстановках.

Низкие перспективы предполагаются в нижней части подножия континентального склона и океанических котловинах с мощностью осадочного чехла 2–4 км, в значительной степени представленного гемипелагическими и пелагическими осадками. В этих областях можно ожидать наличие стратиграфических ловушек, образование которых связано с выклиниванием комплексов осадочного чехла.

Среди индоокеанских бассейнов Антарктики наиболее перспективным в отношении нефтегазоносности является бассейн морей Моусона-Дюрвиля, геологическая интерпретация имеющихся здесь сейсмических данных достаточно хорошо обоснована благодаря бурению в Антарктике и использованию данных по сопряженной окраине Австралии. Мощность чехла глубоководной части бассейна местами превышает 12 км. Верхние рифтовые комплексы (альб-сантонский интервал разреза) накапливались в период быстрого тектонического погружения бассейна, что привело к высоким темпам морского осадконакопления и создало благоприятные условия для образования богатых органическим веществом осадочных пород. Рифтовый этажа осложняется дизъюнктивными и пликативными деформациями, которые создали большое разнообразие структурных ловушек. Залежи нефти и газа могут располагаться в структурах антиклинального типа, которые проявлены на различных стратиграфических уровнях; в тектонических ловушках, связанных с дизъюнктивными нарушениями; в стратиграфических ловушках, обусловленных фациальной изменчивостью осадочного чехла. В море Дюрвиля зоны высоких и средних перспектив расширяются в сторону океана. Здесь выявлены поднятия рифтового этажа с многочисленными положительными структурами, которые образовались в результате сдвиговых деформаций. В качестве перспективных резервуаров рассматриваются отложения позднеэоценового глубоководного конуса выноса, в которых ожидается присутствие грубообломочных фаций подводных каньонов. Та часть бассейна, где наблюдается подъем мантии в основание рифтового структурного этажа, обладает повышенными перспективами газоносности, в связи с процессом серпентинизации перидотитов, который сопровождается выделением большого количества метана (Дмитриев и др., 1999).

Необходимо подчеркнуть, что в силу недостатка конкретных данных все существующие количественные оценки углеводородного потенциала индоокеанской акватории Антарктики сохраняют умозрительный характер. В работе использована оценка ресурсов по объему осадочного чехла, составляющий 13,4 км³ для всех изученных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. При подсчете принят коэффициент 3000 тонн УВ (нефтяного эквивалента) на 1 куб. км осадков (Супруненко, 2010), применение которого дает общую цифру ресурсов 40 млрд. т.

Заключение

В индоокеанской акватории Антарктики выявлено три крупных осадочных бассейна, существенно различающихся по структуре земной коры и истории

тектонического развития - бассейн моря Рисер-Ларсена, бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса и бассейн морей Моусона-Дюрвиля. Эти бассейны сформировались в результате последовательного отделения Африки, Индии и Австралии от Антарктиды и расположены в пределах рифтогенных невулканических окраин и океанических котловин.

В бассейне моря Рисер-Ларсена рифтогенез начался ~180 млн. лет назад в результате растяжения, обусловленного внедрением мантийного плюма Кару. Вдоль внутренней границы окраинного рифта развит интрузивный комплекс, который является удаленным проявлением плюма. Раскрытие океана в море Рисер-Ларсена началось 160 млн. лет и на раннем этапе характеризовалось переориентировкой движения плит и избыточным магматизмом. Бассейн морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса заложен ~170 млн. лет назад. В восточной его части конечный этап рифтогенеза сопровождался подъемом литосферной мантии в утоненную континентальную кору со значительным ее замещением. Океаническое раскрытие датируется здесь 134 млн. лет. В результате внедрения плюма Кергелен произошли перескоки осей спрединга и отделение от окраины Индии блоков земной коры, которые образовали микроконтиненты южной и центральной частей плато Кергелен. Бассейн морей Моусона-Дюрвиля развивался в условиях длительной рифтогенной деструкции, начиная с поздней юры (160 млн. лет) на западе и с раннего мела (145 млн. лет) на востоке, и характеризуется протяженной зоной мантийного вскрытия (разрывом консолидированной континентальной коры). Раскол литосферы между Австралией и Антарктидой происходил асинхронно в интервале времени от 95 до 65 млн. лет назад с продвижением СОХ с запада на восток.

В составе осадочного чехла бассейнов индоокеанской акватории Антарктики выделяются рифтовый и пострифтовый структурные этажи. В пострифтовом этапе глубоководной части бассейнов идентифицировано 6 региональных и трансрегиональных сейсмических границ, которые маркируют изменения природной среды Антарктики и условий осадконакопления. Возраст границ составляет 90–80, 48–43, 34, 24, 14, 3 млн. лет. В верхней части осадочного чехла бассейнов развиты отложения, формировавшиеся под влиянием антарктического оледенения на протяжении 34 млн. лет. Они характеризуются многообразием сейсмических фаций, образование которых было обусловлено обильным привнесением кластического материала в глубоководную область в олигоцене - раннем миоцене и усилением донных течений в раннем миоцене. Анализ сейсмических фаций и темпов осадконакопления позволяет выявить доледниковые речные системы, оценить режим водной циркуляции и сделать выводы о динамике краевой части ледникового покрова.

Осадочные бассейны имеют высокий углеводородный потенциал. Наибольшие перспективы связываются с отложениями в пределах окраинных рифтов, которые характеризуются значительной (до 8–12 км) мощностью осадочного чехла и разнообразием ловушек. Общие ресурсы изученных осадочных бассейнов оцениваются в 40 млрд. тонн нефтяного эквивалента.

Основные публикации автора по теме диссертации

Статьи:

1. Лейченков Г.Л. Бассейн моря Содружества (строение и эволюция). В кн. Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.) // Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М. Недра. 1990. С. 161–174.
2. Cooper A.K., Barret P.I., Hinz K., Traube V., Leitchenkov G., Stagg H.M.J. Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events // *Marine Geology*. 1991. Vol. 102. P. 175–213.
3. Kuvaas B., Leitchenkov G. Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay, Antarctica // *Marine Geology*. 1992. Vol. 108. P. 365–381.
4. Leitchenkov G., Stagg H., Gandjukhin V., Cooper A.K., Tanahashi M., O'Brien P. Cenozoic seismic stratigraphy of Prydz Bay (Antarctica). The Antarctic continental margin: geophysical and geological stratigraphic records of Cenozoic glaciation, paleoenvironments and sea-level change // *Terra Antarctica*. 1994. Vol. 1. N2. P. 395–397.
5. Leitchenkov G., Miller H., Zatzepin E. 1996. Structure and Mesozoic evolution of the Eastern Weddell Sea, Antarctica: History of early Gondwana Break-up / In: Storey B., King E., Livermore R. (eds.) // *Weddell Sea Tectonics and Gondwana break-up*. Geological Society of London Spec. Publ. London. Vol. 108. P.175–190.
6. O'Brien P., Leitchenkov G. Late glacial history of the Amery Ice Shelf - Lambert glacier system from morphological echo-sounder and mesoscale topographic features of Prydz Bay. Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic Margin, Part 2 // *AGU, Ant. Res. Ser.* 1997. Vol. 71. P. 109–125.
7. Leitchenkov G.L., Masolov V.N. Tectonic and magmatic history of the Weddell Sea region / In: Leitchenkov G. L., Wilson T. (eds.) // *Breakup processes - Jurassic to Recent Antarctic region: Geological Evolution and Processes*. Proc. VIIth Int. Symp. on Antarctic Earth Science. 1997. P. 461–466.
8. Лейченков Г.Л., Воронов П.С. Сдвиговые разрывы Антарктики / В кн. Воронов П.С. (ред.) // *Роль сдвиговой тектоники в структуре литосферы Земли и планет земной группы*. СПб. Наука. 1997. С. 513–534.
9. O'Brien P., Leitchenkov G.L., Harris P.T. Iceberg plough marks, subglacial bedforms and grounding zone moraines in Prydz Bay, Antarctica / In: Davies T.A., Bell T., Cooper A.K. et. al. (eds.) // *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images*. 1997. P. 228–229.
10. Harris P.T., Tailor F., Pushina Z., Leitchenkov G.L., O'Brien P.E., Smirnov V. Lithofacies distribution in relation to the geomorphic provinces of Prydz Bay, East Antarctica // *Antarctic Science*. 1998. Vol. 3. № 4. P. 227–235.
11. Hubscher C., Jokat W., King E., Kudryavtsev G., Leitchenkov G. The crustal structure in the Weddell Sea Basin between Berkner Island and Antarctic Peninsula // *Terra Antarctica*. 1998. Vol. 5. № 2. P. 195–198.
12. Ishihara T., Leitchenkov G.L., Golynsky A., Alyavdin A., O'Brien P.E. Compilation of shipborne magnetic and gravity data images of crustal structure in Prydz Bay (East Antarctica) // *Annali di Geofisica*. 1999. Vol. 42. № 2. P. 229–248.

13. Leitchenkov G.L., Kudryavtsev G.A. Structure and origin of the Earth's crust in the Weddell Sea Embayment (beneath the front of the Filchner and Ronne Ice Shelves from the Deep Seismic Soundings data // *Polarforschung*. 2000. Vol. 67. № 3. P. 143–154.
14. Leitchenkov G.L., Kudryavtsev G.A. Structure and origin of the Earth's crust in the Weddell Sea Embayment (beneath the front of the Filchner and Ronne Ice Shelves) from the Deep Seismic Soundings data // *Polarforschung*. 2000. Vol. 67. № 3. P. 143–154.
15. Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л., Михальский Е.В., Голынский А.В., Масолов В.Н. Минеральные ресурсы Антарктики: геологические предпосылки и перспективы освоения // *Разведка и охрана недр*. 2000. № 12. С. 59–63.
16. Лейченков Г.Л., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В. 2003. Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана // *Доклады Академии наук*. Вып. 391. № 5. С. 675–678.
17. Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л., Михальский Е.В., Каменев Е.Н., Масолов В.Н., Лайба А.А. Тектоническое районирование Антарктики как основа прогноза ее минерально-сырьевого потенциала // *Арктика и Антарктика*. 2003. Вып. 2 (36). С. 26–47.
18. Kuvaas B., Kristoffersen Y., Leitchenkov G., Guseva J. and Gandjukhin V.. Seismic expression of glaciomarine deposits in the eastern Riiser-Larsen Sea, Antarctica // *Marine Geology*. 2004. Vol. 207. № 1–4. P. 1–5.
19. Taylor J., Siegert M.J., Payne A.J., Hambrey M.J., O'Brien P.E., Cooper A.K., Leitchenkov G. 2004. Topographic control on post-Oligocene changes in ice-sheet dynamics, Prydz Bay region, East Antarctica // *Geology*. Vol. 32. № 3. P. 197–200.
20. Kuvaas B., Kristoffersen Y., Guseva J., Leitchenkov G., Gandjukhin V, Lovas O., Sand M., Brekke H. Interplay of turbidite and contourite deposition along the Cosmonaut Sea/Enderby Land margin, East Antarctica // *Marine Geology*. 2005. Vol. 217. P. 143–159.
21. Kuvaas B., Kristoffersen Y., Guseva J., Leitchenkov G, Gandjukhin V, Kudryavtsev G. Input of glaciomarine sediments along the East Antarctic continental margin; depositional processes on the Cosmonaut Sea continental slope and rise and a regional acoustic stratigraphic correlation from 40 W to 80E // *Marine Geophys. Res.* 2005. Vol. 25. P. 247–263.
22. Лейченков Г.Л., Грикуров Г.Э., Масолов В.Н. Геолого-геофизическое изучение Антарктической литосферы // *Разведка и охрана недр*. 2005. Вып. 6. С. 76–80.
23. Goncharov A., Petkovic P., Leitchenkov G., Tassel H. Basement and crustal results from the Bremer subbasin, SW Australia and its Antarctic counterpart drive Australia-Russia cooperation // *Research Notes*. 2006. P. 15–21.
24. Leitchenkov G.L., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V. Cenozoic environmental changes along the East Antarctic continental margin inferred from regional seismic stratigraphy / In: Cooper A. K, Raymond C.R. et al. (eds.). *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proc. 10th Int. Symp. on Antarctic Earth Science*. USGS–U.S. National Academy. 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp005.

25. Leitchenkov G.L., Gandyukhin V.V., Guseva Y.B. Crustal structure and evolution of the Mawson Sea, western Wilkes Land margin, East Antarctica / In: Cooper A. K., Raymond C.R. et al. (eds.). Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proc. 10th Int. Symp. on Antarctic Earth Science. USGS–U.S. National Academy. 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp028.
26. Guseva Yu.B., Leitchenkov G.L., Gandyukhin V.V. Basement and crustal structure of the Davis Sea region (East Antarctica): implications for tectonic setting and continent to ocean boundary definition / In: Cooper A. K., Raymond C.R. et al. (eds.). Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proc. 10th Int. Symp. On Antarctic Earth Science. USGS–U.S. National Academy. 2007. doi: 10.3133/of2007-1047.srp025.
27. Solli K., Kuvaas B., Kristoffersen Y., Leitchenkov G., Guseva J., Gandjukhin V. V. seismo-stratigraphic analysis of glaciomarine deposits in the eastern Riiser-Larsen Sea (Antarctica) // Marine Geophys. Res. 2007. Vol. 28. P. 43–57.
28. Solli K., Kuvaas B., Kristoffersen Y., Leitchenkov G., Guseva J., Gandjukhin V. Seismic morphology and distribution of inferred glaciomarine deposits along the East Antarctic continental margin, 20°W–60°E // Marine Geology. 2007. Vol. 237. P. 207–223.
29. Whittaker J. M., R. D. Muller, G. Leitchenkov, H. Stagg, M. Sdrolias, C. Gaina, A. Goncharov. Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time // Science. 2007. Vol. 318. P. 83–86.
30. Whittaker J. M., Muller R. D., Leitchenkov G., Stagg H., Sdrolias M., Gaina C., Goncharov A. Response to Comment on “Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time” // Science. 2008. Vol. 321. P. 490.
31. Solli K., Kuvaas B., Kristoffersen Y., Leitchenkov G., Guseva J., Gandjukhin V. The Cosmonaut Sea Wedge // Marine Geoph. Researches. 2008. Vol 29. P. 51–69.
32. Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // Marine Geophys. Res. 2008. Vol. 29. P. 135–158.
33. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Строение и история развития земной коры осадочного бассейна моря Дейвиса, Восточная Антарктика / В сб.: Лейченков Г.Л., Лайба А.А (ред.) // Научные результаты геолого-геофизических исследований в Антарктике. СПб: ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. 1. С. 101–115.
34. Каменев Е.Н., Лейченков Г.Л. Предварительная оценка ресурсного потенциала Антарктики / В кн. Блюман Б.А., Красный Л.И., Петров О.В., Морозов А.Ф., Каменев Е.Н., Лейченков Г.Л. (ред.) // Минеральные ресурсы и геология полезных ископаемых континентов и их пассивных окраин, активных зон перехода континент-океан и Мирового океана. Планета Земля. Энциклопедический словарь. Минерагения. СПб: ВСЕГЕИ, 2008.
35. Cooper A., Brancolini G., Escutia C., Kristoffersen Y., Larter R., Leitchenkov G., O'Brien P., Jokat W. Cenozoic climate history from seismic-reflection and drilling

studies on the Antarctic continental margin / In: Florindo F. Siegert M. (eds.) // Antarctic climate Evolution. Elsevier. 2009. Vol. 8. P. 115–228.

36. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен) / В кн. Леонов Ю.Г. (ред.). Строение и история развития литосферы. Российские исследования по программе МПГ 2007/2008 гг. М. Paulsen Edition. 2010. С. 9–38.
37. Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л., Михальский Е.В. 2010 Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей / В кн. Леонов Ю.Г. (ред.). Строение и история развития литосферы. Российские исследования по программе МПГ 2007/2008 гг. М. Paulsen Edition. 2010. С. 91–110.
38. Варова Л.В., Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. 2011. Тектоническое строение континентальной окраины Земли Адели - Земли Георга V и прилегающей абиссальной котловины (Восточная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (88). С. 69–80.
39. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция природной среды в геологическом прошлом // Разведка и охрана недр. 2012. №8. С. 21–28.
40. Wilson D.S., Jamieson S.S.R., Barret P.J., Leitchenkov G., Gohl K., Larter R.D.. Antarctic topography at the Eocene-Oligocene boundary // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 335–336. P. 24–34.
41. Whittaker J., Goncharov A., Williams S., Müller R.D., Leitchenkov G. Global Sediment Thickness Dataset updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. DOI:10.1002/ggge.20181.
42. Левитан М.А., Лейченков Г.Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в южном океане // Литология и полезные ископаемые. В печати.

Карты:

43. Thost D.E., Leitchenkov G.L., O'Brien P.E. Wellman P., Golynsky A.V. Geology of the Lambert Glacier - Prydz Bay region, East Antarctica (Scale 1:1 M) Scale Map. Australian Geological Survey Organization. Canberra, 1998.
44. Каменев Е.Н., Лейченков Г.Л. Структурная карта Антарктики м-ба 1:25500000 с объяснительной запиской // Геолого-минералогическая карта Мира м-ба 1:30000000 (Ред. Красный Л.И. и др.). СПб: ВСЕГЕИ, 2000.
45. Лейченков Г.Л. Карта мощности осадочного чехла Антарктики / Короткевич Е.С., Фомченко В.Д., Фридман Б.С. (ред.) // Атлас Океанов. Антарктика. ГУНИО, МО РФ, ААНИИ. СПб, 2005. С. 115.
46. Grikurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.