

УДК: 550.8.013:551.462.33:551.35

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОГРУЖЕНИЕ И РАСТЯЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ТРОГА ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИКА

Г.Л. Лейченков^{1,2,*}, Ю.И. Галушкин³, Ю.Б. Гусева⁴,
В.В. Гандюхин⁴, Е.П. Дубинин³

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана имени академика И.С. Грамберга

(«ВНИИОкеангеология»), 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., д. 1

²Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 7–9

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения

⁴Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),
198412, Санкт-Петербург, Ломоносов, ул. Победы, д. 24

*e.mail: german_1@mail.ru

Поступила в редакцию 6.06.2018г.; после исправления 13.06.2019г.; принята в печать 24.09.2019г.

В статье рассматривается строение земной коры, сейсмостратиграфия, термическая эволюция и характер растяжения литосферы глубоководного осадочного бассейна, расположенного в трог Принцессы Елизаветы на континентальной окраине Восточной Антарктиды в южной части Индийского океана. В результате сейсмостратиграфического анализа в осадочном чехле бассейна выделено 7 сейсмических комплексов, которые формировались в период от поздней ранней юры до настоящего времени. На основании данных о глубинном строении бассейна выполнено численное моделирование его термического режима и тектонического погружения. По результатам моделирования установлено изменение температуры пород с глубиной и степени растяжения литосферы в рифтовой истории бассейна. Моделирование показало, что для объяснения глубины погружения фундамента и мощности кристаллической части земной коры бассейна требуется растяжение литосферы до начала формирования осадков. Максимальная амплитуда растяжения выявлена в депоцентре бассейна, где она составляет 2.0 до начала осадконакопления и 2.8 – в период накопления рифтовых осадков.

Ключевые слова: Восточная Антарктика, трог Принцессы Елизаветы, пассивная окраина, литосфера, рифтогенез, растяжение земной коры, осадочный бассейн, тектоническое погружение, численное моделирование

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019692-104>

ВВЕДЕНИЕ

Трог Принцессы Елизаветы расположен между вулканическим плато Кергелен и Антарктидой и представляет собой узкий пролив глубиной до 3500 м, соединяющий море Содружества и море Дейвиса (рис. 1). Морские геофизические съемки, включавшие сейсмические, магнитные и гравитационные исследования, проводились научными организациями многих стран на протяжении более 35 лет, но в пределах трога Принцессы Елизаветы исследования были выполнены только в Российских антарктических экспедициях 1994 и 2003 гг. и в рамках совместного российско-германского проекта Международного полярного года 2007–2008 гг. [2, 10, 18].

Особенностью тектонического строения трога Принцессы Елизаветы является небольшая ши-

рина окраинного рифта, который формировался на раннем этапе разделения Индии и Антарктиды в позднеюрское–раннемеловое время. Она составляет всего 30–50 км, тогда как в море Содружества – более 300 км [2]. Это, вероятно, связано с тем, что этап растяжения земной коры в трог Принцессы Елизаветы, предшествующий расколу литосферы и началу океанического спрединга, был короче, чем в море Содружества. Северная половина трога Принцессы Елизаветы занята океанической корой с возрастом 130–125 млн лет [2]. Южная часть плато Кергелен, которое ограничивает трог с севера, предположительно представляет собой микроконтинент с корой континентального типа, перекрытый вулканическими комплексами с возрастом около 120 млн лет [7].

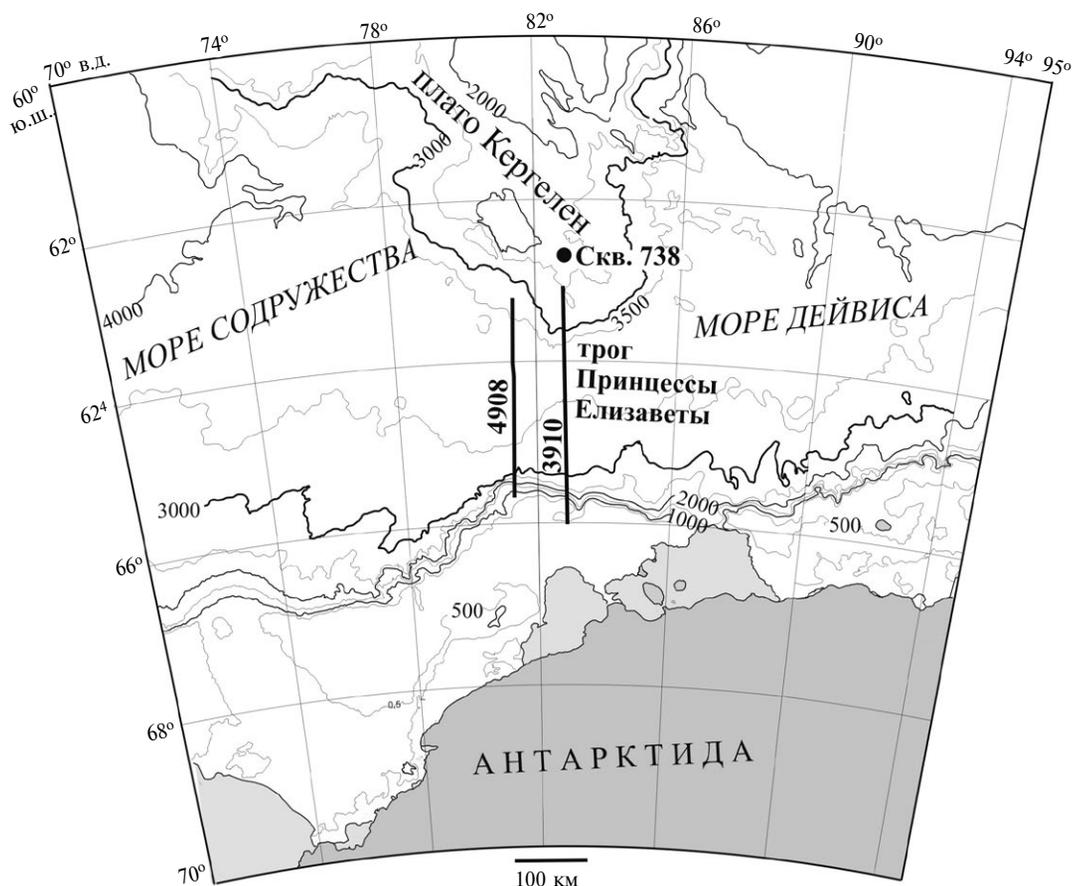


Рис. 1. Положение профилей 4809 и 3910, использованных для численного моделирования бассейна трого Принцессы Елизаветы.

Целью работы является численное моделирование термической истории бассейна, оценка амплитуды растяжения его литосферы и вариаций тектонического погружения фундамента осадочного чехла в период формирования осадочной толщи бассейна пассивной окраины Антарктиды в трого Принцессы Елизаветы.

Для выполнения численного моделирования был выполнен сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла по профилю 4809 (2003 г.), который пересекает трог Принцессы Елизаветы (см. рис. 1), выделены основные сейсмические горизонты и установлен возраст формирования ограниченных этими горизонтами сейсмических (и отвечающих им осадочных) комплексов. В качестве базового принципа интерпретации сейсмического разреза использовалась универсальная сейсмостратиграфическая модель, предложенная для глубоководной области Восточной Антарктики [2, 17].

В этой модели региональные отражающие границы нумеруются снизу вверх по разрезу цифрами от 1 до 5 и имеют буквенные обозначения (префиксы) в зависимости от географического положения бассейна. Для морей Содружества

и Дейвиса этим обозначением являются латинские буквы «CS» (от английского названия моря Содружества – *Cooperation Sea*). Следуя номенклатуре, которая была предложена на раннем этапе сейсмических исследований континентальной окраины Восточной Антарктики [14, 15], цифрой 1 обозначена кровля рифтового комплекса (несогласие, образованное в результате разновозрастного раскола гондванских континентов), цифрой 4 обозначена граница, маркирующая резкие изменения в структуре осадочного чехла. Образование границы 4 связано с началом крупномасштабного антарктического оледенения на рубеже эоцена и олигоцена около 34 млн лет назад. Граница с номером 3 датируется средним эоценом (48–43 млн лет) на основании данных о ее налегании на фундамент океанических котловин известного соответствующего возраста [17]. Возраст границы 5 надежно определяется по данным бурения скважины ODP в море Содружества и составляет 24–22 млн лет.

Для контроля численной оценки амплитуды растяжения земной коры (путем анализа погружения фундамента) в настоящем работе выполнено плотностное моделирование гравитационных

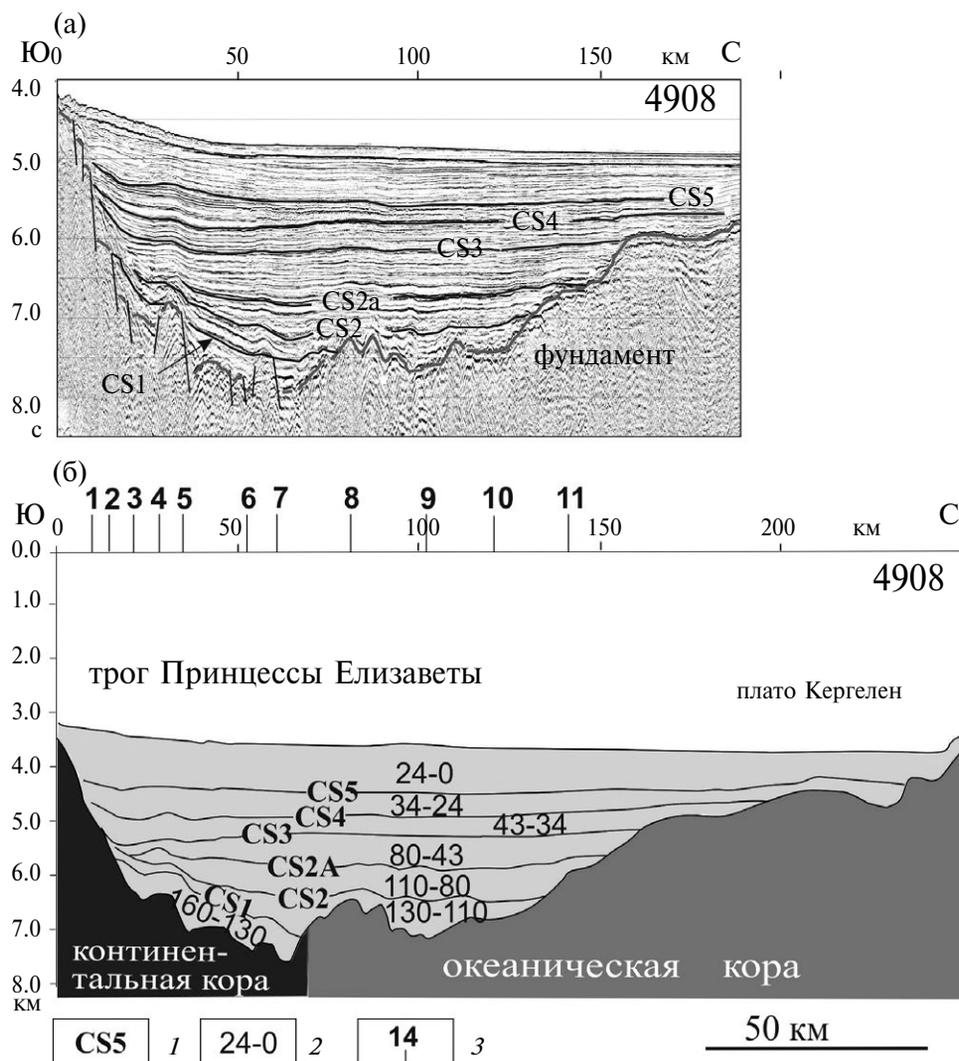


Рис.2. Интерпретированные временной (а) и глубинный (б) сейсмические разрезы по профилю 4908.

1 – сейсмические границы; 2 – возраст сейсмических комплексов в млн лет; 3 – номера псевдоскважин, по которым выполнялось численное моделирование

аномалий, которое позволяет оценить изменение мощности и, соответственно, коэффициента растяжения консолидированной части земной коры континентальной окраины. Модель земной коры составлена по сейсмическому профилю 3910, полученному в 1994 г., который расположен в 70 км к востоку от профиля 4909 (см. рис. 1). В 2007 г. вдоль данного профиля были выполнены исследования методом преломленных волн с применением донных станций в рамках проекта Международного полярного года 2007–2008 гг. [2, 10]. Проведенные исследования позволили установить положение границы Мохоровичича на большей части профиля 3910 и улучшить точность плотностного моделирования. При численном моделировании амплитуды растяжения земной коры и истории погружения бассейна за основу был взят разрез

осадочного чехла по профилю 4908, который отличается лучшим качеством сейсмической записи, чем разрез по профилю 3910.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ЗЕМНОЙ КОРЫ ТРОГА ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ

На основании сейсомстратиграфического анализа с привлечением данных бурения по программе ODP и информации об истории геологического развития региона в осадочном чехле трого Принцессы Елизаветы нами было выделено шесть региональных сейсмических горизонтов, обозначенных CS1, CS2, CS2a, CS3, CS4 и CS5, которые разделяют семь сейсмических комплексов (рис. 2). Толща стратифицированных осадков подстилается акустическим фундаментом, который надежно интерпретируется

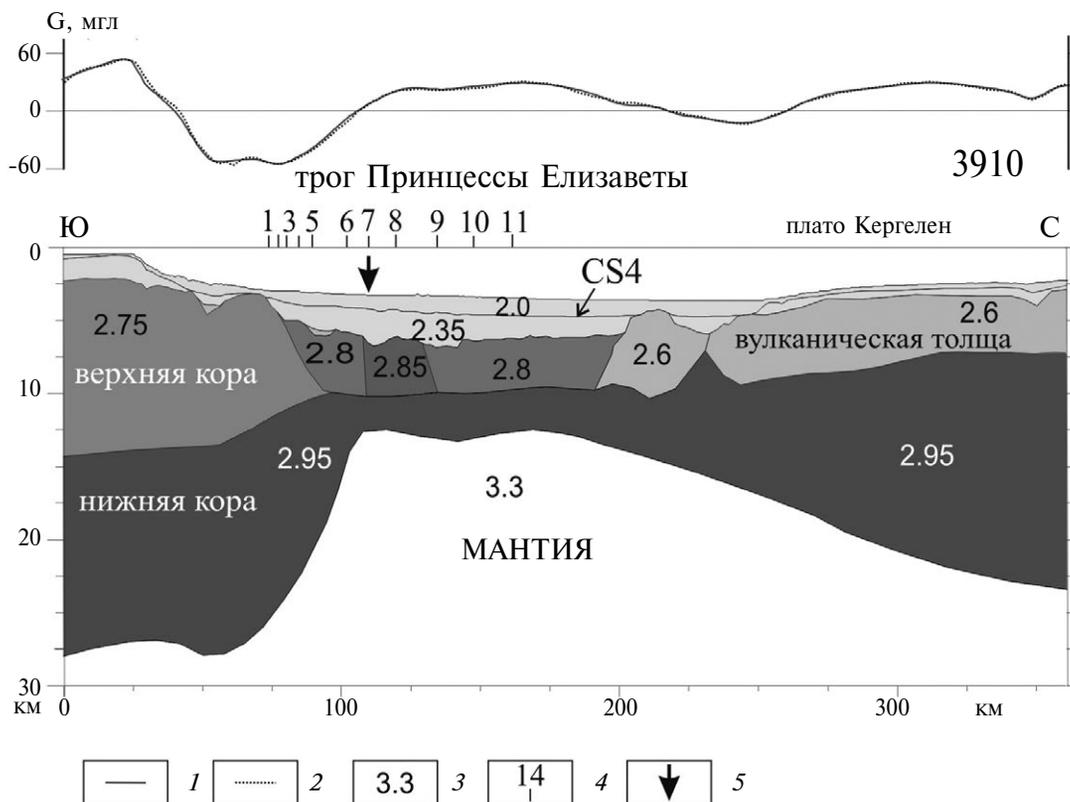


Рис.3. Плотностной разрез земной коры по профилю 3910, полученный по результатам моделирования гравитационных аномалий.

1 – наблюдаемые гравитационные аномалии (редукция в свободном воздухе); 2 – вычисленные гравитационные аномалии; 3 – плотность, г/см³; 4 – номера псевдоскважин, по которым выполнялось численное моделирование; 5 – граница между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа

в качестве кристаллического основания осадочно-го бассейна (рис. 2, а). В пределах верхнего подножия континентально склона фундамент резко погружается в сторону океана по системе крутых сбросов, формирующихся при растяжении земной коры. Максимальное погружение фундамента составляет 7.0–7.5 км. В 50 км от начала профиля морфология фундамента заметно меняется. Его поверхность образует поднятие шириной около 20 км с изрезанным, короткопериодным рельефом, формирующим многочисленные дифракции, и затем ступенчато воздымается в северном направлении, являясь южным склоном Кергелен. Резкое изменение в строении фундамента связывается нами с границей между растянутой рифтогенной корой континентального типа и океанической корой. Развитие океанической коры в трог Принцессы Елизаветы подтверждается наличием системы отчетливых линейных магнитных аномалий [2, 11]. Возраст аномалий строго идентифицировать не удастся, но вероятнее всего, как и на окраине юго-западной Австралии [25], они связаны с хронами полярности геомагнитного поля М9-М4 (130-127 млн лет).

Граница CS1 является кровлей рифтового комплекса, который заполняет региональный прогиб окраинного рифта. Возраст этой границы соответ-

ствует началу спрединга морского дна и составляет около 130 млн лет. На временном разрезе рифтовый комплекс представлен полупрозрачной структурой сейсмической записи с хаотическими прерывистыми отражениями, которая характерна для континентальных и мелководно-морских отложений, с преобладанием обломочного материала – конгломератов, песчаников, алевроитов с подчиненным развитием аргиллитов.

Граница CS2 плохо проявлена на разрезе, но ее положение было определено на основе корреляции с разрезами моря Содружества, где она представлена высокоамплитудным рефлектором [2]. Образование границы CS2 связывается нами со сменой режима осадконакопления во время интенсивного вулканизма, сформировавшего южную часть плато Кергелен 120–110 млн лет назад. Подстилающий осадочный комплекс между горизонтами CS1 и CS2 (130–110 млн лет) накапливался на ранней стадии океанического раскрытия и преимущественно сложен гемипелагическими осадками (алевролитами и аргиллитами) с подчиненным количеством более грубообломочного вещества, поставляемого гравитационными потоками со стороны сформированного шельфа и континентального склона.

Граница CS2a отчетливо проявляется в сейсмической записи (рис. 2, а). Ее возраст оценивается периодом 90–80 млн лет – когда произошло раскрытие океанических проливов, соединяющих Южную Атлантику, Индийский океан и океан Тетис, и изменение глубоководной обстановки осадконакопления [16]. В это же время произошло погружение южной части плато Кергелен до пелагических глубин. В скважине 738 – самой близкой к трогу Принцессы Елизаветы пробуренной скважины (см. рис.1) – отмечено резкое изменение обстановки осадконакопления в кампане, с замещением известняков на нанофоссилиевые илы и образованием контрастного сейсмического горизонта [6]. Комплекс между горизонтами CS2 и CS2a развивался в условиях достаточно глубокой котловины и предположительно сложен гемипелагическими осадками, преимущественно аргиллитами, с возможным присутствием вулканического вещества, поставляемого активными извержениями на плато Кергелен в период от 110 до 90 млн лет.

Границы CS3–CS5 идентифицированы во всех осадочных бассейнах континентальной окраины Восточной Антарктики и непрерывно коррелируются между бассейнами [17]. Комплексы, перекрывающие границу CS3 (см. рис. 2) преимущественно сложены гемипелагическими и пелагическими осадками, с незначительным привнесом относительно грубозернистого материала обломочными и турбидитными потоками. Глубоководные конусы выноса, сложенные отложениями гравитационных потоков, прослеживаются под верхним подножием континентального склона выше границы CS4, которая маркирует начало антарктического оледенения и изменение обстановок седиментации (см. рис. 2).

По результатам плотностного моделирования гравитационных аномалий установлено (рис. 3), что мощность консолидированной земной коры составляет:

- ≈ 25–28 км под шельфом, где развит докембрийский кристаллический щит Восточной Антарктиды;
- 10–20 км в пределах окраинного рифта;
- 6–10 км в части трога Принцессы Елизаветы, подстилаемой корой океанического типа;
- 15–22 км в южной части плато Кергелен.

Резкое утонение консолидированной коры (от 25 до 8 км) происходит на фланге окраинно-

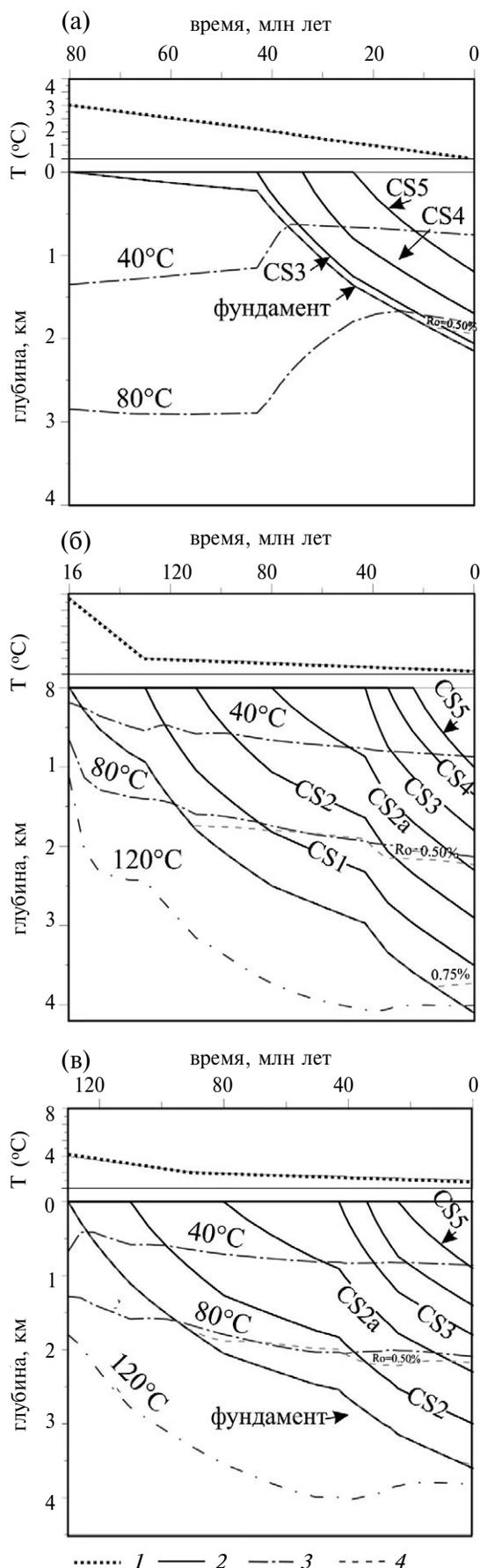


Рис.4. Изменение температуры пород и зрелости органического вещества в истории погружения осадочного бассейна пассивной окраины в троге Принцессы Елизаветы, численно восстановленные для псевдоскважин (ПС) 2 (а), 7 (б) и 9 (в).

1 – изменение среднегодовой температуры на поверхности морского дна (по данным [4, 8, 27]); 2 – изменение глубины залегания сейсмических комплексов (относительно морского дна) в период развития бассейна; 3 – изотермы; 4 – изолинии отражательной способности витринита (%Ro)

Табл.1. Амплитуды растяжения литосферы трого Принцессы Елизаветы, рассчитанные на основании анализа вариаций тектонического погружения фундамента бассейна трого Принцессы Елизаветы для одиннадцати псевдоскважин вдоль сейсмического профиля 4908.

| ПС | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| X, km | 0 | 5 | 11 | 17 | 22 | 38 | 44 | 59 | 75 | 92 | 106 |
| Z_{sea} | 3.3 | 3.4 | 3.5 | 3.5 | 3.5 | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.7 |
| Z_{sed} | 1.6 | 2.15 | 3.0 | 3.0 | 3.5 | 3.9 | 4.1 | 2.9 | 3.6 | 3.2 | 2.3 |
| t_{sed} | 43 | 80 | 160 | 160 | 160 | 160 | 160 | 130 | 130 | 130 | 110 |
| Q_{ini} | 75 | 75 | 146 | 188 | 210 | 210 | 230 | 105 | 146 | 188 | 188 |
| H_{observ} | 22 | 20 | 19 | 18 | 15 | 9.0 | 6.0 | 6.3 | 6.5 | 7.0 | 7.0 |
| β_{observ} | 1.64 | 1.80 | 1.89 | 2.00 | 2.40 | 4.00 | 6.00 | — | — | — | — |
| β_{sed} | 1.06 | 1.10 | 1.75 | 1.77 | 1.84 | 2.40 | 2.80 | 1.02 | 1.08 | 1.06 | 1.00 |
| $\beta_{0 mod}$ | 1.50 | 1.64 | 1.09 | 1.12 | 1.28 | 1.54 | 2.00 | — | — | — | — |
| $H_{o mod}$ | 24 | 22 | 33 | 32 | 28 | 22 | 18 | — | — | — | — |
| β_{sum} | 1.59 | 1.80 | 1.91 | 1.99 | 2.37 | 3.93 | 5.60 | — | — | — | — |
| H_{mod} | 22.6 | 20.0 | 18.8 | 18.1 | 15.2 | 9.2 | 6.4 | 6.5 | 6.5 | 6.6 | 7.0 |
| $Z_{0.50\%}$ | - | 1.95 | 2.23 | 2.22 | 2.22 | 2.20 | 2.23 | 2.17 | 2.23 | 2.13 | 2.00 |
| Ro_{max} | 0.44 | 0.54 | 0.63 | 0.63 | 0.70 | 0.76 | 0.80 | 0.64 | 0.76 | 0.71 | 0.57 |

Примечание. ПС – номера псевдоскважин; X – расстояние вдоль профиля, км; Z_{sea} – современная глубина моря, км; Z_{sed} – современная мощность осадочного чехла, км; t_{sed} – возраст пород в основании осадочного чехла, млн лет; Q_{ini} – тепловой поток, принятый в нашей модели для начала формирования осадочной толщи (для времени $t = -t_{sed}$), мВт/м²; H_{observ} – современная толщина консолидированной коры, полученная из геофизических оценок современной глубины границы МОХО; $\beta_{observ} = 36/H_{observ}$ – полная амплитуда растяжения литосферы, полученная из наблюдаемой глубины границы МОХО (см. рис. 2), толщина консолидированной коры, предполагаемая в модели до растяжения литосферы, составляет 36 км (см. табл.1); β_{sed} – амплитуда растяжения литосферы за время формирования осадочного чехла ($t_{sed} \leq t \leq 0$ Ma); $\beta_{0 mod}$ – амплитуда растяжения литосферы перед началом формирования осадочного чехла ($t = t_{sed}$), принятая в модели; $H_{o mod}$ – мощность консолидированной коры, принятая в модели на начало формирования осадочного чехла ($t = t_{sed}$; $H_{o mod} = 36/\beta_{0 mod}$); β_{sum} – амплитуда полного растяжения литосферы, рассчитанная в модели как: $\beta_{sum} = \beta_{sed} \times \beta_{0 mod}$; H_{mod} – современная толщина консолидированной коры, рассчитанная в модели ($H_{mod} = 36./\beta_{sum}$; ее необходимо сравнить со значением H_{observ} в данной таблице); $Z_{0.50\%}$ – вычисленная современная глубина кровли «окна генерации нефти» ($Ro=0.50\%$), км; Ro_{max} – вычисленное значение Ro в процентах для пород в основании осадочного чехла (на глубине $z=Z_{sed}$).

го рифта, где наблюдается блоковое погружение фундамента по системе сбросов. В днище рифта мощность коры составляет 10–8 км и сопоставима с мощностью прилегающей океанической коры (см. рис. 3). Утолщение коры до 10–12 км в северном направлении связано с избыточным магматизмом в период спрединга морского дна под влиянием поднимающегося плюма Кергелен.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ БАСЕЙНА ТРОГА ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ

Принципы моделирования

Для численной реконструкции истории погружения и эволюции термического режима осадочного бассейна континентальной окраины в трого Принцессы Елизаветы использовался пакет компьютерных программ ГАЛО [1, 9]. Основную часть

моделирования составляло численное решение одномерного (приближение плоского бассейна) нестационарного уравнения теплопереноса с учетом изменений теплофизических свойств пород с глубиной и временем. Расчет температур проводится в области, включающей осадочный чехол, подстилающую литосферу и часть астеносферы до глубин 80–100 км.

В процессе решения уравнения теплопроводности на поверхности бассейна (морского дна) задается среднегодовая температура для соответствующего геологического времени. Изменения среднегодовых температур на поверхности морского дна трого Принцессы Елизаветы в геологическом прошлом (рис. 4), значения которых используются в программе численного моделирования ГАЛО, предполагаются на основании анализа данных [4, 8, 27]. При расчете распределения температур пород на нижней границе области ZM поддерживалась постоянная температура TM . Метод определения

Табл.2. Стандартная модель континентальной литосферы, используемая в моделировании (по [1, 5, 9]).

| Слой | Верхняя кора | | Нижняя кора | Мантия |
|--------------------------------------|--------------|------|-------------|--------------|
| Глубина основания слоя, км | 5.0 | 15.0 | 36.0 | > 36 |
| Плотность, кг/м ³ | 2750 | 2750 | 2900 | 3300 |
| Теплопроводность, Вт/м ^{°К} | 2.72 | 2.72 | 1.88 | $K = f(T)^*$ |
| Генерация тепла, мкВт/м ³ | 1.465 | 0.84 | 0.21 | 0.004 |

Примечание. В системе ГАЛО зависимость теплопроводности K и теплоемкости C_p пород мантии от температуры определялась уравнениями, приведенными в [19].

параметров ZM и TM обсуждается в [1, 9]. Значения глубин ZM менялись от 80 до 93 км, а значения температур TM – от 1160 до 1170°C. Минимальный тепловой поток в истории бассейна (Q_{min}) составил 46 мВт/м². Исходный тепловой поток (Q_{ini}), принимаемый в моделировании на время начала формирования осадочной толщи $t=t_{sed}$, менялся от 75 до 230 мВт/м² (табл. 1). Для $t_{sed} = 160$ млн лет, тепловой поток закономерно увеличивается в сторону океана (см. табл. 1). Для $t_{sed} < 160$ млн лет этот поток меньше, что согласуется с релаксацией теплового потока в течение интервала времени от зарождения до начала отложения осадков в рассматриваемом бассейне. Значение потока Q_{ini} заметно влияет на скорость погружения бассейна в ранний период формирования осадочной толщи, поэтому в процессе моделирования значения Q_{ini} корректируются в соответствии с вариациями тектонического погружения бассейна.

Численное воспроизведение истории погружения и термической эволюции бассейна требовало детального разбиения области счета на шаги по глубине и большое число шагов по времени (от 2 до 4 тысяч). При отложении неуплотненных осадков на поверхности осадочного бассейна шаги Z не превышали 10 м и увеличивались кусочно-непрерывно с глубиной, достигая 1 км на глубине около 100 км. Шаги по времени (t) менялись в широких пределах – от 400 тыс лет, для периодов относительно медленного осадконакопления, до 16 тыс лет для периодов относительно быстрого.

При вычислении термофизических параметров осадочных пород использовались глобальные средние значения матричных петрофизических характеристик основных литологических единиц (глин, песчаников), смесь которых отвечала предполагаемому составу пород сейсмических комплексов [22–24]. В решении уравнения теплопроводности использовались теплофизические параметры литосферы (толщины разных слоев, плотность, теплопроводность, теплоемкость и теплогенерация кристаллического фундамента и мантии). В расчетах предполагалось, что строение и физические свойства литосферы в трого Принцессы Елизаветы до начала рифтогенеза (растяжения между Индией и Антарктидой) аналогичны параметрам континентальной литосферы Индийского щита (табл. 2). В такой литосфере вклад радиогенного

тепла пород консолидированной коры в поверхностный тепловой поток составляет ≈ 21 мВт/м² [12, 13, 20].

Термическая эволюция осадочного бассейна и подстилающей литосферы

Численные реконструкции термической эволюции и истории погружения бассейна трого Принцессы Елизаветы на основе пакета программ ГАЛО были получены для одиннадцати характерных пунктов (псевдоскважин; см. рис.2, см. рис.3.); на примере трех из них демонстрируются результаты выполненных расчетов (рис. 4). Моделирование показывает зависимость температуры осадочных пород от глубины их погружения, литологического состава и темпов осадконакопления. В эволюции бассейна предполагается умеренный тепловой режим и степень преобразования органического вещества (ОВ) в осадочной толще бассейна в соответствии с наблюдаемым погружением. Вычисленные температуры осадочных пород не превышали 125°C. Значения отражательной способности витринита, являющейся интегральной характеристикой термической истории бассейна, не превосходили 0.84% (см. рис. 4, рис.5).

Пример рассчитанной тепловой истории литосферы бассейна для псевдоскважины 7 (рис. 6), демонстрирует прогрев литосферы с высоким температурным градиентом, индуцированный растяжением бассейна на раннем этапе формирования осадочной толщи около 160–130 млн лет назад. Для участка бассейна между псевдоскважинами 3 и 7 характерна конфигурация изотерм в виде «полки» (см. рис. 6, 150–130 млн лет).

Расчет тектонического погружения бассейна

На первом этапе оценки степени растяжения литосферы континентальной окраины Антарктиды в трого Принцессы Елизаветы осуществлялась численная реконструкция истории развития бассейна и проводились расчеты амплитуд тектонического погружения фундамента от начала рифтогенеза до настоящего времени. Эти расчеты основаны на информации о геологическом строении осадочного чехла трого Принцессы Елизаветы – глубине залегания, возрасте осадочных комплексов (см. рис. 2, б) и моделях изменений палеоглубин моря (рис. 7). Предполагается, что до начала по-

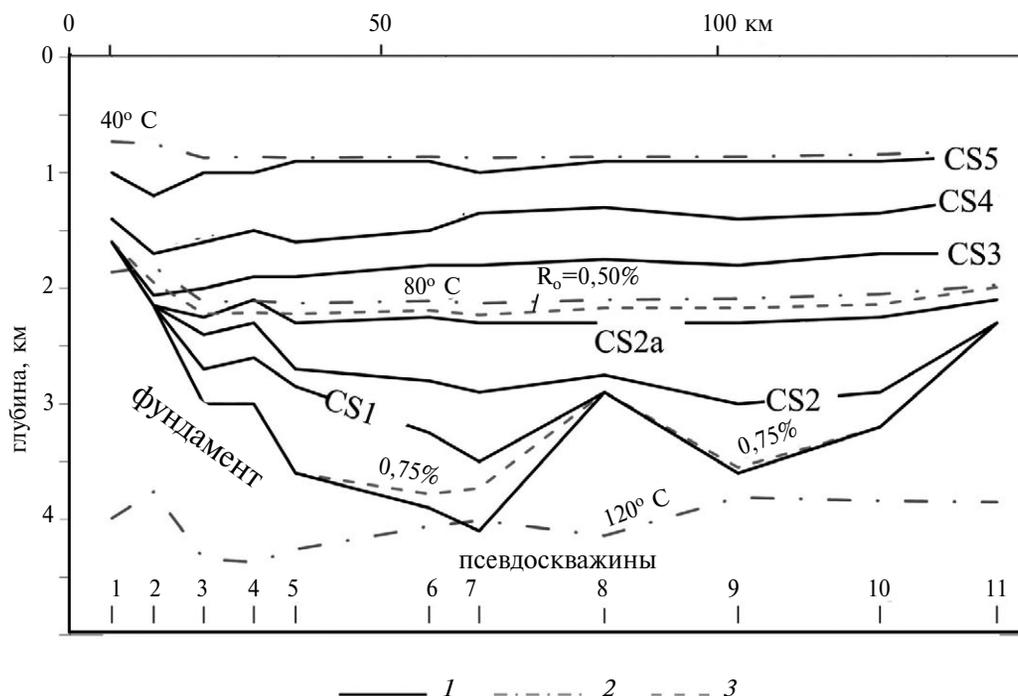


Рис.5. Термическое состояние осадочного чехла бассейна трюга Принцессы Елизаветы в разрезе по профилю 4908.

1 – основные сейсмические горизонты; 2 – изотермы; 3 – изолинии отражательной способности витринита (% R_0)

гружения фундамента, развивалось сводовое поднятие земной коры, типичное для ранней стадии рифтогенеза и связанное с разогревом литосферы [28]. Характер изменения палеоглубин моря (см. рис. 7), используемых в моделировании, принят в соответствии общими представлениями об эволюции пассивных континентальных окраин [21].

По алгоритмам [1, 9] рассчитаны амплитуды тектонического погружения на первом этапе моделирования. Тектоническое погружение бассейна трюга Принцессы Елизаветы вычислено путем удаления нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента (рис. 8, а, рис. 9).

Для сравнения демонстрируется полное погружение поверхности фундамента бассейна относительно уровня моря, рассчитанное как сумма мощности осадочного чехла бассейна и палеоглубин моря (см. рис. 9, кривые 3).

Второй этап тектонического анализа предполагает расчет амплитуд тектонического погружения альтернативным методом. В системе ГАЛО температуры пород определяются в области $0 \leq z \leq ZM$, в которую входят осадочная толща, подстилающая литосферу и верхняя часть астеносферы (см. рис. 6). Большой глубинный диапазон расчета температур позволяет вычислять распределение плотности пород в земной коре и мантии в каждый момент времени развития бассейна и амплитуды тектонического погружения бассейна при условии изостатического равновесия. Изменения плотности пород зависят от вариаций амплитуды (фактора)

растяжения температур, давления, состава пород и фазовых переходов в мантии с глубиной [1].

При моделировании, начиная с момента формирования бассейна, последовательно подбираются амплитуды растяжения и продолжительность тепловой активизации литосферы так, чтобы вычисленные вариации в тектоническом погружении поверхности фундамента (см. рис. 9, пунктирные кривые 2), объясняли изменения в тектоническом погружении (см. рис. 9, сплошные кривые 1).

Вариации амплитуд тектонического погружения бассейна

В рифтовый период (от 160 до 130 млн лет) происходило достаточно быстрое погружение фундамента (см. рис. 8, а, ПС 3–7), формирование глубоководной окраины (см. рис. 7, ПС 3–7) и накопление рифтового комплекса мощностью до 700 м. Фактор растяжения в интервале разреза между псевдоскважинами 3 и 7 (см. рис. 2), изменялась от 1.75 до 2.8 (см. табл.1, β_{sed}).

Для псевдоскважин 1 и 2, расположенных на фланге окраинного рифта, рассчитанный фактор растяжения в период осадконакопления (β_{sed}) имеет минимальные значения 1.06 и 1.1, соответственно (см. табл. 1). Полученный результат основан на интерпретации сейсмического разреза (см. рис. 2), где фундамент перекрыт относительно молодыми осадками с возрастом не древнее 43 млн лет в псевдоскважине 1 и 80 млн лет псевдоскважине 2. В программах численного мо-

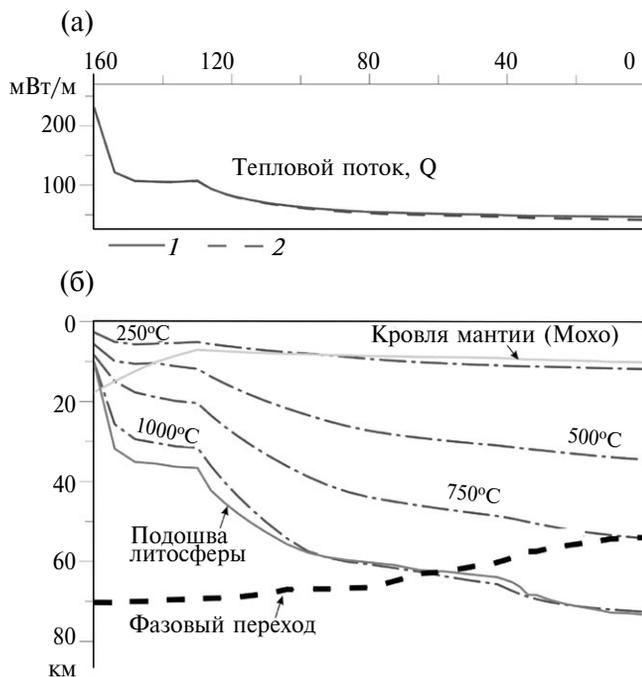


Рис.6. Термическая история литосферы осадочного бассейна трюга Принцессы Елизаветы в псевдоскважине 7 (а), эволюция термического режима литосферы в псевдоскважине 7 (б).

Фазовый переход показывает глубину в мантии, на которой происходит преобразование шпинелевых перидотитов в гранатовые перидотиты, по [1]. Подошва литосферы определяется пересечением кривой солидуса перидотита с содержанием воды не более 0.2% H_2O [26] с текущей геотермой $T(Z, t)$ в литосфере бассейна. 1 – вариации теплового потока через поверхность фундамента; 2 – вариации теплового потока через поверхность осадочного чехла

делирования, включая программное обеспечение ГАЛО, тектоническое погружение рассчитывается от морского дна, т.е. от кровли осадочной толщи, на определенный период времени соответствующего возраста. Нельзя исключать, что фундамент местами перекрыт тонким слоем более древних осадков, мощность которых находится за пределами вертикальной разрешающей способности относительно низкочастотного сейсмического профилирования (первые сотни метров) или более древние осадки не накапливались из-за действия донных течений. Таким образом, вычисленные факторы растяжения могут оказаться заниженными.

Формальное вычисление фактора растяжения было выполнено и для псевдоскважин 8–11 на океанической коре с возрастом 130–120 млн лет, которая по определению не могла подвергаться рифтогенному растяжению. Полученные значения составляют 1.08, 1.06 и 1.0, т.е. указывают на отсутствие растяжения (см. табл.1), подтверждая достоверность вычислительных процедур. Небольшие отклонения от 1.0 могут быть связаны с неточной

возрастной интерпретацией осадочного разреза или не принятыми во внимание эндогенными процессами в литосфере.

Растяжение литосферы до начала формирования осадочного чехла бассейна

Мощность консолидированной части земной коры, выявленной по результатам моделирования поля силы тяжести (см. рис. 3) позволяет установить амплитуду ее полного растяжения (β_{observ}) в предположении, что начальная мощность земной коры, как и в настоящее время на кристаллическом щите Восточной Антарктиды [3], составляла 36 км ($\beta_{\text{observ}} = 36 / H_{\text{observ}}$). Вычисления показывают, что амплитуда растяжения меняется от 1.64 в бортовой части рифта до 5–6 в пределах его дна, вблизи границы между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа (см. табл.1).

Параметр β_{observ} можно использовать для определения амплитуды растяжения литосферы β_{mod} в период до начала формирования осадочного чехла бассейна, когда происходило сводовое поднятие (см. табл.1, $t < -t_{\text{sed}}$). Доседиментационная амплитуда растяжения определяется из соотношения

$$\beta_0 = \beta_{\text{observ}} / \beta_{\text{sed}},$$

где β_{sed} – амплитуда растяжения в период накопления рифтовых осадков, т.е. растяжения в течение интервала времени $t_{\text{sed}} \leq t \leq 0$ млн лет.

Моделирование охватывает только период, когда происходило осадконакопление (интервал времени $t_{\text{sed}} \leq t \leq 0$ млн лет) и предполагает однородное рас-

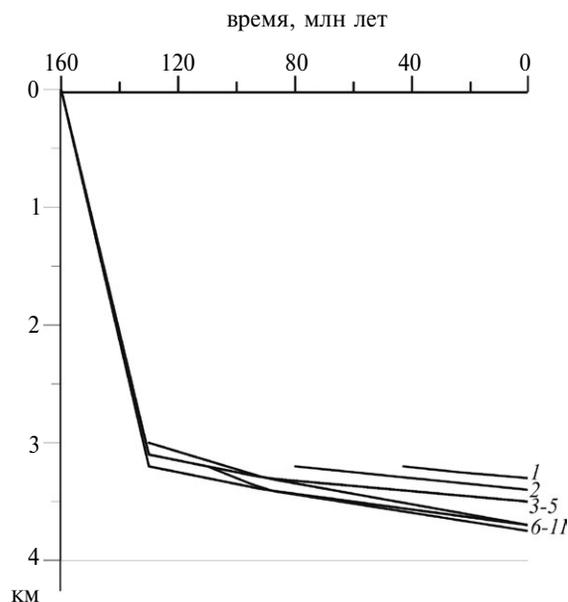


Рис.7. Предполагаемые изменения глубины моря в трюге Принцессы Елизаветы в ПС 1–11. Показаны (цифры) номера псевдоскважин.

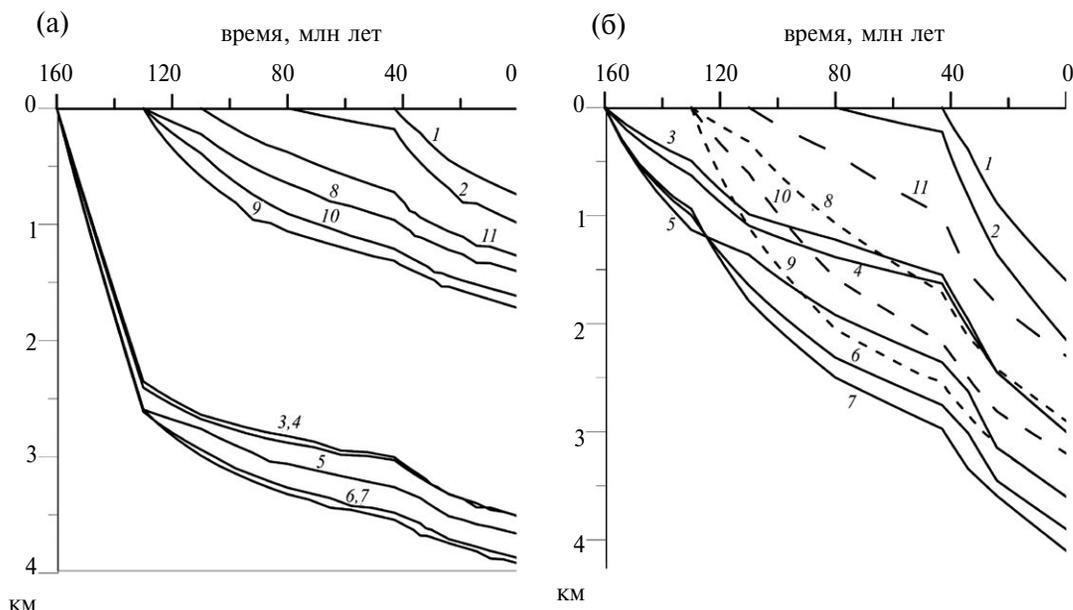


Рис.8. Вариации тектонического погружения поверхности фундамента (а) и мощности осадочного чехла (б) в истории развития бассейна трюга Принцессы Елизаветы. Показаны (цифры) номера псевдоскважин.

тяжение всей области счта $0 \leq t \leq ZM$. Вычисление параметров $\beta_{0\text{ mod}}$ (амплитуда растяжения литосферы до начала осадконакопления) или $H_{0\text{ mod}}$ (толщина консолидированной коры до начала осадконакопления) в моделировании производится путем итерационной процедуры. В начале моделирования, когда значение амплитуды доседиментационного растяжения $\beta_{0\text{ mod}}$ неизвестно, принимается произвольное значение $\beta_{0\text{ mod}}$. Для этого значения определяется толщина консолидированной коры на время начала формирования осадочного покрова ($t = t_{\text{sed}}$) как: $H_{0\text{ mod}} = 36 / \beta_{0\text{ mod}}$

С такой начальной литосферой осуществляется моделирование, то есть численно реконструируется термическая история литосферы в седиментационный период развития бассейна и определяется соответствующая амплитуда растяжения β_{sed} . Затем определяется полная амплитуда растяжения литосферы за весь период рифтингенеза:

$$\beta_{\text{sum}} = \beta_{0\text{ mod}} \times \beta_{\text{sed}}$$

Если β_{sum} отличается от β_{observ} , то значение $\beta_{0\text{ mod}}$ меняется и процедура моделирования повторяется с новой исходной литосферой, пока β_{sum} не станет близкой к β_{observ} , и, следовательно, вычисленное значение современной толщины консолидированной коры H_{mod} ($H_{\text{mod}} = 36 / \beta_{\text{sum}}$) не станет близким к наблюдаемому значению H_{observ} (см. табл. 1).

Для внешней части рифтогенной окраины, где развит рифтовый комплекс с возрастом 160–130 млн лет (псевдоскважины 3 – 7), амплитуда растяжения литосферы $\beta_{0\text{ mod}}$ до начала формирования рифтовых осадков последовательно увеличи-

вается в сторону моря от 1.09 до 2, при этом начальная толщина консолидированной коры $H_{0\text{ mod}}$ уменьшается от 33 до 18 км (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При моделировании рифтовых осадочных бассейнов существует проблема недоучета латерального переноса тепла. Наличие относительно высоких градиентов температур T/x активизирует процесс остывания литосферы, а это, в свою очередь, увеличивает скорость погружения поверхности фундамента. Пренебрежение латеральным теплопереносом в этом случае приводит к переоценке амплитуды растяжения β_{sed} и, как следствие, к недооценке амплитуды растяжения $\beta_{0\text{ mod}}$. Разумно, однако, предположить, что к моменту начала осадконакопления, после этапа начального растяжения со сводообразованием, горизонтальные градиенты температур значительно снизились.

При моделировании осадочного бассейна трюга Принцессы Елизаветы подразумевалось, что теплоперенос в горизонтальном направлении незначителен по сравнению с вертикальным.

Отсутствие информации о детальном изменении глубины моря в процессе развития бассейна является одним из заметных факторов неопределенности в модели. В используемом алгоритме расчета вариаций амплитуд тектонического погружения участвует не абсолютная глубина моря, а изменения этой глубины относительно ее значения в начальный период формирования осадочного бассейна [9]. В алгоритм расчетов входят временные вариации веса водной колонки. При

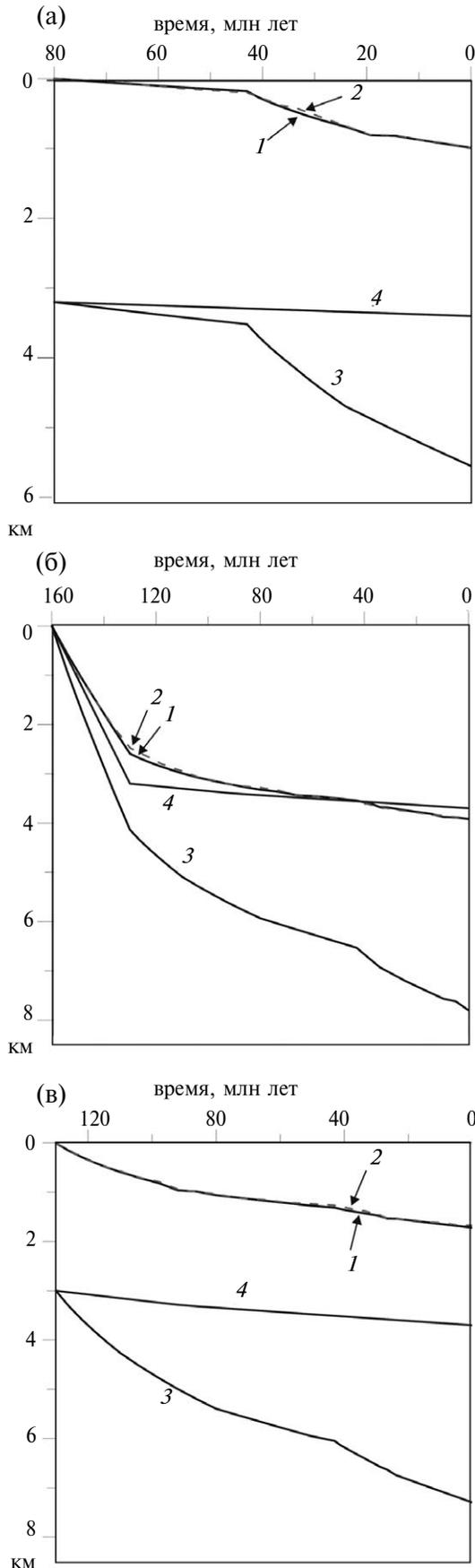


Рис.9. Вариации тектонического погружения бассейна Трога Принцессы Елизаветы для псевдоскважин (ПС) 2 (а), 7 (б) и 9 (в), вычисленные в предположении локально-изостатического отклика литосферы на нагрузку.

1–2 – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное: 1 – удалением нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента, 2 – из условия изостатической компенсации разреза литосферы; 3 – полное погружение поверхности фундамента, отсчитываемое от поверхности моря; 4 – палеоглубина моря

←
 моделировании предполагалось, что основные изменения в глубине моря происходили в период от 160 до 130 млн лет (см. рис. 7).

Для того, чтобы оценить влияние неопределенности в априорных моделях изменения глубин моря на расчет амплитуд растяжения литосферы в период осадконакопления, для псевдоскважины 7, кроме предложенной, наиболее вероятной функции время–глубина (см. рис. 7), была использована альтернативная функция, со следующими, заметно отличающимися параметрами (в скобках указаны изменения глубин, представленные на рис. 7):

- 160–130 млн лет, изменение глубин 0–1.7 км (0–3.2 км);
- 130–90 млн лет, изменение глубин 1.7–3.2 км (3.2–3.4 км);
- 90–0 млн лет, изменение глубин 3.2–3.7 км (3.4–3.7 км).

Амплитуда растяжения в период осадконакопления (β_{sed}) с использованием альтернативной функции изменения глубин составила 2.54, при использовании основной функции амплитуда составила 2.80, т.е. при уменьшении заглужения в период рифтогенеза почти в 2 раза, фактор растяжения изменился всего в 1.1 раз.

Анализ вариаций тектонического погружения бассейна показал, что в период между 120–110 млн лет и 80 млн лет, произошла тепловая активизация бассейна, замедлявшая остывание литосферы и скорость погружения фундамента в районе между псевдоскважинами 3 и 11 (см. рис. 8, а). Это явление, вероятно, связано с действием мантийного плюма Кергелен, который внедрился в литосферу на ранней стадии раскрытия океана (120–110 млн лет назад).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочный бассейн трога Принцессы Елизаветы расположен на континентальной окраине Антарктиды в южной части Индийского океана и развивался в результате рифтогенеза и последующего распада Восточной Гондваны на протяжении длительно геологического времени. В результате сейсмостратиграфического анализа, с использованием данных бурения и представлений об изменениях

природной среды, в осадочном чехле бассейна выявлены основные сейсмические комплексы и дан их прогнозный возраст и состав. В пределах внутриконтинентального рифта установлено семь комплексов с периодами формирования: 160–130 млн лет, 130–110 млн лет, 110–80 млн лет, 80–43 млн лет, 43–34 млн лет, 34–24 млн лет, 24–0 млн лет.

Данные о современных мощностях и возрасте осадочных комплексов вместе с предполагаемыми изменениями глубины моря позволили численно реконструировать термическую эволюцию бассейна трога Принцессы Елизаветы и оценить амплитуды растяжения литосферы в период формирования его осадочной толщи. Оценки современной толщины консолидированной коры, выполненные по результатам моделирования поля силы тяжести, использовались для оценки полной амплитуды растяжения литосферы в процессе развития бассейна. Максимальное растяжение происходило в осевой части окраинного рифта, что привело к наибольшему утонению земной коры. Выполненные расчеты показали, что амплитуды растяжения были достаточно большими.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 457 с.
2. Лейченко 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) // Российские исследования по программе МПГ 2007/2008 гг. Строение и история развития литосферы / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: Paulsen Edition. 2010. С. 9–38.
3. Baranov A., Tenzer R., Bagherbandi M. Combined gravimetric-seismic crustal model for Antarctica // *Surv. Geophys.* 2018. Vol. 39. No 1. p. 23–56
4. Barrett P.J. Cenozoic climate and sea level history from glacial marine strata off the Victoria Land coast, Cape Roberts Project. Antarctica // *Glacial Processes and Products* / M.J. Hambrey, P. Christoffersen, N.F. Glasser, B. Hubbert (eds.). Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 2007. Vol. 39. P. 259–287.
5. Bayer A.J. Geotherms evolution of the lithosphere and plate tectonics // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 72. P. 203–227.
6. Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M.F., Symonds P.A. Geological framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins / Canberra: Geosci. Australia Record, 2002. 120 p.
7. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // *J. Petrology.* 2002. Vol. 43. No 7. P. 1121–1139.
8. Crowley T.J. Comparison of longterm greenhouse projections with the geologic record // *Geophys. Res. Lett.* 1995. Vol. 22. No. 8. P. 933–936.
9. Galushkin Yu.I. Non-standard problems in basin modeling. Switzerland: Springer Int. Publ., 2016. 268 p.
10. Gohl K., Leitchenkov G.L., Parsieglia N., Ehlers B.M., Kopsch C., Damaske D., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V. Crustal types and continental-ocean boundaries between the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, East Antarctica // Antarctica: A Keystone in a Changing World / Cooper A. K., Raymond C.R. et al. (eds.). Proc. 10th Int. Symposium on Antarctic Earth Sci. USGS–US National Academy. 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp039.
11. Golynsky A.V., Ivanov S.V., Kazankov A.Ju., Jokat W., Masolov V.N., von Frese R.R.B., the ADMAP Working Group. New continental margin magnetic anomalies of East Antarctica // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 585. P. 172–184.
12. Gupta M.I., Sharma, S.R., Sundar, A., and Singh, S.B. Geothermal studies in the Hyderabad granitic region and the crustal thermal structure of the Southern Indian Shield // *Tectonophysics.* 1987. Vol.140. P. 257–264.
13. Gupta M.I., Sundar A., and Sharma S.R. Heat flow and heat generation in the Archaean Dharwar cratons and implications for the Southern Indian Shield geotherm and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 144. P. 107–122.
14. Hinz K., Krause W. The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: seismic sequences, structural elements and geological development // *Geol. Jahrbuch. Geol. Paläontol.* 1982. Vol. E23. P. 17–41.
15. Kuvaas B., Kristoffersen Y. The Crary Fan, a trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica // *Marine Geol.* 1991. Vol. 97. P. 345–362.
16. Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.F. The development of paleoseaways around Antarctica // The role of the Southern Ocean and Antarctica in global change: an Ocean Drilling Perspective / J.P. Kennet, J. Barren (eds.). Antarctic Res. Ser. AGU. 1992. Vol. 56. P. 7–30.
17. Leitchenkov G.L., Guseva Y.B., Gandyukhin V.V. Cenozoic environmental changes along the East Antarctic continental margin inferred from regional seismic stratigraphy // Antarctica: A Keystone in a Changing World / A.K. Cooper, C.R. Raymond et al. (eds.). Proc. 10th Int. Symposium on Antarctic Earth Sci. USGS–US National Academy, 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp005.
18. Leitchenkov G., Guseva Y.B., Gandyukhin V., Ivanov S., Safonova L. Structure of the Earth's crust and tectonic evolution history of the Southern Indian Ocean (Antarctica) // *Geotectonics.* 2014. Vol. 48. No. 1. P. 5–23.
19. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2005. Vol. 233. P. 337–339.
20. Negi I.G., Panday O.P., Agrawal P.K. Supermobility of hot Indian lithosphere // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 131. P. 147–156.
21. Parsons B., Sclater J.B. Analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Research.* 1977. Vol. 82. No.5. P 803–827
22. Ungerer Ph., Burrus I., Doligez B., Chenet P., Bessis F. Basin evolution by integrated two-dimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // *AAPG Bull.* 1990. Vol. 74. N. 3. P. 309–335.

23. *Ungerer Ph.* Modeling of petroleum generation and migration // *Applied Petrol. Geochem.* 1993. P. 397–442.
24. *Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R.* Petroleum and Basin Evolution. Berlin: Springer, 1997. 535 p.
25. *Williams S.E., Whittaker J.M., Granot R., Müller D.R.* Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain // *J. Geophys. Reseach. Ser. Solid Earth.* 2013. Vol. 118. doi:10.1002/jgrb.50239.
26. *Wyllie P.J.* Magmas and volatile components // *Am. Mineral.* 1979. Vol. 64. P. 469–500.
27. *Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science.* 2001. Vol. 292. P. 686–693.
28. *Ziegler P.A., Cloetingh S.* Dynamic processes controlling evolution of rifted basins // *Earth Sci. Rev.* 2004. Vol. 64. P. 1–50.

Рецензент Е.Н. Меланхолина

Crustal Structure, Tectonic Subsidence and Lithospheric Stretching of the Princess Elizabeth Trough Basin, East Antarctica

Leitchenkov G.L.^{a,b*}, Galushkin Yu.I.^c, Guseva Yu.B.^d, Gandyukhin V.V.^d, Dubinin E.P.^c

^a*Gramberg Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, 190121 Russia*

^b*Institute of Earth Sciences St. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia*

^c*Museum of Natural History, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, 198412 Russia

**e.mail: german_l@mail.ru*

Received June 6, 2018; Revised June 13, 2019; Accepted September 24, 2019

Abstract – This paper considers crustal structure, seismic stratigraphy, thermal evolution and lithospheric stretching of the deep-water basin located on the East Antarctic passive margin in the Princess Elizabeth Trough. Seven of the Middle Jurassic to Quaternary seismic sequences was identified based on interpretation of multichannel seismic data. The information about seismic stratigraphy and crustal thickness (calculated from gravity data) along the section crossing the Princess Elizabeth Trough was used for numerical modeling of the thermal regime of the lithosphere, tectonic subsidence of the crystalline basement and lithospheric stretching. Modeling shows that calculated tectonic subsidence is possible only under the assumption of crustal extension before the deposition (during the crustal doming at the early rift phase). Maximum stretching factor in the basin ranges from 1.1 to 2.0 for the period which preceded the deposition and 2.8 for the period of the rift-related deposition.

Key words: East Antarctica, Princess Elizabeth Trough, passive margin, lithosphere, rifting, crustal stretching, sedimentary basin, tectonic subsidence, numerical modeling