

**РИФТОГЕННАЯ ПРИРОДА ФОРМИРОВАНИЯ ВИЛЮЙСКОГО БАСЕЙНА
(Восточная Сибирь) НА ОСНОВЕ РЕКОНСТРУКЦИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
И МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ**

О.П. Полянский¹, А.В. Прокопьев², А.В. Бабичев¹, С.Н. Коробейников^{3,4}, В.В. Ревердатто¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

³ Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 15, Россия

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводятся результаты моделирования образования Вилуйского осадочного бассейна. Применяется комбинированный подход, состоящий из реконструкций осадконакопления и теплового режима при погружении методом бэкстриппинг, а также численного моделирования на основе механики деформируемой упругопластичной среды. Используя данные о литологии и стратиграфические разрезы, осадочные слои последовательно «снимаются» и вычисляется глубина стратиграфических подразделений в процессе осадконакопления. Для Вилуйского бассейна впервые применяется анализ эволюции осадконакопления неоднородного по площади бассейна. Доказывается рифтовая природа образования Вилуйского прогиба. Делаются оценки пространственного распределения параметров растяжения коры и мантийной литосферы, а также расширения за счет внедрения даек. В результате реконструкций обнаружена зависимость типа кривых погружения осадочных пород бассейна от тектонического режима осадконакопления в конкретных впадинах. Бэкстриппинг-анализ позволяет выявить два этапа растяжения, приведших к накоплению осадков мощностью 4—5 км и форландовый этап, вызвавший аккумуляцию более 2 км осадков. Принимая модель двухслойной литосферы, делается вывод о преимущественном растяжении подкорового слоя (в 1.2—2.0 раза относительно 1.1—1.4-кратного в коре). Цель численных экспериментов — показать принципиальную возможность формирования глубоких прогибов в континентальной коре при ее конечном растяжении. При этом моделирование показывает, что при растяжении не происходит полной деструкции и разрыва континентальной коры в отличие от моделей образования океанического рифта. Проведенное 2-мерное численное математическое моделирование показывает возможность значительного погружения фундамента бассейна вблизи центральной оси и объясняет концентрацию базитовых даек на периферии бассейна.

Осадочный бассейн, рифт, погружение, численное моделирование, бэкстриппинг-анализ, растяжение, деформации.

**THE RIFT ORIGIN OF THE VILYUI BASIN (East Siberia), FROM RECONSTRUCTIONS
OF SEDIMENTATION AND MECHANICAL MATHEMATICAL MODELING**

O.P. Polyanskii, A.V. Prokop'ev, A.V. Babichev, S.N. Korobeinikov, and V.V. Reverdatto

Results of modeling of the formation of the Vilyui sedimentary basin are presented. We combine backstripping reconstructions of sedimentation and thermal regime during the subsidence with a numerical simulation based on the deformable solid mechanics. Lithological data and stratigraphic sections were used to “strip” the sedimentary beds successively and calculate the depth of the stratigraphic units during the sedimentation. It is the first time that the evolution of sedimentation which is nonuniform over the basin area has been analyzed for the Vilyui basin. The rift origin of the basin is proven. We estimate the spatial distribution of the parameters of crustal and mantle lithosphere extension as well as expansion due to dike intrusion. According to the reconstructions, the type of subsidence curves for the sedimentary rocks of the basin depends on the tectonic regime of sedimentation in individual basins. The backstripping analysis revealed two stages of extension (sediments 4–5 km thick) and a foreland stage (sediments >2 km thick). With the two-layered lithosphere model, we conclude that the subcrustal layer underwent predominant extension (by a factor of 1.2–2.0 vs. 1.1–1.4 in the crust). The goal of numerical experiments is to demonstrate that deep troughs can form in the continental crust under its fi-

nite extension. Unlike the oceanic rifting models, this modeling shows no complete destruction or rupture of the continental crust during the extension. The 2D numerical simulation shows the possibility of considerable basement subsidence near the central axis and explains why mafic dikes are concentrated on the basin periphery.

Sedimentary basin, rift, subsidence, numerical simulation, backstripping analysis, extension, deformations

ВВЕДЕНИЕ

Принадлежность осадочного бассейна к определенному тектоническому типу является важным вопросом, так как позволяет оценивать его нефтегазоносный потенциал. Появляются новые геофизические данные о строении рифтогенных осадочных бассейнов [Конторович, 2011; Прищепа и др., 2011], которые позволяют строить динамические модели их формирования. Выяснение причин и механизмов образования конкретных осадочных бассейнов выполняется с использованием бэкстриппинг-анализа, впервые предложенного в [Watts, Ryan, 1976]. Используя данные о составе и структуре осадочного чехла, осадочные слои последовательно «снимаются» и вычисляется глубина фундамента бассейна, которая была бы при отсутствии осадков. Эффективность этого одномерного метода состоит в том, что он дает количественную информацию о динамике погружения и температурном режиме в данном участке бассейна, вне зависимости от априорной концепции исследователя.

Нами на примере Вилюйского осадочного бассейна проведен анализ эволюции осадконакопления на предмет выяснения механизмов его формирования. По известной методике [Friedinger, 1989; Фридингер и др., 1991] выполнены реконструкции эволюции погружения и осадконакопления на основе данных о составе 14 стратиграфических колонок, полученных при бурении скважин в пределах площади 400×250 км вдоль продольной и поперечной осей бассейна соответственно.

Вилюйский осадочный бассейн — крупная впадина общей площадью около 300 тыс. км², расположенная на востоке Сибирской платформы (рис. 1). Она выполнена отложениями мезо- и неопротерозоя, палеозоя и мезозоя. Суммарная толщина всего разреза в наиболее прогнутой части превышает 14 км, а по бортам сокращается до 3 км и менее. В пределах впадины выделяются Ыгыаттинский, Кемпендяйский, Линденский, Сянгинский, Сарсанский и Тангнарынский грабенообразные прогибы северо-восточного простирания, выполненные мощными (до 6 км в Кемпендяйском прогибе) пестроцветными и сероцветными обломочными и карбонатными породами среднего—верхнего девона и нижнего карбона с пластами гипсов, ангидритов, каменной соли, покровами базальтов и содержащие базитовые интрузии [Фрадкин, 1967; Гайдук, 1988]. Эти прогибы разделены продольными и поперечными поднятиями, в частности Сунтарским, разделяющим Ыгыаттинскую и Кемпендяйскую впадины [Чумаков, 1959]. Согласно реконструкциям [Zonenshain et al., 1991], Вилюйский бассейн представляет собой ветви трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста, основное тело которой, по мнению авторов, погребено на востоке под Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Среднепалеозойские рифтогенные структуры плащеобразно перекрыты отложениями среднего карбона—мела Вилюйской синеклизы, мощность которых превышает 6 км в ее осевой части. С северо-западной и юго-восточной стороны Вилюйский прогиб обрамляется двумя рядами даек: Вилюйско-Мархинским и Чаро-Синским соответственно. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст долеритового тела (образец из скважины) в пределах Накынского кимберлитового поля, расположенного в северо-восточном борту Вилюйского бассейна, составляет 370 ± 0.7 млн лет (фамен, поздний девон [Courtillot et al., 2010]).

Предлагались разные механизмы формирования Вилюйского осадочного бассейна. Впервые рифтогенную природу среднепалеозойского комплекса Вилюйской синеклизы обосновал К.К. Левашов [1975], который выделил две рифтовые зоны, расположенные параллельно: Мархинско-Линденскую и Кемпендяйско-Лунгхинскую. Альтернативной является модель краевого прогиба, предложенная в работе [Фрадкин, 1967]. Модель девонского рифтогенеза критикуется в работе [Старосельцев, 2009], где высказаны сомнения в девонском возрасте вилюйских траппов, а также указывается на изометричность, а не линейность впадин прогиба. Однако в работе [Гайдук, 1988] указывается, что впадины представляют собой грабены или полуграбены, ориентированные в северо-восточном направлении. Депрессии разделены поднятиями со структурой горстов или односторонних горстов и ограничены сбросовыми разломами, частота которых вкрест простирания Ыгыаттинской впадины составляет 1 на 2—15 км, а амплитуда сбросов достигает 0.5—1.5 км. По данным автора, такое тектоническое строение, несомненно, указывает на рифтогенный характер Вилюйского прогиба. Альтернативная рифтовой модель погружения при эклогитизации базальтового слоя коры Вилюйской синеклизы, как и других платформенных осадочных бассейнов, предложена в работе [Артюшков, 1993]. Дискуссия между «рифтовой» и «эклогитовой» моделями образования глубоких бассейнов на континентальной коре приведена в [Добрецов, Полянский, 2010]. Авторы показывают, что неоднородное по глубине растяжение может привести к зна-

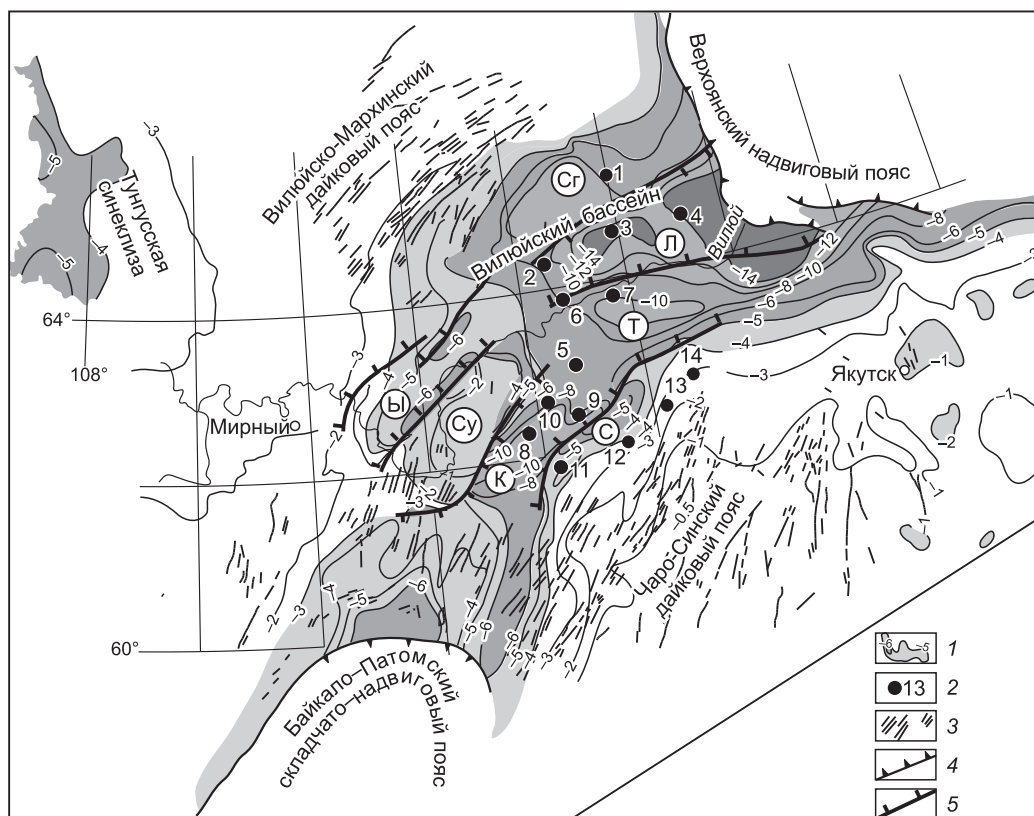


Рис. 1. Глубина кристаллического фундамента Вилуйского бассейна, дайковые пояса, основные разломы, положение исследованных скважин.

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, 2 — месторасположение опорных стратиграфических разрезов, 3 — дайки, 4 — фронт фанерозойских орогенных поясов, 5 — разломы. Буквами в кружках обозначены Сянгинская (Сг), Линденская (Л), Тангнарынская (Т), Сарсанская (С), Кемпендяйская (К) и Ыгыаттинская (Ы) впадины; Сунтарское поднятие (Су). Серым тоном выделены участки Вилуйского бассейна с мощностью осадочного чехла более 4 км. Скважины: 1 — Северо-Линденская 1-П, 2 — Среднетюнгская 293, 3 — Хоромская 421, 4 — Прибрежная 115, 5 — Чабыдинская 1-П, 6 — Усть-Тюнгская 268-1, 7 — Средневилуйская 27, 8 — Кемпендяйская, 9 — Кедепчинская 1, 10 — Кедепчинская 442, 11 — Арбайская 2-П, 12 — Восточная 491, 13 — Северо-Синская 2160, 14 — Баппагайская 1-П. По данным [Гайдук, 1988; Прокопьев и др., 2001], с изменениями.

чительному погружению в основном за счет утонения литосферной мантии, без формирования коры океанического типа. На основе палеомагнитных данных В.Э. Павлов и др. [Pavlov et al., 2008] установили относительное вращение на угол 20—25° Алданского и Анабаро-Ангарского блоков вокруг полюса, расположенного к юго-западу от Вилуйского бассейна, в тыловой области Байкало-Патомского складчатого пояса. По данным авторов это вращение могло привести к растяжению с образованием депрессии. По их оценке, неравномерное раскрытие Вилуйского рифта составило от 45 км (при растяжении коры на 7 %) в районе профиля ГСЗ «Кимберлит» до 230 км (растяжение на 30 %) в районе профиля ГСЗ «Кратон». По данным этих авторов, оценки степени утонения коры в районах указанных профилей составляют 1.55—2.15 раза соответственно.

Таким образом, вопрос о причинах происхождения Вилуйского прогиба остается дискуссионным, несмотря на имеющуюся обширную информацию о строении осадочного чехла и коры под бассейном. Ранее нами было показано, что в истории развития Вилуйского бассейна выделяются рифтовый и форландовый этапы, характеризующиеся ускорением погружения [Полянский и др., 2012]. В настоящей работе с целью выяснения природы Вилуйской синеклизы выполнена реконструкция динамики накопления осадочного чехла по скважинным данным по площади бассейна. С целью обоснования и проверки реальности рифтового механизма формирования Вилуйского прогиба построена двумерная численная модель деформирования упругопластичной плиты для стадии растяжения коры Вилуйского бассейна.

ОДНОМЕРНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ (МЕТОД БЭКСТРИППИНГ)

Реальная (реконструированная) мощность осадочного чехла бассейна рассчитывается следующим образом. Рассматривается одномерный (по глубине) процесс осадконакопления, приводящий к образованию толщи с некоторым числом слоев, для которых задаются теплофизические характеристики литологических типов пород: плотность твердой фазы, теплопроводность, коэффициент уплотнения и начальная пористость на поверхности. Метод заключается в последовательной реконструкции палеотемпературы и палеоглубины погружения многослойной толщи осадков с переменным числом слоев с известными теплофизическими характеристиками пористой породы. Алгоритм расчета состоит в следующем. Начиная с момента, когда развитие бассейна считается завершенным, производится последовательная, с обратным временем, реконструкция глубины погружения каждого осадочного слоя. Вес осадочной колонки постепенно уменьшается, каждый слой, начиная с самого молодого, «выводится» на поверхность (метод backstripping, [Watts, Ryan, 1976]). При этом производится коррекция его толщины за счет разуплотнения осадков (декомпрессия).

Для оценки величины растяжения нами была модифицирована 1D-модель двухслойной литосферы, являющаяся развитием однослойной модели «мгновенного» растяжения коры Д. Маккензи [McKenzie, 1978] и подробно описанная в [Фридингер и др., 1991]. Использовалась модель неоднородного по глубине растяжения двухслойной литосферы, состоящей из коры и мантийной литосферы. В модели учитывалась доля расширения литосферы, выражающегося в объеме внедрившихся вертикальных даек базитов. Предполагается, что в процессе осадконакопления кора уравновешена согласно изостазии. Метод основан на принципе изостатического равновесия при утонении системы «кора—подкорковая литосфера» и модифицирован с учетом консолидации пористых осадков, температурного расширения литосферы при рифтогенезе и неоднородной литологии накапливающихся отложений.

Рассматривается неоднородное по глубине растяжение двухслойной литосферы, состоящей из коры толщиной h и плотностью ρ_c и литосферной мантии толщиной H и плотностью ρ_m , залегающей на астеносфере с плотностью ρ_a (рис. 2). После утонения мощность коры и мантийной литосферы уменьшаются до величин h/β и H/δ соответственно. Кроме того, рассматривается возможное расширение литосферы на относительную величину γ ($0 < \gamma < 1$) за счет внедрения дайкового материала. Общее утонение литосферы будет

$$\varepsilon = \frac{H + h}{(h/\beta + H/\delta)} \cdot \frac{1}{1 - \gamma}, \quad (1)$$

где $\beta > 1$ и $\delta > 1$ — коэффициенты растяжения корового и мантийного слоя соответственно. Температурный режим в осадках бассейна определяется из одномерного уравнения теплопроводности. Для нахождения стационарной геотермы при погружении рассчитывается одномерное кондуктивное распределение температуры с глубиной z : $T(z) = T_0 + \frac{Q}{\lambda} z$, где T_0 — температура на поверхности осадочной толщи, λ — средняя теплопроводность осадков, Q — тепловой поток. Его распределение по площади Виллойского бассейна неравномерно: в наиболее погруженных впадинах поток достигает 50—55, а к бортам Виллойского бассейна он уменьшается до 35—40 мВт/м² [Тепловое поле..., 1987]. При моделировании

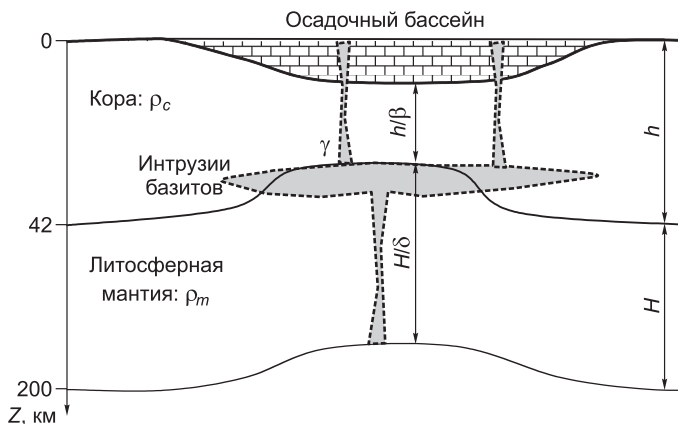


Рис. 2. Схема рифтового механизма, используемая для оценок параметров растяжения коры и литосферной мантии методом бэкстриппинг.

принимался тепловой поток 42 мВт/м^2 . Температура на глубине z от поверхности осадконакопления в n -м слое осадочной колонки вычислялась как

$$T(z) = T_0 + Q \left[\frac{1}{\lambda_n} \left(z - \sum_{i=1}^{n-1} d_i \right) + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{d_i}{\lambda_i} \right], \quad (2)$$

где d_i — толщина слоя, λ_i — теплопроводность каждого слоя (начиная от поверхности). Теплопроводность пористых осадков вычислялась как геометрическое среднее между теплопроводностью поровой воды и твердой матрицы: $\lambda = \lambda_f^\phi \cdot \lambda_s^{(1-\phi)}$.

В качестве критерия вероятности рифтового механизма используется величина среднеквадратичного отклонения между «наблюдаемой» и «модельной» кривыми погружения основания бассейна:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |h_i^{\text{mod}} - h_i^{\text{obs}}|^2, \quad (3)$$

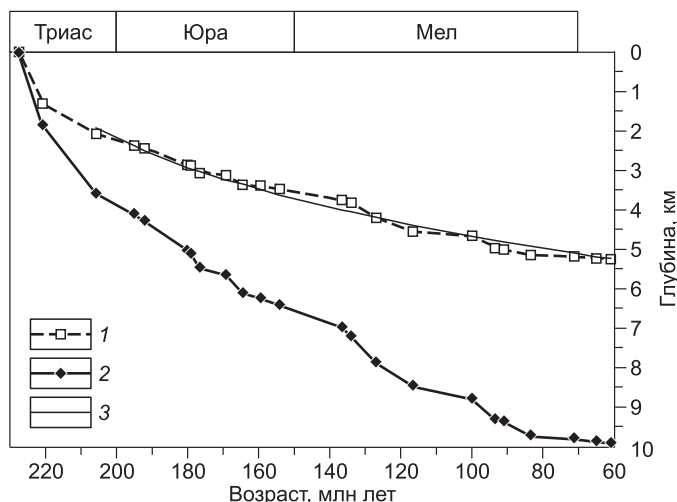
где n — число стратиграфических подразделений осадочного разреза. «Модельная» кривая h_i^{mod} показывает погружение при температурной усадке в рифтовом бассейне, заполненном водой, в соответствии с аналитической зависимостью глубины фундамента от времени [Jarvis, McKenzie, 1980]:

$$z(t) \approx \frac{H \rho_m \alpha T_m}{(\rho_m - \rho_w)} \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right), \quad (4)$$

где t — время, $\tau = H^2/K$ — термальная константа литосферы, H — мощность литосферы, $K = \lambda/\rho C_p$ — температуропроводность, α — коэффициент теплового расширения, T_m — температура в основании литосферы, ρ_m, ρ_w — плотность мантии и воды. «Наблюдаемая» кривая h_i^{obs} — это скорректированная глубина бассейна, полученная в предположении, что бассейн наполнялся водой. Прием замены неоднородных по литологическим свойствам осадков водой используется для того, чтобы сравнить характер осадконакопления в реальном бассейне, выраженный в конкретной форме кривых погружения, с моделью растяжения литосферы при рифтовом механизме. Производится моделирование с перебором параметров растяжения коры и подкоровой литосферы, и по соответствию модельных и наблюдаемых глубин стратиграфических границ находится наиболее оптимальный набор параметров. Путем перебора коэффициентов растяжения коры, литосферной мантии и доли базитовых интрузий ищется вариант модели, в которой величина расхождения σ^2 минимальна. При достаточно малом расхождении (порядка нескольких процентов) считается, что механизм образования осадочного бассейна хорошо описывается в рамках предлагаемой модели растяжения двуслойной литосферы, что позволяет оценить (предсказать) значения параметров литосферы, наиболее близких к реальным при рифтогенезе. На рис. 3 приведен пример реконструкции погружения и осадконакопления в Усть-Енисейской впадине Енисей-Хатангского рифта, где совпадение реальной и модельной кривой достаточно хорошее ($\sigma^2 = 0.132$) [Полянский и др., 2000]. Однако в случае более сложной истории формирования бассейна (несколько этапов растяжения, эпизоды эрозии осадков и т.д.) этот параметр не будет показательным для выбора модели формирования бассейна. В таких случаях историю осадконакопления следует подразделять на этапы согласно геологическим данным и применять данный критерий к каждому из этапов эволюции бассейна.

Рис. 3. Пример применения метода декомпрессии и снятия литостатической нагрузки для анализа эволюции погружения в Енисей-Хатангском осадочном бассейне (Усть-Енисейский прогиб).

Кривая 2 — реконструированная фактическая кривая; 1 — скорректированная глубина погружения, рассчитанная при замене нагрузки осадочного чехла столбом воды той же мощности; 3 — теоретическое пострифтовое погружение, соответствующее формуле (4). Метод бэкстриппинг применяется, чтобы учесть неравномерное по времени и неоднородное по литологии осадконакопление и сравнить реальное и теоретическое погружение при рифтовом механизме.



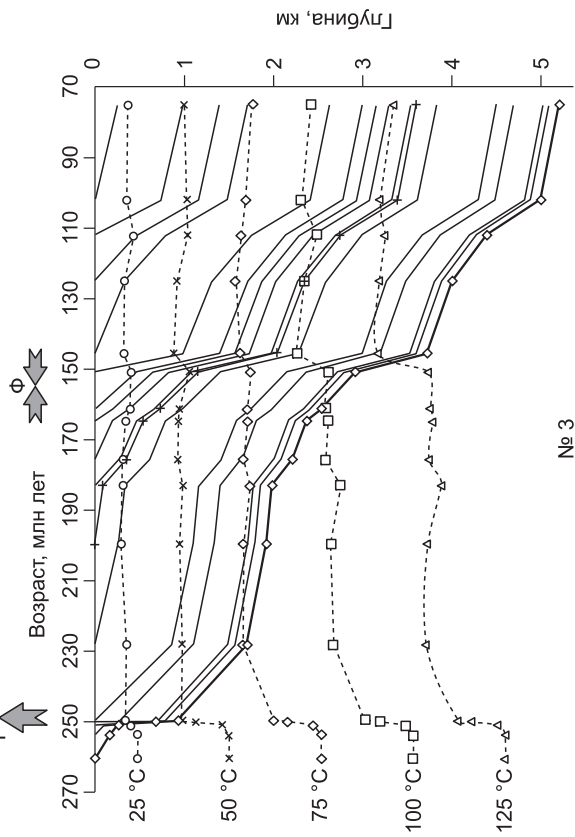
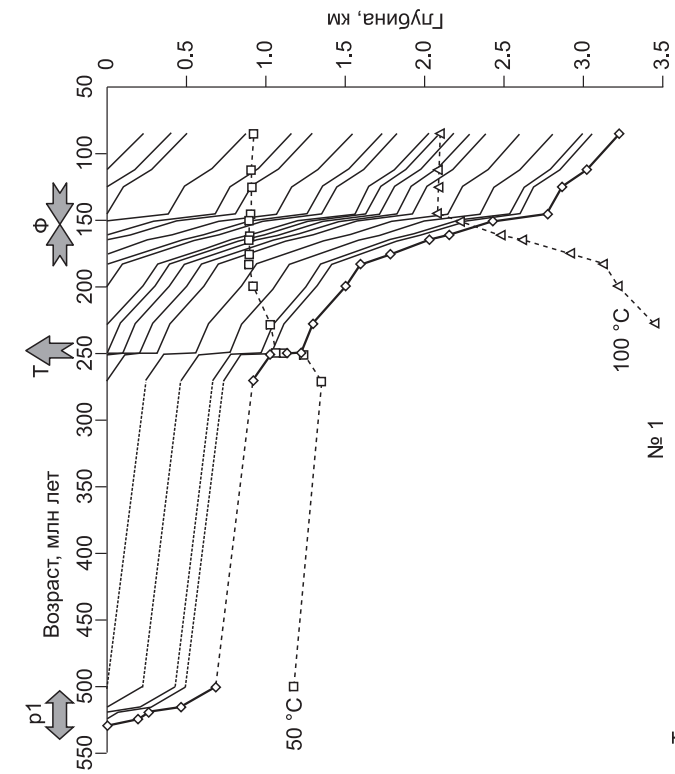
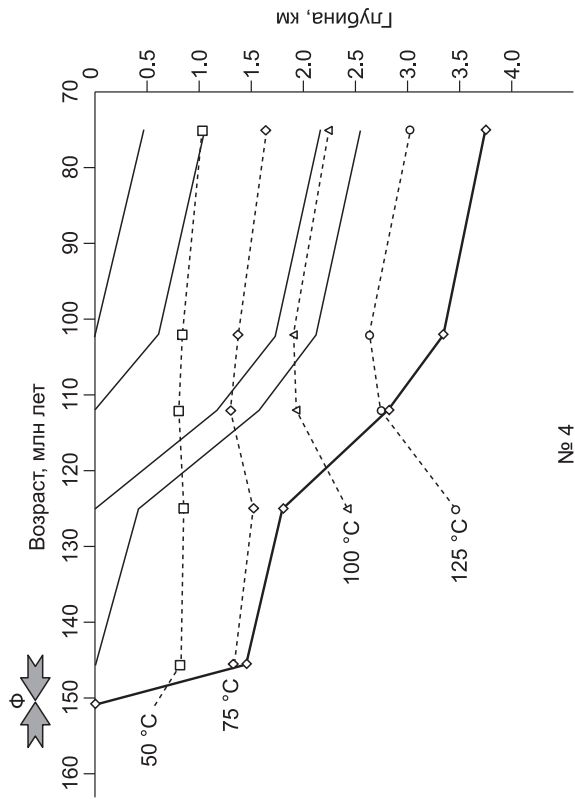
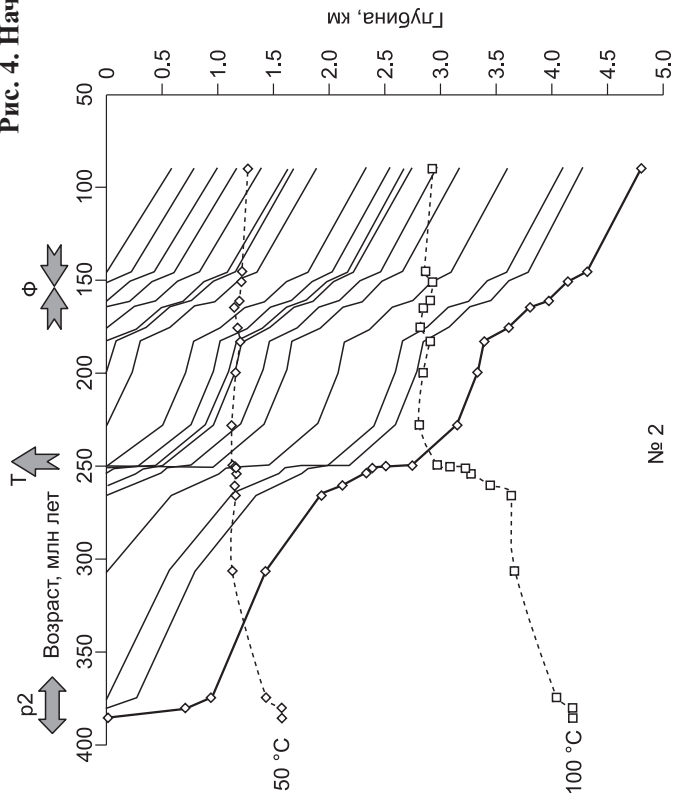
Результаты. С помощью метода бэкстриппинга и декомпрессии были проанализированы данные по четырнадцати скважинам, местоположение которых показано на рис. 1. Стратиграфические разрезы по скважинам 1—14 описаны в [Прокопьев и др., 2001], где они приведены под следующими наименованиями: в Линденской впадине скв. 1 — Северо-Линденская 1-П, 2 — Среднетюнгская 293, 3 — Хоромская 421, 4 — Прибрежная 115; в центральной части Виллойского бассейна: 5 — Чабыдинская 1-П, 6 — Усть-Тюнгская 1, 7 — Средневиллойская 27; в Кемпендйской впадине: 8 — Кемпендйская, 9 — Кедепченская 1, 10 — Кедепченская 442; на юго-восточном фланге Виллойской синеклизы: 11 — Арбайская 2-П, 12 — Восточная 491, 13 — Северо-Синская 2160, 14 — Баппагайская 1-П.

На рис. 4, *a—z* приведены результаты реконструкций погружения осадков и эволюции температуры осадочного чехла. Форма кривых погружения существенно различается в разных участках бассейна, а также в разные геологические эпохи в одном блоке. Тем не менее удастся определить некоторые закономерности. Главной особенностью является то, что наблюдаются два принципиально различных типа кривых погружения. В координатах возраст—глубина кривые погружения либо выполаживаются со временем (например, скв. 7, см. рис. 4, *б*), либо характеризуются увеличивающимся наклоном (например, скв. 1, см. рис. 4, *а*). Физический смысл этого состоит либо в замедлении (1-й тип), либо в ускорении (2-й тип) осадконакопления. Встречаются также комбинированные кривые, сочетающие оба типа осадконакопления (например, скв. 2, 3 см. рис. 4, *а*). При непрерывной «записи» осадконакопления (без разрыва ввиду эрозии осадков или перерыва в осадконакоплении), кривые погружения имеют характерный вид для разного типа осадочных бассейнов, различающихся по механизму образования [Angevine et al., 1990; Einsele, 2000]: рифтовый в первом случае и форландовый — во втором. В случае рифтинга сначала происходит быстрое синтетектоническое погружение ввиду утонения, затем следует медленное погружение ввиду термической релаксации литосферы. Подобный характер кривых погружения наблюдается для уверенно диагностируемых рифтовых бассейнов [Ревердатто и др., 1993, 1995, 1996]. В случае форланда скорость осадконакопления увеличивается за счет растущей нагрузки надвигаемых осадков. Одним из примеров современного предгорного прогиба служит плиоценовый бассейн Винчина в структуре Андийского форланда, где наблюдается ускорение осадконакопления со временем, и фиксируется выпуклая форма кривых осадконакопления [Collo et al., 2011]. Форма почти всех кривых для Виллойского бассейна более сложная, она характеризуется несколькими этапами быстрого погружения разной природы, за которыми следуют этапы медленного опускания. На кривых погружения явно выделяются два этапа быстрого погружения: в кембрии 550—500 млн лет только в скважинах юго-восточного фланга (№ 11—14), где присутствуют осадки этого возраста (см. рис. 4, *z*, этап *p1*) и в среднем—верхнем девоне, 400—375 млн лет (этап *p2*). Анализ кривых показывает смену во времени характера осадконакопления с рифтового (вогнутая форма кривой, этап растяжения *p2*) на форландовый в среднепозднеюрский период (выпуклая форма кривой, форландовый этап, *Ф*). На ряде участков в Линденской впадине и Средневиллойской площади (см. рис. 4, *а* скв. № 1, 2, 3 и рис. 4, *б* скв. № 5, 6, 7) наблюдается резкий скачок скорости погружения во время извержения пермотриасовых сибирских траппов в момент около 250 млн лет (этап *T*, «траппы»). В этот момент наблюдается катастрофически быстрое, короткое погружение с мгновенной скоростью 800—2100 м/млн лет, а также происходит резкое повышение температуры в осадках, как следует из кривых № 1—3, 5, 7. Такие скорости погружения превышают известные оценки для типичных рифтовых бассейнов (первые сотни метров за миллион лет, [Einsele, 2000]). Кроме того, этот скачок не сопровождается этапом последующего медленного опускания ввиду термической релаксации, поэтому не соответствует типичному рифтовому, как и форландовому событию.

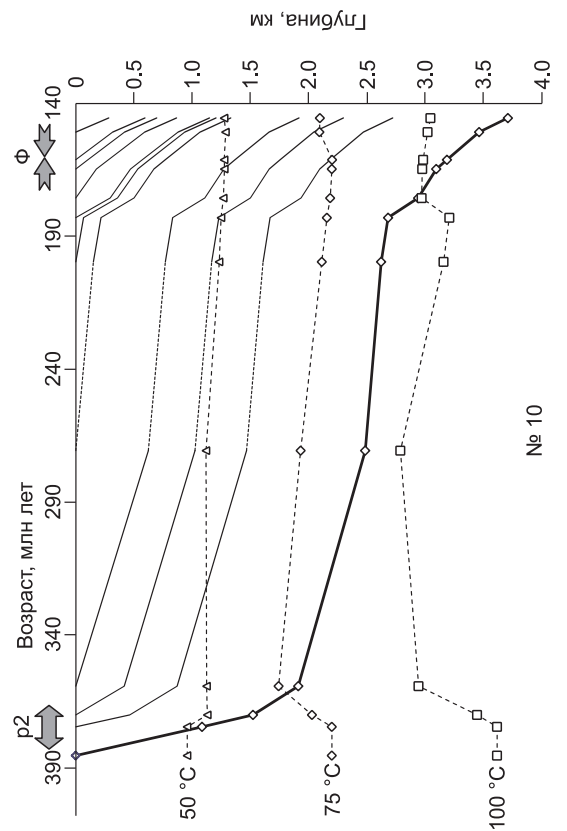
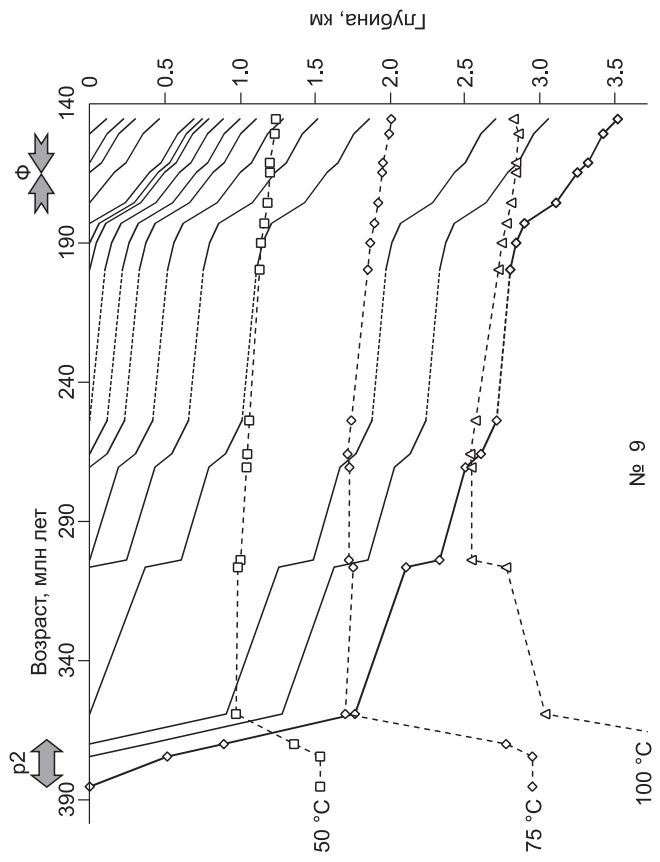
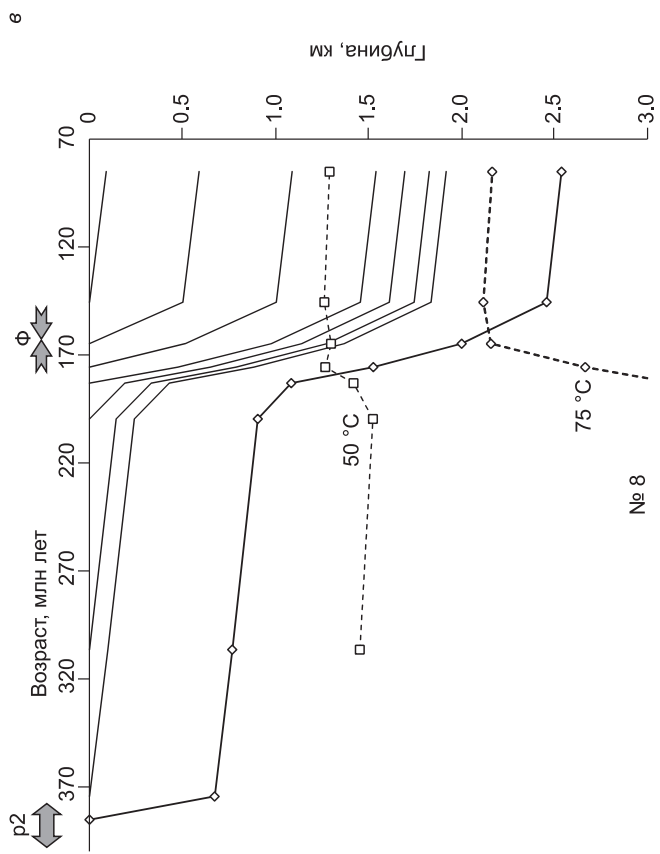
Таким образом, на основании данных о погружении фундамента, полученных методом бэкстриппинга, выделяются несколько эпизодов быстрого погружения. Среди них: два рифтовых этапа развития бассейна — среднепознедевонский и (менее уверенно) кембрийский. Кембрийский этап, возможно, проявлен только на бортах впадины, где отложения кембрия вскрыты в скв. 1 на северо-западном фланге и в скважинах 11—14 на юго-восточном. Каков был характер осадконакопления в кембрии в наиболее прогнутых впадинах центральной части рифта, мы не знаем ввиду отсутствия данных. С другой стороны, на северо-западном плече рифта (скв. 1) девонские отложения отсутствуют, а на юго-восточном фланге они маломощны (скв. 11—12) или совсем отсутствуют (скв. 13—14). Это можно объяснить тем, что эти области относятся к приподнятым бортам рифта, и мощности здесь сокращены по сравнению с центральными частями бассейна, где происходило основное прогибание (Кемпендйская и Линденская впадины). Предполагается, что растяжение в девоне здесь представлено в основном дайками Чаро-Синского и Виллойско-Мархинского поясов, находящимися на плечах рифта.

Как видно из рис. 4, этапы рифтогенеза *p1* и *p2* характеризуются быстрыми погружениями в течение 10—20 млн лет, за которыми следуют этапы медленного погружения, вызванного термической релаксацией литосферы. Затем следует стадия форланда в средней—поздней юре и в мелу с характерным «ускоренным» типом осадконакопления. Эта стадия может быть подразделена на три фазы. Первая охватывает среднюю юру и большую часть поздней юры. В начале средней юры в области юго-западной

Рис. 4. Начало.



a



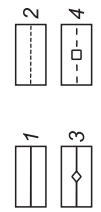
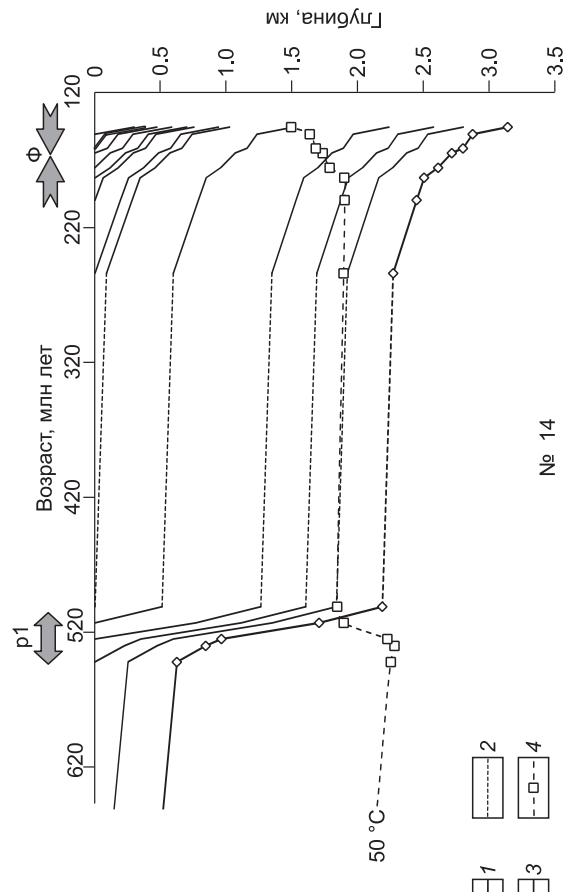
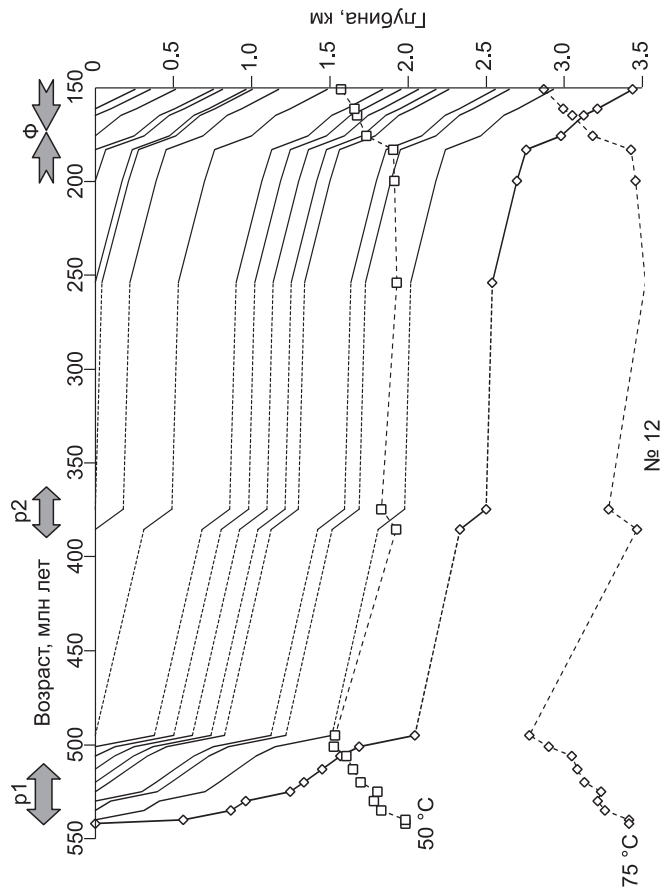
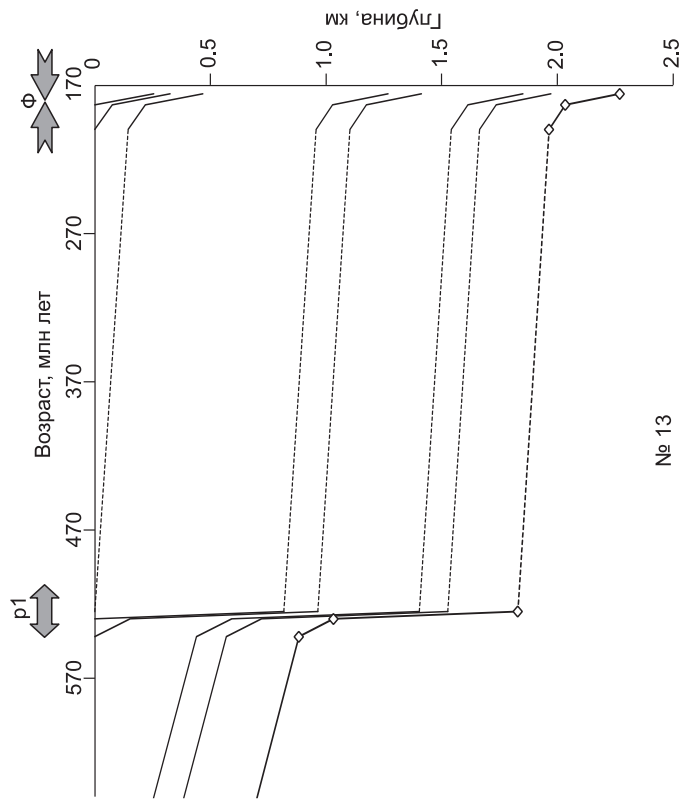
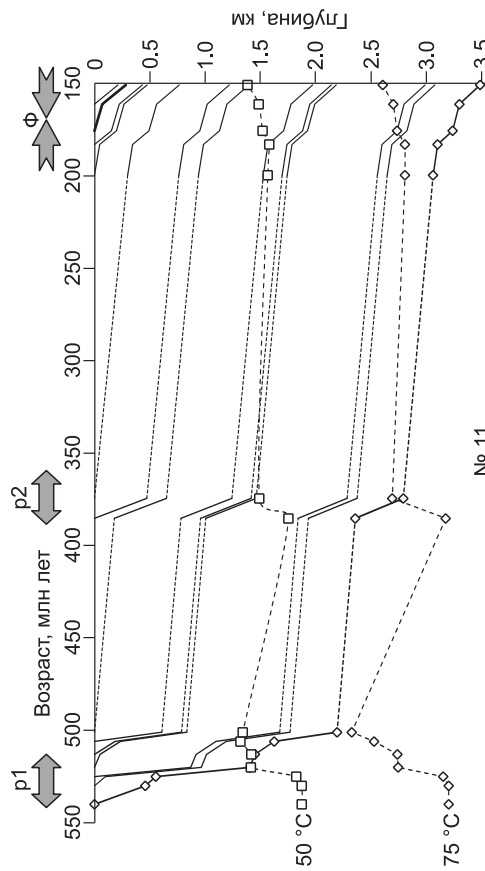


Рис. 4. Кривые погружения в пределах Вилуйского бассейна.

a — реконструкция по скв. № 1—4 (Линденская впадина); *б* — реконструкция по скв. № 8—10 (Кемпендяйская впадина); *в* — реконструкция по скв. № 5—7 (Средневилуйская впадина); *г* — реконструкция по скв. № 11—14 (Сарсанская впадина). 1 — кривые погружения отложений, 2 — перерывы в осадконакоплении, 3 — погружение фундамента, 4 — температурные эволюционные кривые. Реконструируются режимы с замедлением ($\rho 1$ и $\rho 2$ — рифтовые этапы) и с ускорением (Φ — форландовый этап) осадконакопления; Т — эпизод погружения, соответствующий пермотриасовым трапповым интрузиям (~250 млн лет).

питающей провинции Вилуйского бассейна произошли крупные поднятия, а ко второй половине поздней юры они проявились и к западу и северу от Вилуйской впадины [Коссовская, 1960]. В это время центральная и восточная части впадины могли быть вовлечены в отмеченное нами прогибание. Вторая фаза, собственно форландовая, произошла в конце позднеюрской эпохи и, вероятно, связана с началом орогенических событий в Верхояно-Колымской складчатой области и образования Верхоянского складчато-надвигового пояса [Prokoriev, 2000; Khudoley, Prokoriev, 2007]. В центральной части орогена аккреционно-коллизийные процессы сопровождались формированием оксфорд-волжской Уяндина-Ясаченской магматической дуги и внедрением гранитоидов Главного батолитового пояса (начиная со 155—158 млн лет [Акинин и др., 2009]). В это время в тылу Верхоянского складчато-надвигового пояса происходили интенсивные складчатые и горообразовательные процессы, а в его фронте в пределах Приверхоянского краевого прогиба фиксируются крупные конседиментационные антиклинали, так называемые «растущие складки» (growth fold), связанные с устойчивым давлением с востока, со стороны складчатой области [Parfenov et al., 1995]. В точках, наиболее приближенных к фронту Верхоянского надвигового пояса (скв. 3 и 4, см. рис. 4, *a*), проявлена третья фаза форландового этапа погружения, что может быть связано с меловыми деформациями в интервале 125—105 млн лет. Действительно, в раннем мелу накопились мощные отложения, собственно связанные с формированием Приверхоянского прогиба и восточной части Вилуйского бассейна [Прокопьев и др., 2001]. К апту—альбу шло интенсивное горообразование в смежной складчатой области. В это время заканчивалась коллизия восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента, северо-восточнее закрывался Южно-Аньюский бассейн, а на юго-востоке происходили субдукционно-аккреционные процессы вдоль Удско-Мургальской (впоследствии в позднем мелу Охотской) активной континентальной окраины [Парфенов и др., 1999; Prokoriev et al., 2009].

Перейдем к определению количественных характеристик механизма растяжения. Считая толщину коры на дорифтовой стадии равной мощности коры в обрамлении Вилуйской синеклизы (42 км), а толщину литосферы Сибирской платформы — 200 км [Суворов и др., 2010], можно оценить параметры рифтогенеза — степень растяжения коры, мантийной литосферы, доли базитовых даек. Варьировались параметры растяжения коры — в интервале $1.0 < \beta < 2.0$ с шагом 0.1, мантийной литосферы — в интервале $1.0 < \delta < 2.0$ с шагом 0.1 и доли дайкового вещества — в интервале $0.0 < \gamma < 0.2$ с шагом 0.01. В таблице 1 приведены результаты реконструкций на основе бэкстриппинг-анализа истории осадконакопления. Для каждого разреза показан набор параметров, соответствующий модели с наилучшим приближением к реально наблюдаемому строению осадочного чехла в данной точке. Критерий модели $\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |h_i^{\text{mod}} - h_i^{\text{obs}}|^2$ при этих параметрах соответствует минимальному значению.

Данные реконструкции показывают, что утонение всей литосферы оказывается неоднородным по глубине; как правило, мантийная часть литосферы растягивается в большей мере, чем кора: в диапазоне 1.2—2.0 для мантийной и в диапазоне 1.1—1.2 (в трех случаях 1.3—1.4) для коровой части литосферы (см. табл. 1). При этом доля расширения при рифтогенезе за счет даек в разных частях бассейна составляет от 1 до 12 %. Важно отметить, что для наиболее глубокой (до 14 км осадков) центральной части Линденской впадины (скв. 2—4) предсказывается наибольшая степень растяжения — в 1.43—1.83 раза, и в том же интервале (1.39—1.77) — в соседней с ней Тангнарынской впадине. В сторону периферии бассейна степень растяжения уменьшается: от 1.18 раза на северной окраине бассейна (скв. 1), 1.18 — в Кемпендяйской и до 1.178—1.25 раза — в Сарсанской впадинах. Для двух последних впадин наблюдается устойчивая оценка небольшой степени растяжения: в 1.1 раза в коре и в 1.2 раза в мантийной литосфере. Значимое расширение за счет внедрения дайкового вещества можно ожидать как в центральных участках прогиба, расположенных ближе к оси рифта (скважины 3—5, 7), так и на флангах структуры, где также предсказывается высокая степень расширения за счет даек (Сарсанская впадина, скв. 11—12). Следует отметить, что корреляция между долей даек γ в расширении и общим растяжением литосферы ϵ для всего Вилуйского бассейна низкая (коэффициент корреляции $r^2 = 0.26$). Однако, если рассматривать данные для каждой впадины отдельно, корреляция этих параметров сильно различается: лучшая, с коэффициентом корреляции $r^2 = 0.98$, для Кемпендяйской впадины, средние значения

Таблица 1. Оценки степени растяжения коры и литосферной мантии, реконструированные по данным осадконакопления в Линденской, Тангнарынской, Кемпендяйской и Сарсанской впадинах

Параметр	Впадина, номер скважины (см. рис. 1)														Среднее
	Линденская				Тангнарынская			Кемпендяйская			Сарсанская				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Растяжение коры, β	1.10	1.20	1.20	1.40	1.10	1.30	1.40	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10	1.17
Растяжение подкорового слоя, δ	1.20	1.50	1.70	2.00	1.50	1.80	1.90	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.20	1.30	1.44
Утонение литосферы	1.178	1.425	1.56	1.83	1.39	1.66	1.77	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.178	1.25	1.37
Доля даек, γ	0.02	0.04	0.12	0.09	0.10	0.02	0.10	0.01	0.07	0.08	0.10	0.09	0.01	0.04	0.06
Расширение за счет даек	1.02	1.042	1.136	1.10	1.10	1.02	1.11	1.01	1.07	1.09	1.11	1.10	1.01	1.04	1.07
Общее растяжение, ε	1.20	1.485	1.78	2.02	1.55	1.70	1.96	1.19	1.27	1.28	1.31	1.29	1.19	1.30	1.47
Толщина литосферы	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	200	—
Толщина коры	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	42	—
Критерий модели σ^2	0.226	0.141	0.15	0.18	0.227	0.14	0.198	0.20	0.106	0.136	0.194	0.147	0.197	0.317	0.18

Примечание. Символы обозначают (см. рис. 2): β — степень растяжения коры, δ — степень растяжения мантийной литосферы, γ — величина расширения за счет внедрения даек, ε — общее растяжение литосферы (формула 1).

$r^2 = 0.6$ — 0.7 для Сарсанской и Линденской впадин, худшая (0.06) — для Тангнарынской. Таким образом, интенсивность внедрения даек напрямую не связана со степенью растяжения, а, по-видимому, определяется положением магматического источника под бассейном. Если это предположение верно, то магматический источник должен располагаться под юго-западной оконечностью Виллойского бассейна, в районе Кемпендяйской впадины, где фиксируется наилучшая корреляция степени растяжения литосферы и доли дайкового вещества.

Расчет температуры в осадочных породах показал прямую зависимость скорости нагревания отложений от скорости погружения. На рис. 4 на всех реконструированных кривых эпизоды быстрого погружения осадков сопровождаются повышением температуры — изотермы (пунктирные кривые) скачкообразно поднимаются вверх. Для более высоких температур подъем изотерм происходит в большей степени — на 1 — 2 км. Рост температуры определяется степенью растяжения коры и литосферной мантии. После эпизода быстрого нагрева происходит постепенное охлаждение, но ввиду инерционности теплопроводности погружающиеся осадки продолжают нагреваться: кривые погружения отложений имеют более крутой наклон, чем изотермы (см. рис. 4). Максимальная температура устанавливается для Средневиллойской площади (см. рис. 4, б, скв. 7) — 200 — 225 °C в основании разреза на глубине 5.5 — 6.5 км, в остальных разрезах температура в наиболее глубоких осадках варьирует от 75 до 150 °C на глубинах 2 — 5 км. Модельные оценки температур в осадочных отложениях Виллойской впадины оказались ниже, чем в Енисей-Хатангском прогибе и Кузнецком бассейне [Полянский и др., 1998, 2004] ввиду пониженного теплового потока (около 40 мВт/м²) в этой области Сибирской платформы относительно 40 — 60 мВт/м² и более 50 мВт/м² в указанных бассейнах по данным [Тепловое поле..., 1987].

МЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАСТЯЖЕНИЯ (МЕТОД КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ)

Чтобы обосновать возможность рифтового механизма образования бассейна, нами была разработана компьютерная модель растяжения коры в рамках механики деформируемого твердого тела с учетом упругопластичной реологии среды. Подобное моделирование проводилось в ряде работ в рамках механики вязкой жидкости со сложной реологией [Burov, Polyakov, 2001; Huismans et al., 2001; Nadel, Buck, 2004; Simon et al., 2009; Thieulot, 2011]. Геометрия модели и граничные условия показаны на рис. 5. Рассматривается область коры в виде пластины шириной 300 и глубиной 30 км, в основании которой находится более пластичный слой размером 150×4.3 км, моделирующий тепловую аномалию (А-слой). Геометрические соотношения выбирали исходя из геометрии лабораторного эксперимента и его численного аналога, предложенного в [Buiter et al., 2006]. В этом проекте в рамках межлабораторного тестирования алгоритмов сравнивались результаты лабораторных sandbox-экспериментов и компьютерных моделей растяжения и сжатия пластового тела с заданной геометрией и реологическими свойствами.

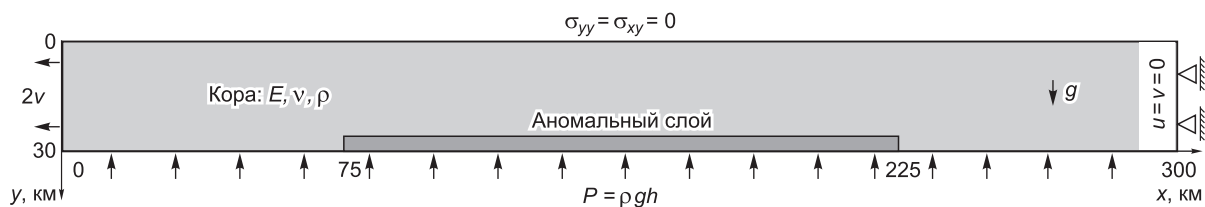


Рис. 5. Постановка задачи плоской деформации при растяжения коры, описываемой упругопластичной реологией.

Аномальный слой — прогретая, более пластичная зона нижней коры. Граничные условия: либо одностороннее растяжение со скоростью $2v$ (показано), либо симметричное растяжение боковых границ со скоростью $v = 3$ см/год (модели рис. 9 и 10).

Предполагалось, что пластина растягивается влево со скоростью $2v = 6$ см/год, и ее конечная форма определялась из решения задачи плоской деформации плиты со свободной верхней и деформируемой нижней границей. Правая боковая граница закреплена и остается неподвижной в большинстве экспериментов, либо применялась модель симметричного растяжения со скоростью v . Максимальное растяжение составляло 60 км при начальной ширине модельной области 300 км, т.е. в 1.2 раза. Эта величина соответствует оценкам растяжения коры Виллойского прогиба (среднее $\beta = 1.17$), полученным методом бэкстриппинг, описанным выше. На нижней границе задаются условия гидростатического равновесия, называемые условиями упругого основания Винклера [Brown, Phillips, 2000], т.е. к элементам нижней поверхности приложено литостатическое давление вышележащего столба пород $P = \rho gh$. Это условие позволяет нижней границе перемещаться по вертикали, уравнивая слой коры с нижележащей мантией. Поверхностные процессы (эрозия на поднятиях, осадконакопление во впадинах) в настоящей модели не рассматриваются. Значения физических параметров модельных расчетов приведены в табл. 2 для каждого варианта. Использовался метод конечных элементов, реализованный в пакете Marc 2010 [MSC..., 2010]. Подробное описание применения данного подхода для построения геодинамических моделей имеется в работах [Коробейников и др., 2011; Полянский и др., 2012б]. Реологическое поведение упругопластичной коры описывается уравнением Друкера—Прагера (подробное описание модели материала см. в [Коробейников и др., 2011]):

$$F(s) = \alpha J_1 + \sqrt{J_2} - \frac{\sigma_y}{\sqrt{3}}, \quad (5)$$

где J_1 и J_2 — первый и второй инварианты тензора напряжений S , $F(s)$ — функция текучести, α и σ_y (предел текучести) — константы материала, выражаемые через эмпирические параметры закона Кулона—Мора — угол внутреннего трения ϕ и сцепление c [Brown, Phillips, 2000]:

$$c = \frac{\sigma_y}{[3(1 - 12\alpha^2)]^{1/2}}, \quad (6)$$

$$\sin \phi = \frac{3\alpha}{(1 - 3\alpha^2)^{1/2}}.$$

В первом варианте модели не учитывалось наличие пластичной «подложки» в основании, т.е. рассматривалось растяжение однородной коры. В этом случае наблюдалась локализация деформации в виде парных полос, которые по характеру смещений интерпретируются как сбросы, обращенные в сторону

Таблица 2. **Параметры коры и А-слоя в вариантах моделей, показанных на рис. 6—10**

Параметр	Модель								
	Рис. 6	Рис. 7		Рис. 8		Рис. 9		Рис. 10	
		Кора	А-слой	Кора	А-слой	Кора	А-слой	Кора	А-слой
E , ГПа	10	10	10	100	10	100	10	100	10
σ_y , МПа	5	5	1	5	1	50	50	5	1
α	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.02	0.02	0.012	0.012

Примечание. Плотность $\rho = 3.0$ г/см³, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$ — приняты постоянными во всех экспериментах, А-слой — аномальный слой коры.

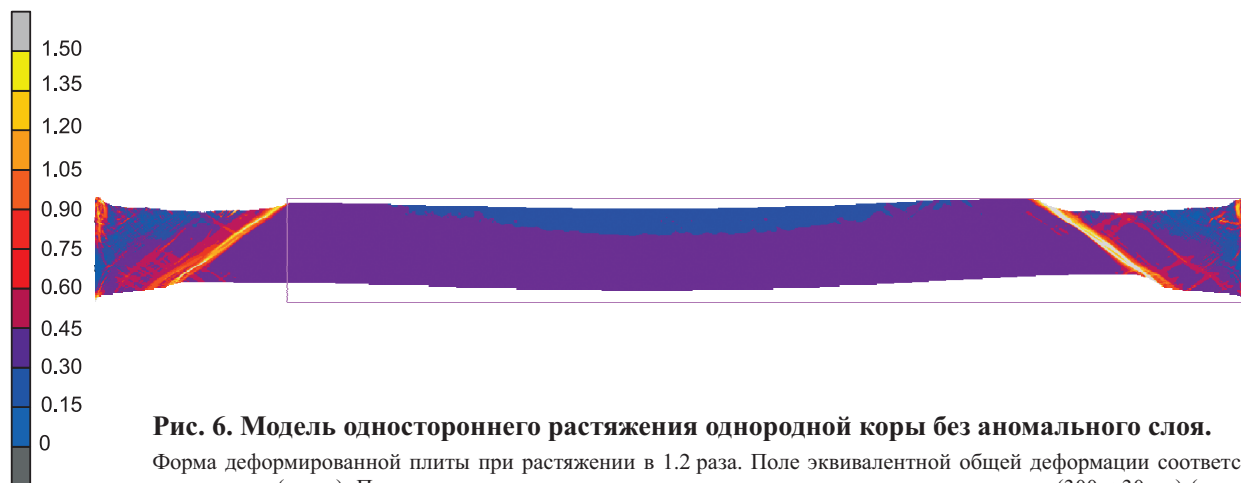


Рис. 6. Модель одностороннего растяжения однородной коры без аномального слоя.

Форма деформированной плиты при растяжении в 1.2 раза. Поле эквивалентной общей деформации соответствует шкале (слева). Прямоугольником показана начальная геометрия плиты до растяжения (300×30 км) (здесь и далее).

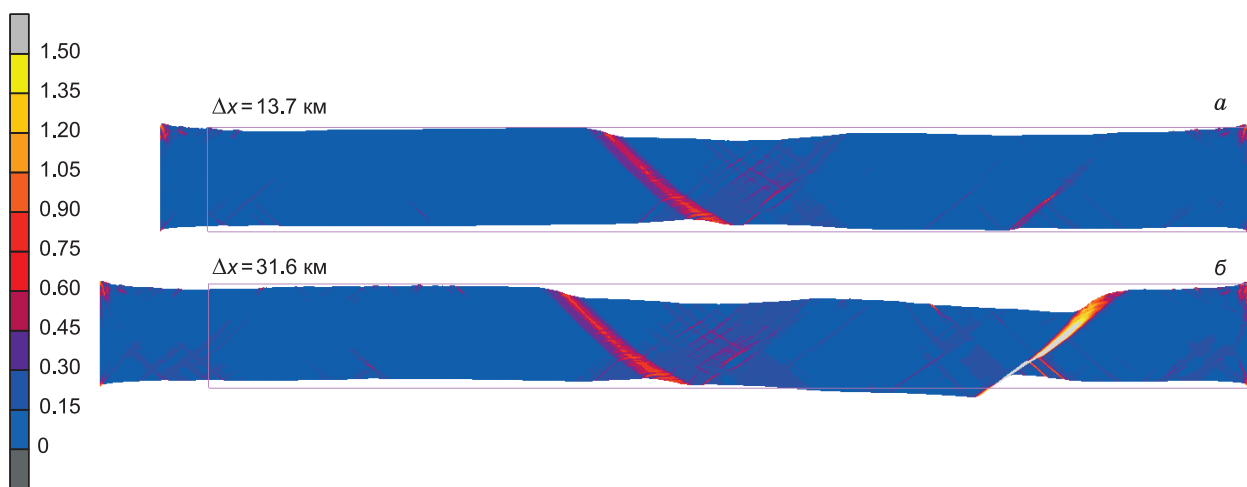


Рис. 7. Модель одностороннего растяжения однородной коры при наличии аномального слоя.

Форма деформированной плиты при растяжении на 13.7 (в 1.045 раз) — а и на 31.6 км (в 1.1 раза) — б. Показано поле эквивалентной общей деформации, шкала слева.

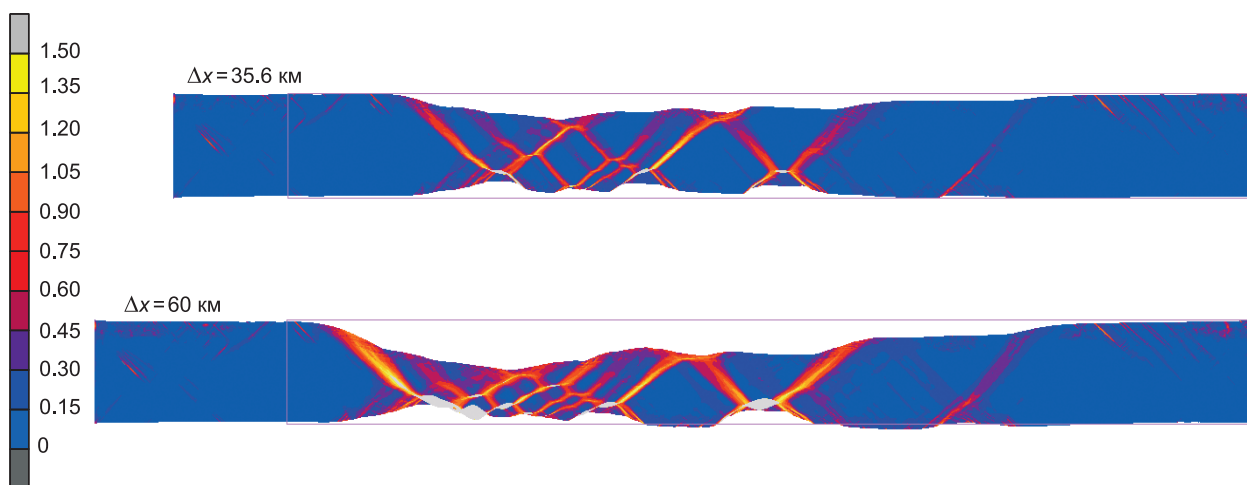


Рис. 8. Модель асимметричного рифта с системой параллельных сбросов.

Форма деформированной плиты при растяжении на 35.6 км и на 60 км (в 1.2 раза). Поле эквивалентной общей деформации соответствует шкале (слева).

периферии области растяжения (рис. 6). В литературе по механике эти полосы называются линиями Чернова—Людерса, они наблюдаются в натуральных экспериментах [Надаи, 1969] и при численном моделировании деформации и разрушения геоматериалов [Стефанов, 2002]. Центральная область модели практически не деформируется, симметрично изгибаясь и формируя мелкий прогиб. Краевые области модели формируют симметричные структуры типа полуграбен, ограниченные разломами сбросового типа.

Во втором варианте модели задавался слой аномального материала (А-слой), моделирующий наличие нагретого, пластичного вещества в основании коры. Слой толщиной 4.3 км отличался от остальной коры либо пониженным модулем Юнга (на порядок меньшим), либо пониженным пределом текучести σ_y (в 5 раз). Наличие такой неоднородности может быть вызвано воздействием теплового источника под литосферой Сибирской платформы, находящегося глубоко в мантии, как это рассмотрено в [Полянский и др., 2012а]. Контраст реологических параметров между корой и А-слоем выбирался исходя из предположения о наличии доли расплава и/или флюида в аномальной области коры. Влияние мягкой подложки сказывается на расположении полос локализации деформации, в частности, на угле наклона линий Чернова—Людерса. На рис. 7 показаны стадии развития впадины, ограниченной наклонными к центру срывами типа сбросов на стадиях растяжения коры на $\Delta x = 13.7$ и 31.6 км, что соответствует $\beta = 1.045$ и $\beta = 1.1$. Сначала развивается зона срыва над центром аномально-пластичного слоя (см. рис. 7, а), затем формируется вторичный срыв на краю неоднородности коры (см. рис. 7, б). Образуется структура типа «грабен» шириной около 150 км, равной ширине А-слоя. Верхняя поверхность формирует уступы (см. рис. 7, б) с вертикальным погружением поверхности впадины до 8.5 км.

На рис. 8 приведены результаты численных экспериментов при контрасте реологических параметров коры и аномального слоя. Отношение модулей Юнга коры и А-слоя составляло $100 : 10$ ГПа, отношение пределов текучести — $5 : 1$ МПа при одинаковых остальных параметрах. Угол внутреннего трения при моделировании больших деформаций задается, как правило, в виде функции накопленной деформации, снижаясь линейно от $7\text{--}15^\circ$ до $1\text{--}2^\circ$ с ростом деформации от 0.5 до 1.5 и более [Huismans, Beaumont, 2003; Simon et al., 2009; Thieulot, 2011]. В нашем подходе, ввиду вычислительных особенностей метода, задается постоянный пониженный угол трения 2° . Моделирование показывает, что в диапазоне указанных параметров упругопластичной коры формируется асимметричный прогиб размером более $\frac{1}{2}$ ширины модельной области (см. рис. 8). Кора под бассейном разбивается на ряд блоков, разделенных зонами интенсивной деформации (сбросами). Асимметрия бассейнов растяжения отмеча-

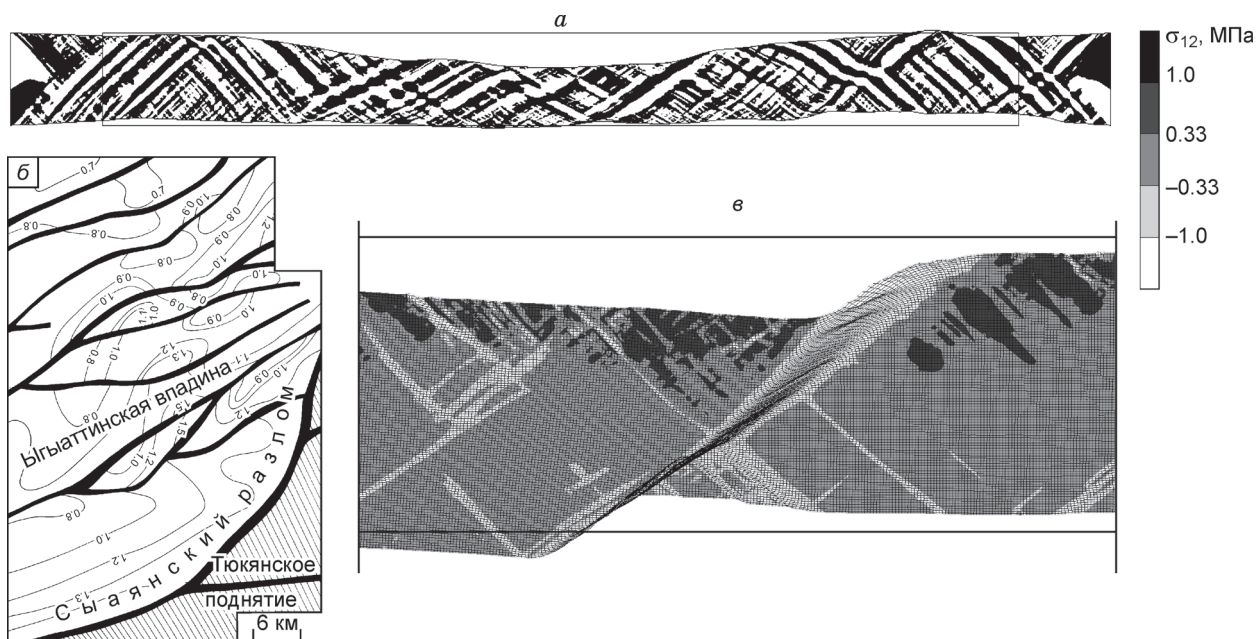


Рис. 9. Модель симметричного растяжения.

а — модель растяжения коры с образованием осадочного бассейна в осевой части и распределение сдвиговых напряжений (черно-белые тона, шкала справа), нормированных на величину ± 2 МПа. б — структурная карта сопряжения Ыгыятинской впадины и Тюкянское поднятия Вилюйского прогиба. Черные полосы — положение разломов, расположенных вдоль оси впадины; частота разломов вкrest простирания впадины — 1 разлом через 2—15 км, тонкие кривые — изогипсы сейсмического отражающего горизонта (по данным [Гайдук, 1988]). в — детализация участка модели, приведенной на рис. 7, показывающая зону срыва и систему сопряженных разломов сбросового типа. Тонем от темного к светлому показана нарастающая интенсивность деформаций.

ется в разных геодинамических обстановках, в том числе на континентальных окраинах, представляющих удаленные фланги океанических рифтов [Nagel, Buck, 2004] или во внутриконтинентальных рифтах [Wernike, Burchfiel, 1982].

На рис. 9 приведен результат моделирования с одинаковыми параметрами пластичности ($\alpha = 0.02$) и $\sigma_Y = 50$ МПа, но с разными модулями упругости ($E_K/E_{A-c} = 100/10$ ГПа) коры и А-слоя. Одним из различных моделей является характер локализации максимальных деформаций: они концентрируются в двух (см. рис. 7), либо в нескольких главных зонах срыва (см. рис. 8), либо более равномерно распределяются в пределах утоняющейся коры над областью А-слоя (см. рис. 9). Детальное строение зоны сброса, полученное в модели, показано на рис. 9, в, где приведена расчетная сетка и поле деформаций, светлые области соответствуют максимальной интенсивности. Главный сброс сопровождается сопряженными полосами концентраций деформаций. В зависимости от стиля деформирования верхняя поверхность (фундамент бассейна) и основание модели (граница Мохо) будут иметь плавный рельеф или рельеф с уступами. В варианте модели, показанной на рис. 9, по всей длине плиты наблюдается распространение противоположно направленных наклонных линий — полос Чернова—Людерса, которые возникают при растяжении в геологических средах и металлах [Стефанов, 2002]. Распределение полос локализации, полученных в моделях, может быть сравнено с картиной реально наблюдаемых разломов в осадочном бассейне. Из сравнения рис. 9, а и б следует, что «модельная» частота линий Людерса (1 на 8.5 км) сов-

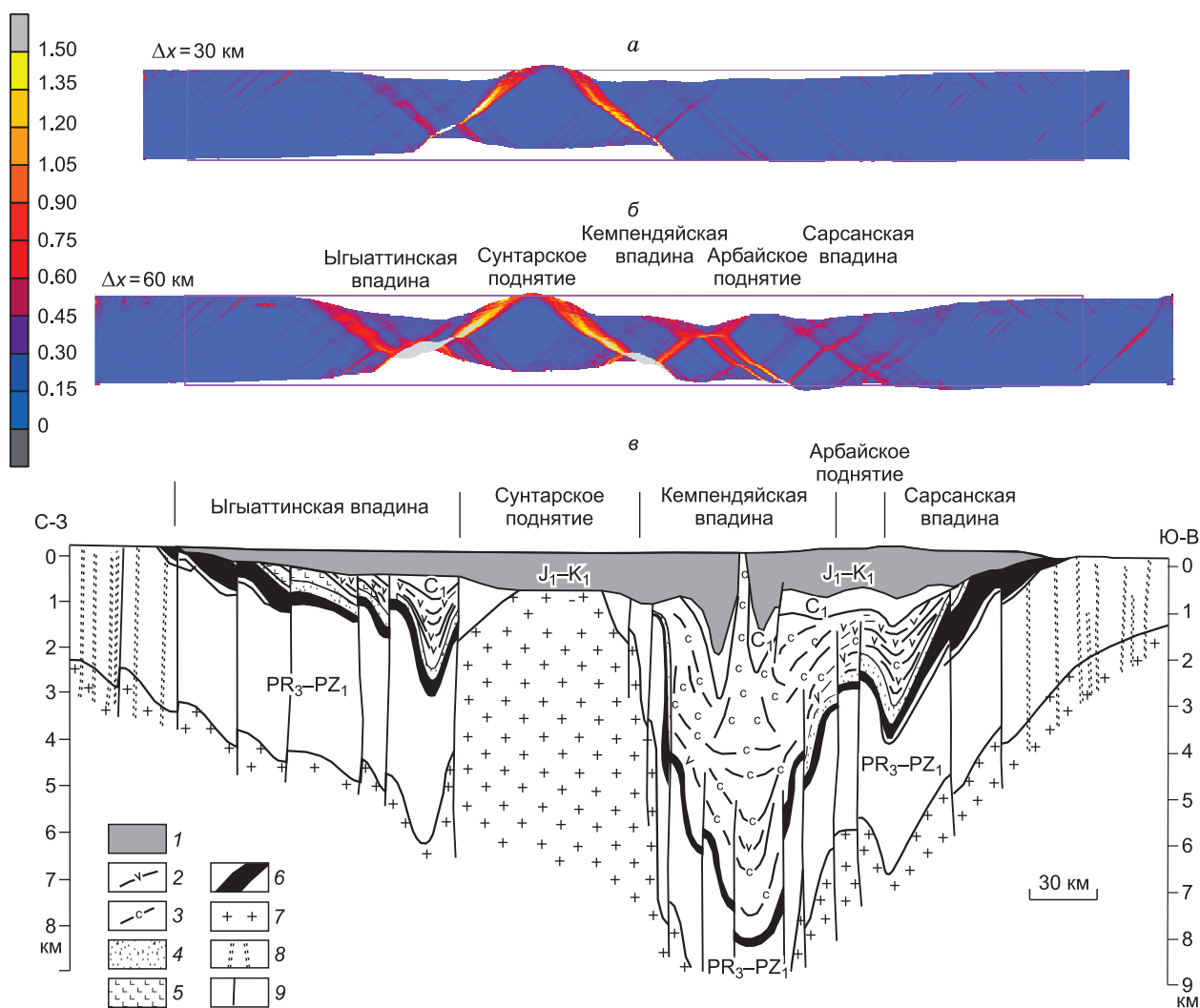


Рис. 10. Модель симметричного растяжения с наличием аномального слоя.

Конфигурация плиты и поле эквивалентных пластических деформаций на стадиях растяжения на 30 км (а) и на 60 км (б). в — геологический разрез западного сегмента Вилуйской синеклизы по данным [Гайдук, 1988]. 1 — юрско-меловые отложения; 2, 3 — верхнефранско-фаменские отложения, 4, 5 — франские отложения, 6 — базальтовый комплекс основания верхнего девона; 7 — кристаллический фундамент, 8 — дайки основного состава, 9 — разломы. Вертикальный размер увеличен в 20 раз относительно горизонтального.

падает с наблюдаемой периодичностью разломов в Ыгыаттинской впадине Вилюйского рифтового бассейна (1 разлом на 2—15 км по данным [Гайдук, 1988]).

Кроме модели одностороннего растяжения была применена схема симметричного растяжения, при котором задавались перемещения боковых границ в разные стороны со скоростью 3 см/год. На рис. 10 показан результат модели симметричного растяжения. В режиме симметричного растяжения кора может утоняться, образуя отдельные впадины, и картина деформирования зависит от направления наклона сдвиговых полос. Формируются две основные полосы локализации, наклоненные к периферии (см. рис. 10, *a*). В результате в центре образуется выступающий блок коры, по сторонам которого происходит погружение с формированием раздельных впадин (см. рис. 10, *b*). Погружение поверхности компенсируется подъемом основания коры под действием изостатических восстанавливающих сил. На поздних этапах деформации развиваются два прогиба, разделенных относительным поднятием, верхняя поверхность которого остается примерно на начальном уровне. Погружение верхней поверхности местами достигает 1/3 от начальной толщины плиты, т.е. 10 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше показано, что бэкстриппинг-анализ позволяет выявить два этапа растяжения, кембрийский и девонский, приведших к накоплению осадков мощностью 4—5 км и форландовый этап, вызвавший аккумуляцию около 2 км осадков. В отношении кембрийского этапа погружения в Вилюйском бассейне мы не можем уверенно говорить о его механизме. Тип кривых погружения неясен, так как после фазы быстрого погружения (на 1.5—2 км) наблюдается перерыв (или эрозия) в осадконакоплении и второй этап рифтогенеза реконструировать невозможно. Полагается, что рифтогенез был в рифейское время и, возможно, в венде [Гусев и др., 1985; Шпунт, 1987; Прокопьев и др., 2001], но в самых прогнутых частях впадины эти отложения не вскрыты. Признаки раннекембрийского рифтогенеза есть на северо-востоке платформы, где обнажены соответствующие магматические комплексы [Шпунт, 1987; Prokoriev et al., 2011]. Здесь отмечены покровные образования и эруптивные тела трахибазальтового и трахитового состава. Восточнее, в районе нижнего течения Лены в низах кембрия известны щелочные базальты с шаровой отдельностью и сложный комплекс силлов и даек основного состава, пронизывающих нижележащие толщи [Гусев и др., 1985; Шпунт, 1987]. Эти базальты подстилаются 10-метровым слоем конгломератов, сложенных более чем на 95 % гальками субвулканических ультракалиевых трахириолитовых порфиров, достигающих размера до 20—25 см. U-Pb возраст цирконов из этих пород 525.6 ± 3.9 , 537.0 ± 4.2 млн лет [Prokoriev et al., 2011], 534.6 ± 0.4 млн лет [Bowring et al., 1993] — ранний кембрий.

Параметры растяжения примерно постоянны в пределах конкретных впадин, но существенно различаются в разных структурах Вилюйского бассейна (см. табл. 1). По-видимому, это связано с действием разных этапов растяжения и сменой тектонического режима в конкретных впадинах бассейна. Это же подтверждается компьютерным моделированием: область максимального погружения в бассейне может перемещаться поперек бассейна. На реконструированных разрезах по скв. 1—7 (т.е. в наиболее глубокопогруженной части Вилюйской синеклизы) на рубеже перми и триаса (около 250 млн лет) фиксируется событие короткого погружения, возможно, связанного с излияниями трапшов. Реконструкция термической истории пород бассейна показывает, что ни в одном из изученных разрезов (максимальная глубина — 6.5 км) не достигалась температура начальных стадий метаморфизма ~ 300 °C. По-видимому, возможно ожидать подобные температуры только в основании наиболее погруженных впадин бассейна на глубине более 7—8 км.

Современная толщина коры, по геофизическим данным, в центре Вилюйской впадины составляет 34—36 км, а вне прогиба — около 42 км. При мощности осадочного чехла 6—8 км (местами — до 14 км) [Гайдук, 1988] толщина кристаллической коры под бассейном составляет 26—30 км. Принимая значение 42 км за начальную толщину коры во время формирования впадины, утонение коры будет составлять $42/(26 \text{ или } 30) = 1.4\text{—}1.6$ раза. Наши модельные параметры оказываются несколько ниже: коэффициент растяжения коры $\beta = 1.1\text{—}1.4$ (см. табл. 1). Это, возможно, объясняется тем, что к анализу не привлекались наиболее глубоко погруженные осадки (глубже 6.5 км до глубин около 14 км) ввиду отсутствия скважинных данных. Растяжение мантийной части литосферы предсказывается систематически выше, чем в коре, — в диапазоне 1.2—2.0, при среднем значении 1.44.

Среднепалеозойский рифтогенез сопровождался внедрением базитовых магм с формированием дайковых поясов (Вилюйско-Мархинского и Чаро-Синского), обрамляющих бассейн с флангов [Прокопьев и др., 2001; Киселев и др., 2006]. Возраст вилюйских трапшов — 370 млн лет по Ar/Ar данным [Courtillet et al., 2010] — совпадает с резким ускорением осадконакопления и погружения, вызванного девонским этапом рифтогенеза, фиксируемого по кривым погружения в большинстве изученных разрезов. В каждом из разрезов предсказывается доля растяжения за счет внедрения базальтов в диапазоне $\gamma = 0.01\text{—}0.12$ при средней величине 0.06, т.е. около 6%. Эта величина представляется приемлемой,

учитывая мощности траппов в обнажениях и в разрезах по скважинам в верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложениях [Гайдук, 1988; Прокопьев и др., 2001]. Расширение за счет даек в 1-мерной модели предполагается однородным по глубине, следовательно, верифицировать результаты реконструкции по мощностям траппов в доступной наблюдению части разреза можно только на качественном уровне.

Цель численных экспериментов состояла в том, чтобы показать принципиальную возможность формирования глубоких прогибов в континентальной коре при ее конечном утонении. Как показано в [Steckler, Watts, 1978], коэффициент $\beta = 50$ соответствует «бесконечному» растяжению в срединно-океанических рифтах, где выплавляется новая океаническая кора. Проведенное нами моделирование показывает, что при растяжении коры до 20 % не происходит полной деструкции и исчезновения континентальной коры в отличие от моделей образования океанического рифта [Nagel, Buck, 2004]. Выполненное численное математическое моделирование позволяет обосновать возможность значительного погружения вблизи оси бассейна. Процесс осадконакопления не рассматривается в нашей численной модели, но предполагается, что области погружения свободной поверхности будут заполняться осадками. Учет дополнительной нагрузки под весом осадков приведет к изменению глубины бассейна и изостатической реакции, поэтому реальная глубина бассейна будет больше.

Максимальный прогиб образуется при контрасте одного из параметров: либо при различии в упругих модулях (см. рис. 9), либо при разном пределе текучести (см. рис. 7). Угол внутреннего трения влияет на степень локализации деформаций: при больших значениях растяжение происходит однородно по всей длине модельной коры, при малом угле трения ($2\text{—}4^\circ$) — деформация концентрируется в нескольких зонах сбросов. В большинстве наших моделей образовывался асимметричный рифт, что определяется низким коэффициентом трения, характерным для зон разломов. Этот результат совпадает с выводами, полученными при моделировании в [Huismans, Beaumont, 2003], о влиянии параметров пластичности на асимметрию рифтовых бассейнов.

Растяжение области шириной 300 км всего на 20 % обеспечивает погружение и формирование бассейна глубиной 14 км, что соответствует максимальной глубинам Виллойского прогиба. Образование полос локализованной деформации (линий Людерса), которые можно интерпретировать как трещины растяжения, позволяет объяснить концентрацию базитовых даек как в осевой части, так и на периферии бассейна.

Наиболее реалистичной представляется модель симметричного растяжения коры, стадии формирования которой показаны на рис. 10, *а, б*. Результаты этой модели можно интерпретировать на основании разреза западного сегмента Виллойской рифтовой системы, приведенного на рис. 10, *в* [Гайдук, 1988]. На рис. 10, *б* показаны аналогии конкретных впадин и поднятий, составляющих структуру Виллойского прогиба. Природа поднятий обсуждается в литературе и до сих пор остается до конца неясной. Выделяются Тюкан-Чыбыдинская поперечная зона поднятий, разделяющая восточный и западный сегменты Виллойского бассейна, а также продольные поднятия, например Сунтарское, разделяющее Ыгыаттинскую и Кемпендяйскую впадины. Возможны два объяснения: либо поднятия представляют стабильные блоки, которые оказались менее погруженными при растяжении и рифтогенезе в девоне, либо они зародились при смоделированном типе растяжения и усилились при сжатии во время юрско-мелового этапа складчатости. Так как указанные поднятия — это погребенные структуры, перекрытые позднепалеозойскими и юрско-меловыми отложениями, их возраст ограничен поздним девонем—ранним карбоном [Гайдук, 1988]. Поэтому юрско-меловой этап в качестве причины формирования поднятий следует считать маловероятным.

Численное моделирование воссоздает некоторые особенности строения западной части Виллойского рифта, однако требуются дополнительные эксперименты в полной термомеханической постановке для выяснения влияния реологических параметров, температуры и глубинного магматического источника на эволюцию Виллойского осадочного бассейна.

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания, позволившие улучшить рукопись статьи.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 11-05-00181, 10-05-00718, 12-08-00707, интеграционных проектов ОНЗ РАН № 6, СО РАН № 76.

ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (северо-восток Азии) // Докл. РАН, 2009, т. 426, № 2, с. 216—221.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

Гайдук В.В. Виллойская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1988, 126 с.

- Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С., Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В.** Структура и эволюция земной коры Якутии. М., Наука, 1985, 248 с.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П.** О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (12), с. 1687—1696.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В.** Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, № 6, с. 660—682.
- Конторович В.А.** Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1027—1050.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Свердлова В.Г., Бабичев А.В.** О влиянии выбора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит // Сибирский журнал вычислительной математики, 2011, т. 14, № 1, с. 71—90.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И.** Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
- Левашов К.К.** Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Сов. геология, 1975, № 10, с. 49—58.
- Надаи А.** Пластичность и разрушение твердых тел. М., Мир, 1969, т. 2, 863 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У.** Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1563—1574.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А.** Пространственные и временные вариации погружения и седиментации в Кузнецком осадочном бассейне // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 5, с. 645—648.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А.** Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 1, с. 71—75.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н.** Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 678—687.
- Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.** Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология, 2012а, № 2, с. 136—155.
- Полянский О.П., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П.** Стадийность формирования Вилуйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстриппинг-анализа и численного моделирования // Докл. РАН, 2012б, т. 443, № 4, с. 486—491.
- Прищепа О.М., Баженова Т.К., Богацкий В.И.** Нефтегазоносные системы Тимано-Печорского осадочного бассейна (включая акваториальную печороморскую часть) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1129—1150.
- Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И.** Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука/Интерпериодика, 2001, с. 113—155.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П., Чекунов А.В.** Развитие Днепровско-Донецкого авлакогена в сравнении с северо-европейскими рифтами // Докл. РАН, 1993, т. 330, № 5, с. 620—623.
- Ревердатто В.В., Шеплев В.С., Полянский О.П.** Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин: модельное приближение // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 37—44.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А.** Предсказание параметров рифтогенеза на основе моделирования эволюции осадочных бассейнов // Докл. РАН, 1996, т. 350, № 6, с. 803—806.
- Старосельцев В.С.** Проблема выделения рифтогенных прогибов — перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 475—483.
- Стефанов Ю.П.** Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика, 2002, т. 5, № 5, с. 107—118.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А.** Сейсмические верхнемантийные корни структур фундамента Сибирской платформы по сейсмическому профилю Рифт // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1134—1150.
- Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади.** (Труды ИГиГ СО РАН, вып. 681) Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.
- Фрадкин Г.С.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилуйской синеклизы. М., Наука, 1967, 203 с.

- Фридингер П.Дж., Ревердатто В.В., Полянский О.П.** Метаморфизм погружающихся осадков в рифтогенных структурах земной коры (модельный подход) // Геология и геофизика, 1991 (9), с. 81—90.
- Чумаков Н.М.** Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины // Тектоника СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959, т. 4, с. 345—451.
- Шпунт Б.Р.** Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1987, 139 с.
- Angevine C.L., Heller P.L., Paola C.** Quantitative sedimentary basin modelling. Tulsa, AAPG, 1990, 450 p.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S., Kolosov P.N.** Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science, 1993, v. 261, p. 1293—1298.
- Brown C.D., Phillips R.J.** Crust-mantle decoupling by flexure of continental lithosphere // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, № B6, p. 13221—13237.
- Buiter S.J.H., Babeyko A.Yu., Ellis S., Gerya T.V., Kaus B.J.P., Kellner A., Schreurs G., Yamada Y.** The numerical sandbox: comparison of model results for a shortening and an extension experiment / Eds. S.J.H. Buiter, G. Schreure. Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes // Geol. Soc., London, Spec. Publ., 2006, v. 253, p. 29—64.
- Burov E., Poliakov A.** Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, № B8, p. 16461—16481.
- Collo G., Davila F.M., Nobile G., Astini R.A., Gehrels G.** Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: analysis of factors controlling the heating conditions // Tectonics, 2011, v. 30, TC4012, doi:10.1029/2010TC002841.
- Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P.** Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, v. 300, p. 239—245.
- Einsele G.** Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin, Springer-Verlag, 2000, 792 p.
- Friedinger P.J.J.** BASTA — subsidence and paleotemperature modeling of rift basins // Comp. Geosci., 1989, v. 14, № 4, p. 505—526.
- Huisman R.S., Beaumont C.** Symmetric and asymmetric lithospheric extension: relative effects of frictional-plastic and viscous strain softening // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10, 2496, doi:10.1029/2002JB002026.
- Huisman R.S., Podladchikov Y.Y., Cloetingh S.A.P.L.** Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, p. 11271—11292.
- Jarvis G.T., McKenzie D.P.** Sedimentary basin formation with finite extension rates // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 48, p. 42—52.
- Khudoley A.K., Prokopiev A.V.** Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt / Eds. J.W. Sears, T.A. Harms, C.A. Evenchick. Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: a volume in honor of Raymond A. Price // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 433, 2007, p. 391—410, doi: 10.1130/2007.2433(19).
- McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 25—32.
- MSC.** Marc Release guide. MSC Software Corporation, 2010, <http://www.mssoftware.com>.
- Nagel T., Buck W.R.** Symmetric alternative to asymmetric rifting models // Geology, 2004, v. 32, № 11, p. 937—940.
- Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.** New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar—Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229—242.
- Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V.** Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics, 1995, v. 4(2), p. 342—358.
- Prokopiev A.V.** Verkhoyansk-Cherskiy collisional orogen // Geology of Pacific Ocean, 2000, v. 15, p. 891—904.
- Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L.** Middle Paleozoic—Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009, v. 4, p. 71—84.
- Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Roev S.P., Kazakova G.G., Likhov D.K., Koroleva O.V., Ershova V.B., Sergeev S.A.** New data on the Early Cambrian bimodal volcanism in the northeastern Siberian platform // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny. Irkutsk, Petrographica, 2011, p. 196—199.

Simon K., Huismans R.S., Beaumont C. Dynamical modeling of lithospheric extension and small-scale convection: implications for magmatism during the formation of volcanic rifted margins // *Geophys. J. Int.*, 2009, v. 176, p. 327—350.

Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 41, p. 1—13.

Thieulot C. FANTOM: two- and three-dimensional numerical modelling of creeping flows for the solution of geological problems // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2011, v. 188, p. 47—68.

Watts A.B., Ryan W.B.F. Flexure of the lithosphere and continental margin basins // *Tectonophysics*, 1976, v. 36, № 1—3, p. 25—44.

Wernicke B., Burchfiel B.C. Modes of extensional tectonics // *J. Struct. Geol.*, 1982, v. 4, p. 105—115.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis.* American geophysical Union, Washington. 1991, 442 p.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
27 апреля 2012 г.*