

ДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ В АРКТИКЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ КАК ОТРАЖЕНИЕ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ И РИФТОГЕНЕЗА

Н.Л. Добрецов, О.П. Полянский*, В.В. Ревердатто*, А.В. Бабичев*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

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

Рассмотрены вопросы динамики формирования нефтегазоносных и угленосных бассейнов позднего палеозоя и мезозоя, развитых в Арктике и сопредельных территориях, и их сопоставление с фазами плюмового магматизма в тех же регионах. Подтверждается, что максимальные скорости осадконакопления (более 100 м за 1 млн лет) во всех изученных случаях связаны с рифтовыми фазами. Другие колебания скорости осадконакопления могут быть связаны с коллизионными фазами горообразования и (или) колебаниями климата.

Осадочный бассейн, рифт, погружение, осадконакопление, плюмовый магматизм, растяжение, траппы, Арктика.

DYNAMICS OF THE ARCTIC AND ADJACENT PETROLEUM BASINS: A RECORD OF PLUME AND RIFTING ACTIVITY

N.L. Dobretsov, O.P. Polyanskii, V.V. Reverdatto, and A.V. Babichev

The Late Paleozoic and Mesozoic history of petroleum and coal basins in the Arctic and adjacent areas is investigated and compared with the history of plume magmatism in the same areas. The sedimentation rates in all discussed cases are proven to be the fastest (more than 100 m per 1 Myr) during rifting events. Other peaks of rapid deposition may be associated with collisional mountain growth and/or climate change.

Sedimentary basin, rift, subsidence, sedimentation, plume magmatism, dilatation, traps, Arctic

ВВЕДЕНИЕ

На основании комплекса признаков можно выделить и сопоставить три типа рифтогенных прогибов и впадин в Сибирской Арктике.

1. Герцинские с максимальной скоростью накопления в позднем девоне (около 380—360 млн лет) и угловыми несогласиями в основании S_2 и T_{1-2} . К ним относятся трог Воронина (см. рис. в [Верниковский и др., 2013]), возможно, прогиб на краю Новоземельской микроплиты, а также рифтогенные прогибы на востоке Сибирской платформы (Вилуйско-Приверхоянский) и в ее южном обрамлении (Минусинский и Кузнецкий бассейны). Подробнее динамика их формирования рассмотрена на примере Кузнецкого бассейна [Беляев и др., 2008], который является также исходной или типовой моделью, описанной во многих публикациях [Геологическое строение..., 1959; Полянский и др., 2004; Беляев и др., 2008].

2. Пермско-триасово-юрские, с рифтовой стадией и максимальной скоростью осадконакопления в конце перми—раннем-среднем триасе (260—230 млн лет). К ним относятся рифтогенные прогибы в основании Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (в частности, Колтогорско-Уренгойский рифт), Енисей-Хатангский прогиб с одноименным рифтом в основании, Усть-Ленский рифт, трог Святой Анны и Северо-Чукотский прогиб. В поздние стадии развития в бассейнах 1-го и 2-го типов могут фиксироваться локальные ускорения осадконакопления, связанные с более молодыми фазами рифтогенеза или горообразования.

3. Меловые прогибы и рифтогенные структуры с максимальной скоростью осадконакопления в готериве—апте (137—110 млн лет) или сеномане—туроне (100—90 млн лет). К этим прогибам относятся рифтогенные прогибы в восточной части Российской Арктики (Северо-Чукотский, Южно-Чукотский) [Артюшков, 2010; Хаин и др., 2011].

Во всех трех случаях максимальные скорости осадконакопления соответствуют максимумам плюмового магматизма, частично описанным в другой статье номера [Добрецов и др., 2013]. Здесь надо

упомянуть следующие фазы: 1) девонский плюмовый магматизм (370—400 млн лет), проявленный в Кузнецком и Вилуйском прогибах; 2) две фазы пермского магматизма 290—270 и 260—240 млн лет, позднепермская (сибирских траппов) проявлена более отчетливо; 3) юрские фазы плюмов 210—180 и 170—150 млн лет; 4) меловые фазы (130—120 и около 90 млн лет).

Взаимосвязь плюм-мантийного магматизма, рифтообразования и заполнения рифтовых прогибов осадками рассмотрена в обобщенной модели Д. Маккензи [McKenzie, 1978, Jarvis, McKenzie, 1980], уточненной позже в работах [Шеплев, Ревердатто, 1994; Полянский и др., 2000, 2004; Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2010; Хаин, 2010]. Модель включает подъем линзы горячей астеносферы (в первых вариантах) или линзовидной «шляпы» мантийного плюма (в поздних вариантах), вызванное этим подъемом утонение и расширение литосферы (рифтовая стадия), затем охлаждение и восстановление изостатического равновесия (пострифтовая стадия). В разных вариантах предполагается, что литосфера расширяется и утоняется мгновенно [McKenzie, 1978], с экспоненциальным ускорением до конечной остановки [Jarvis, McKenzie, 1980], с постоянной скоростью [Шеплев, Ревердатто, 1994].

Более сложные модели рифтообразования типа «пул-апарт» рассмотрены в работах [Полянский, Добрецов, 2001; Polyansky, 2002].

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ

Реальная (реконструированная) мощность осадочного 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 времени, 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 бекстриппинга, backstripping) [Steckler, Watts, 1978]. При этом производится коррекция его толщины за счет уплотнения осадков.

Для оценки величины возможного растяжения была модифицирована 1D-модель двухслойной литосферы, являющаяся развитием однослойной модели «мгновенного» растяжения коры Д. Маккензи [McKenzie, 1978]. Для оценки параметров рифтогенеза использовалась модель неоднородного по глубине растяжения двухслойной литосферы, состоящей из коры и мантийной литосферы. В модели учитывалась доля расширения литосферы, выражающаяся 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—подкорвая 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 мощностью h_c и плотностью ρ_c и литосферной мантии мощностью H и плотностью ρ_m , залегающей на астеносфере с плотностью ρ_a . После утонения мощность коры и мантийной литосферы уменьшается до величин h/β и H/δ соответственно. Общее утонение литосферы будет

$$\varepsilon = \frac{H + h_c}{h_c/\beta + H/\delta}, \quad (1)$$

где $\beta > 1$ и $\delta > 1$ — коэффициенты растяжения корового и мантийного слоев соответственно. Расширение за счет внедрения базитовых даек с относительной долей в разрезе бассейна γ ($0 < \gamma < 1$) составляет величину $\varepsilon' = \frac{1}{1-\gamma}$.

Температурный режим в осадках бассейна рассчитывается из одномерного уравнения теплопроводности. Температура на глубине z от кровли n -го слоя 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 T_0 — температура на поверхности осадочной толщи, λ_n — средняя теплопроводность осадков, Q — тепловой поток, мВт/м², d_i — толщина слоя, λ_i — теплопроводность каждого слоя (начиная от поверх-

ности). Теплопроводность пористых осадков вычислялась как геометрическое среднее между теплопроводностью поровой воды и твердой матрицы: $\lambda = \lambda_f^\phi \cdot \lambda_s^{(1-\phi)}$, где ϕ — пористость, λ_f и λ_s — теплопроводность флюида и матрицы.

При растяжении литосферы образуется прогиб, максимальная мощность осадочного заполнения в котором определяется как

$$S_{sed} = \frac{1}{\rho_a - \rho_{sed}} \left[(\rho_a - \rho_c) h \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) + (\rho_a - \rho_m) H \left(1 - \frac{1}{\delta} \right) \right]. \quad (3)$$

Выражение (3) — это теоретическая зависимость мощности бассейна от величины растяжения при условии компенсированного осадконакопления и без учета теплового эффекта при нагревании литосферы, с учетом последнего выражение (3) усложняется. Начальное или синрифтовое (S_i) погружение в бассейне, заполненном водой, при заданных коэффициентах растяжения коры β и мантии δ есть разность между тектоническим погружением с учетом изостатической компенсации E и термического расширения литосферы T [Фридингер и др., 1991]:

$$S_i = \frac{E - T}{\rho_m (1 - \alpha T_m) - \rho_w}, \quad (4)$$

при этом

$$E = (\rho_m - \rho_c) h_c \left(1 - \frac{1 - \gamma}{\beta} \right) \left(1 - \frac{T_m \alpha h_c}{2a} \right), \quad (5)$$

$$T = \frac{T_m \alpha \rho_m a}{2} \left\{ \left[\left(1 - \frac{1}{\delta} \right) + \left(\frac{h_c^2}{a^2} - \frac{2h_c}{a} \right) \left(\frac{1}{\beta} - \frac{1}{\delta} \right) \right] \cdot (1 - \gamma) + \gamma \right\}, \quad (6)$$

где $\rho_c = 2.8$, $\rho_m = 3.33$, $\rho_w = 1.03$ г/см³ — плотность коры, мантии и воды, $\alpha = 3.3 \cdot 10^{-5}$ (°C⁻¹) — коэффициент теплового расширения литосферы, $T_m = 1350$ °C — адиабатическая температура верхней мантии в рассматриваемой области, $a = H + h_c$ — толщина литосферы, h_c — предрифтовая толщина коры.

Производится моделирование с перебором параметров растяжения коры и подкоровой литосферы, и по соответствию модельных и наблюдаемых глубин стратиграфических границ находится наиболее оптимальный набор параметров. В качестве критерия точности модели используется величина среднеквадратичного отклонения между «наблюдаемой» и «модельной» кривыми погружения основания бассейна:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |h_i^{mod} - h_i^{obs}|^2, \quad (7)$$

где n — число стратиграфических подразделений осадочного разреза. Путем перебора коэффициентов растяжения коры и литосферной мантии 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.

Аналогичный подход реализован в ряде коммерческих программ (TEMIS, BasinMod и др.) и применяется в работе [Конторович и др., 2013] для моделирования осадконакопления в Карском бассейне и в районе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Западная Сибирь). Различия в моделировании динамики погружения и теплового режима могут быть следствием неоднозначной трактовки возраста отложений и величины теплового потока.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

После этого необходимого краткого пояснения ниже приведены примеры моделирования четырех бассейнов: 1) герцинского Кузнецкого в четырех участках; 2) в трех мезозойских прогибах — в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне, в районе Колтогорско-Уренгойского рифта по Тюменской скважине СГ-6, в четырех участках Енисей-Хатангского прогиба, в Лено-Анабарском прогибе (Усть-Оленекский разрез); 3) в палеозойско-мезозойском Вилюйском бассейне; 4) а также качественно — для Северо-Чукотского бассейна. Для Енисей-Хатангского прогиба, ввиду его наилучшей изученности геофизическими методами, приведены сейсмогеологические разрезы по данным методов ГСЗ и МОВ ОГТ.

Реконструкции погружения в Кузнецком бассейне. В Кузнецком бассейне (рис. 1) проявлены два этапа осадконакопления. На первом этапе рифтовая стадия более быстрого погружения, связанная с девонским вулканизмом, наиболее отчетливо проявлена в интервале 382—368 млн лет в разрезах Топки

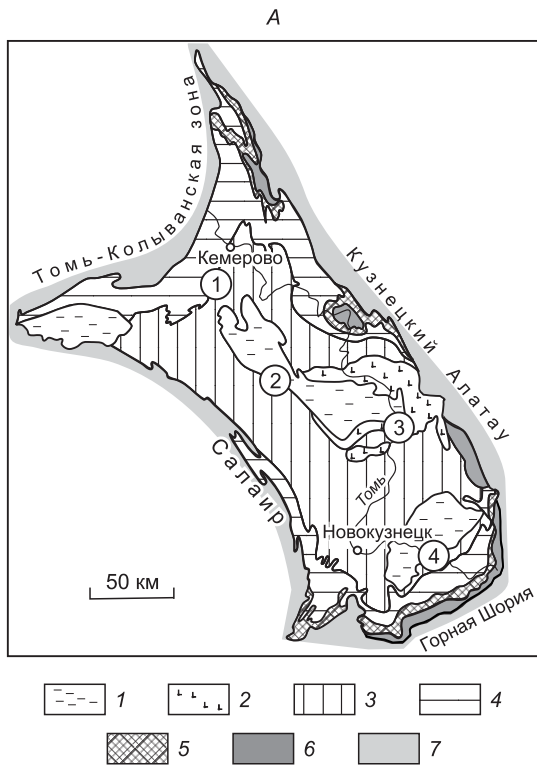


Рис. 1. А — тектоническая схема Кузнецкого прогиба (по [Беляев и др., 2008], с изменениями).

1 — терригенный комплекс с горизонтами туфов и бурых углей (J); 2 — вулканогенно-осадочный комплекс (T); 3 — терригенный угленосный комплекс (C_1s-P_2); 4 — терригенно-карбонатный комплекс ($D_2^2-C_1v$); 5 — слабоугленосный терригенный комплекс ($D_2^1-D_2^3$); 6 — вулканогенно-осадочный комплекс (D_{1-2}); 7 — складчатое обрамление. Цифры в кружках — номера точек палеореконов: 1 — Топки, 2 — Ленинск-Кузнецкий, 3 — Терсь, 4 — Мыски.

Б — реконструированные кривые погружения осадков (сплошные линии) и эволюционные кривые палеотемператур (штриховые линии).

Местоположения разрезов показаны на схеме А. Сплошная жирная линия соответствует кривой погружения фундамента бассейна. Орнаментом (на рис. Б) и косой штриховкой показаны осадки, аккумулярованные в течение первого и второго этапа осадконакопления соответственно. Стратиграфические колонки строились на основании данных из [Объяснительная..., 1971]. Цифрами 1—2 показаны этапы погружения.

Таблица 1. Результаты расчетов параметров утонения коры, мантии, литосферы в целом и возраст этапов максимального погружения в Кузнецком бассейне

Параметр	Топки	Ленинск-Кузнецкий	Терсь	Мыски
	I этап			
Возраст, млн лет	382—368	390—377	—	—
Утонение				
коры (β_I)	1.6	1.4	1.4	1.4
мантии (δ_I)	3.4	3.6	2.6	3.8
общее (ϵ_I)	2.6	2.5	2.1	2.6
II этап				
Возраст, млн лет	290—282	276—263	270—250	270—262
Утонение				
коры (β_{II})	1.2	1.2	1.6	1.4
мантии (δ_{II})	1.6	1.8	4.0	4.0
общее (ϵ_{II})	1.44	1.54	2.9	2.6
I + II этапы				
Утонение				
коры ($\beta_I\beta_{II}$)	1.92	1.68	2.24	1.96
общее ($\epsilon = \epsilon_I\epsilon_{II}$)	3.77	3.91	6.19	6.59

и Ленинск-Кузнецкий, которые расположены рядом с Томь-Колыванской зоной и Салаиром, где в это время зафиксирован максимум вулканизма. Здесь за 15 млн лет накоплено до 5 км осадков (т.е. 300—550 м за 1 млн лет). В пострифтовую фазу произошло углубление на 1—2 км в течение 60—70 млн лет. В разрезах Терсь и Мыски ранняя рифтовая фаза более продолжительная, с более медленным осадконакоплением.

Второй этап также начинается с рифтовой стадии, которая соответствует перми—раннему триасу и на всех диаграммах (см. рис. 1, б) отчетливо выделяется в виде двух подстадий 290—270 и 260—245 млн лет, соответствующих главным этапам магматизма Таримского и Сибирского плюмов, широко проявленных вокруг Кузбасса [Добрецов и др., 2010]. За вторую рифтовую стадию накопилось еще 4.0—4.5 км осадков в течение 35—40 млн лет, т.е. скорость осадконакопления составила 100—200 м за 1 млн лет. Контракционная фаза второго этапа длилась более 100 млн лет и привела к накоплению 1—2 км осадков, т.е. скорость осадконакопления была на порядок ниже — 10—15 м/млн лет.

В табл. 1 показано, что утонение литосферной мантии во всех этапах и во всех разрезах преобладало над утонением коры, и суммарно для первого этапа составляло 2.1—2.6, для второго варьировало больше — от 1.44 до 2.9, при этом общее утонение коры и литосферной мантии составляло 4—6 раз.

Реконструкции погружения в Уренгой-Колтогорском рифте. Новейшие данные [Сараев и др., 2009] говорят о распространении пермотриасового вулканизма на большей части Западно-Сибирской плиты. Наиболее полные данные о составе и возрасте пород рифтовой стадии Западно-Сибирского бассейна получены по результатам бурения ряда глубоких скважин, в частности, Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6. Нами по данным скв. СГ-6 проведена реконструкция погружения и развития Уренгой-Колтогорского рифта, впервые выделенного В.С. Сурковым [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1987]. Было показано, что заложение рифтовой системы впадин началось в конце перми и начале триаса, рифтовые зоны выражены в рельефе фундамента в виде глубоких линейных долин, заполненных 7—13 км осадков [Конторович и др., 2001]. В их основании фиксируются мощные слои основных эффузивов с двумя пиками возраста а) 266—272 млн лет и б) 249—253 млн лет в скв. Никольская-1 и 251 млн лет в скв. ТСГ-6 согласно данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок [Сараев и др., 2009].

История погружения и эволюция теплового режима Уренгой-Колтогорского рифтового бассейна, по данным скв. СГ-6, приведена на рис. 2. Данные по стратиграфии, мощностям отложений, теплофизическим характеристикам пород приняты согласно [Галушкин и др., 1996]. Модель с наилучшим приближением теоретической к реконструированной кривой погружения фундамента бассейна (согласно (7)) показала следующие параметры: растяжение коры $\beta = 1.4$, растяжение литосферной мантии $\delta = 1.8$; доля даек $\gamma = 0.12$ (т.е. около 12 %), что в сумме дает общее утонение литосферы в 1.7 раза и расширение плиты в рифтовой зоне в 1.9 раза.

Отчетливо выделяются несколько эпизодов быстрого погружения, первый из которых совпадает с начальным этапом формирования рифта на рубеже перми и триаса. По анализу кривых погружения осадков (см. рис. 2) наиболее отчетливо фиксируется ранняя рифтовая фаза 260—245 млн лет, когда накопилось 3.0—3.5 км осадков. Пострифтовая фаза завершилась около 160 млн лет назад (через 100 млн лет) новой фазой быстрого осадконакопления в интервале 165—135 млн лет (с двумя подфазами 165—150 и 140—130 млн лет), когда накопилось еще 2.5 км осадков. Слабее проявлена фаза 90—70 млн лет, когда накопился еще 1 км осадков. В каждую из этих рифтовых фаз скорость осадконакопления была

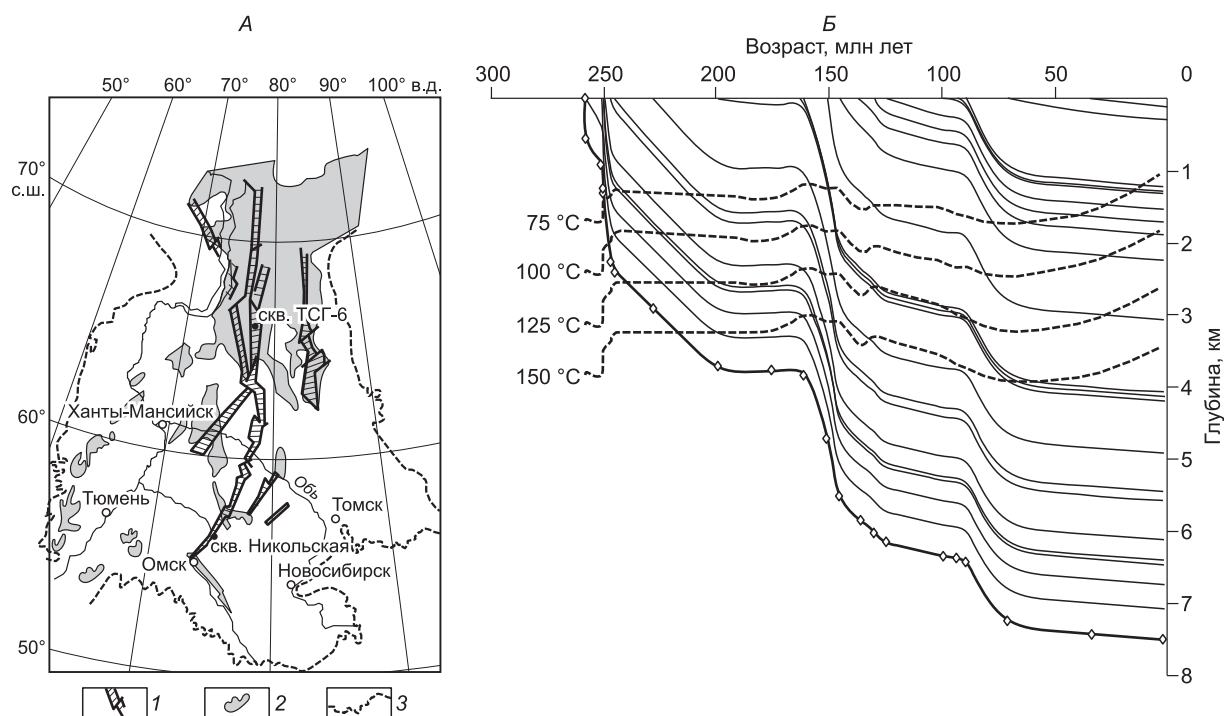


Рис. 2. А — схема Уренгой-Колтогорской рифтовой системы, по [Сурков и др., 1997] и положение скв. Тюменская СГ-6.

1 — рифты, 2 —эффузивно-осадочный комплекс T_1 — T_2 , 3 — границы Западно-Сибирской геосинеклизы.

Б — реконструированные кривые погружения (сплошные) и температуры (штриховые линии) в осадочных отложениях скв. ТСГ-6.

Изотермы (штриховые линии) построены для интервала 75—150 °С при заданном тепловом потоке $Q = 58$ Вт/м² [Курчиков, Ставицкий, 1987]. Сплошная жирная линия с ромбами — кривая погружения фундамента.

высокой (220 м/млн лет в первую и 125 м/млн лет во вторую фазу) или повышенная (50 м/млн лет в третью фазу). В пострифтовые фазы скорость осадконакопления составляла 10—20 м/млн лет. По модельным расчетам поздний этап погружения характеризуется некоторым нагревом осадков (подъем изотерм), что, возможно, являлось положительным фактором для генерации углеводородов.

Природа фаз 165—150, 140—130 и 90—70 млн лет требует специального объяснения и будет более понятной после обсуждения материалов по Енисей-Хатангскому и Северо-Чукотскому прогибам.

Реконструкции погружения в Енисей-Хатангском прогибе. Мезозойская эволюция погружения и осадконакопления в Енисей-Хатангском прогибе варьирует в четырех разных разрезах (рис. 3, 4, табл. 2) в зависимости от близости к центрам траппового магматизма и зонам мезозойского горообразования. Главная рифтовая фаза 260—245 млн лет была наиболее интенсивной в близком к трапповому центру Цветково-Паксинском разрезе, где за 15 млн лет произошло накопление более 7 км осадков (т.е.

Таблица 2. Результаты моделирования эволюции погружения для различных регионов Енисей-Хатангского бассейна

Регион	Растяжение коры (β)	Растяжение мантии (δ)	Растяжение общее (ϵ)	Толщина коры (h , км)	Толщина литосферы (H , км)	Возраст рифтогенеза, млн лет	Глубина бассейна, км
1	4.4	5.8	5.4	35	200	227—205	10.0
2	2.6	2.0	2.1	36	175	227—205	6.5
3	2.0	1.6	1.66	36	200	290—250	10.2
4	1.4	1.2	1.24	42	200	269—250	4.3
5	1.7	1.9	1.86	36	200	256—240	6.2

Примечание. Приведены параметры для моделей с наилучшим приближением теоретической к наблюдаемой кривой погружения фундамента. Регионы: 1 — Усть-Енисейская впадина, 2 — Балахнинская впадина, 3 — Цветково-Паксинская впадина, 4 — п-ов Нордвик, 5 — Лено-Анабарская впадина (Усть-Оленекская скв. № 2370). Названия впадин, по [Сягаев, 1966].

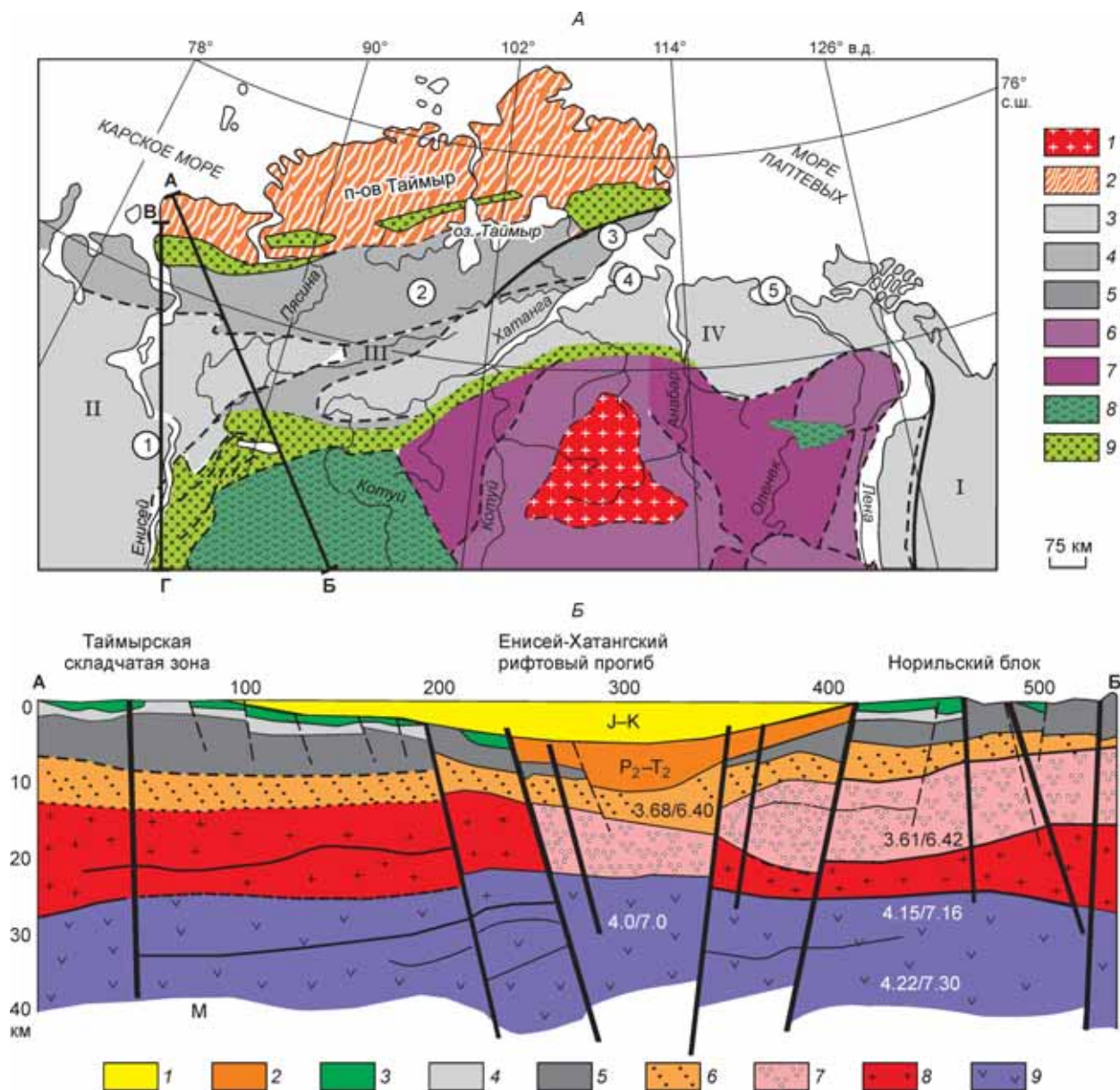


Рис. 3. А — схема строения Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих областей Сибирской платформы [Додин 2002, с изменениями].

1 — выступы архейского фундамента; 2 — Таймырская (герциниды) система складчатости, 3—5: Верхоянский (I), Усть-Енисейский (II), Хатангский (III); Лено-Анабарский (IV) позднепалеозойские и мезозойские прогибы; 6 — платформенные антеклизы, поднятия, 7 — внутриплатформенные впадины и прогибы, 8 — траппы, 9 — области проявления щелочно-ультраосновного магматизма. Цифрами в кружках 1—5 показано положение точек реконструированных кривых погружения осадков (см. рис. 5). Профили А—Б и В—Г показаны на рис. 3, Б и 4.

Б — геолого-геофизический разрез земной коры поперек Енисей-Хатангского прогиба, участок профиля ГСЗ Диксон—Хилок [Аветисов, Голубков, 1984].

1 — терригенные юрско-меловые отложения; 2 — вулканогенно-осадочные отложения поздней перми — среднего триаса; 3 — пермотриасовые траппы, 4 — терригенные угленосные отложения позднепалеозойского возраста, 5 — карбонатные отложения раннего-среднего палеозоя, 6 — терригенные отложения позднего протерозоя — венда, 7 — осадочно-метаморфические комплексы раннего-среднего протерозоя, 8 — гранитный слой коры; 9 — базальтовый слой коры. Сплошные и штриховые прямые линии — разломы мантийного и корового заложения соответственно. Обозначены значения поперечных/продольных сейсмических скоростей.

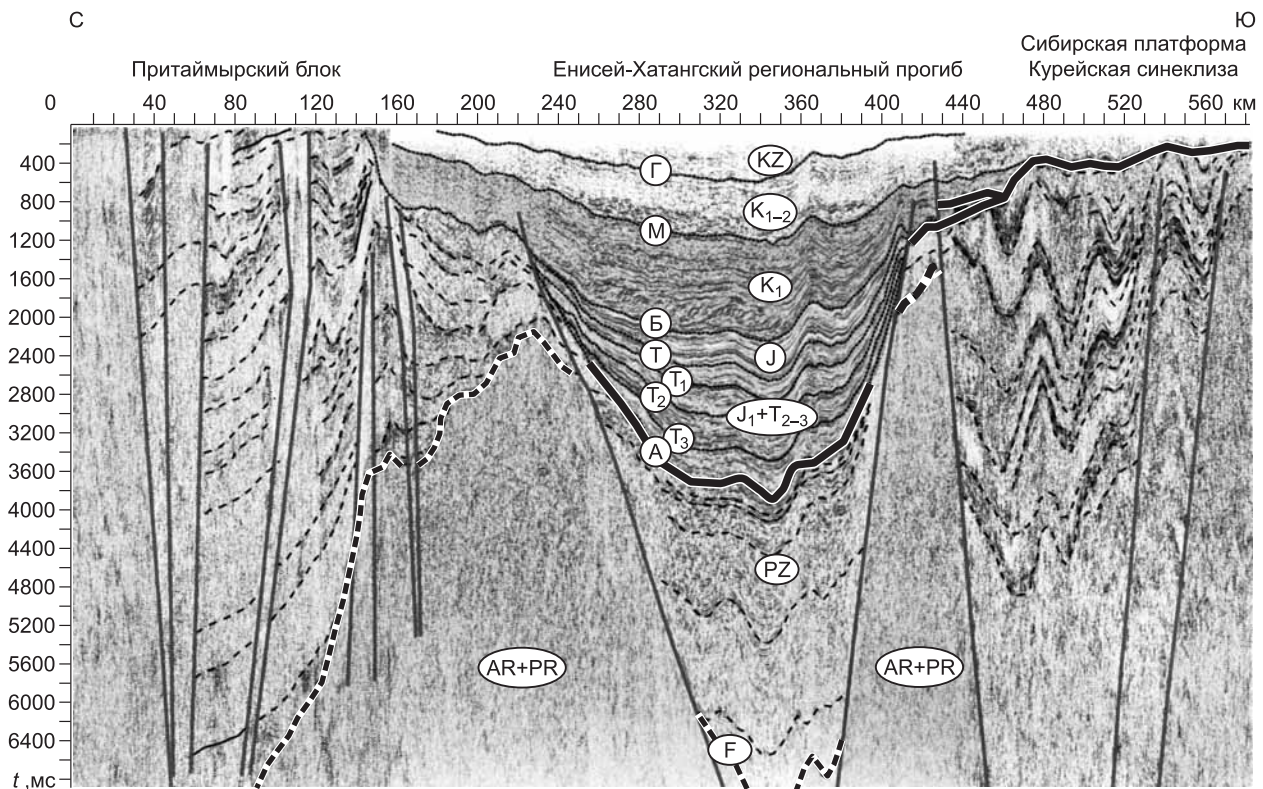


Рис. 4. Временной разрез по региональному профилю Диксон—Дудинка по данным [Конторович, 2011], с дополнениями.

Сплошная жирная кривая — предположительно подошва пермотриасового траппового комплекса, штриховая линия — кровля фундамента.

в среднем 470 м/млн лет). Такой же длительности (268—252 млн лет) погружение в Нордвикском разрезе было менее интенсивным и привело к накоплению 2.6 км осадков (т.е. 160 м/млн лет). В пострифтовую фазу длительностью более 130 млн лет шло медленное осадконакопление со скоростью 10—15 м/млн лет с небольшими ускорениями около 160 или 170 млн лет.

В двух других разрезах (Усть-Енисейском и Балахнинском, рис. 5) рифтовая фаза осадконакопления сдвинута во времени (230—200 млн лет) и была наименее интенсивной (4.0—4.5 км за 30 млн лет, т.е. около 140—150 м/млн лет). Но здесь более отчетливо проявились дополнительные фазы ускорения — юрская, около 175—165 млн лет в Балахнинском разрезе и 185—165 млн лет в Усть-Енисейском разрезе (с двумя подфазами). В Усть-Енисейском разрезе проявлены также меловые фазы ускорения 135—120 и 100—85 млн лет, которые примерно соответствуют подфазе 145—125 и 90—70 млн лет в Тюменской скважине (см. рис. 2). Сдвиги по времени хотя бы частично могут быть объяснены неточностями определения возраста в приведенных разрезах (Тюменском, Усть-Енисейском, Балахнинском) или отражают миграцию фаз магматизма и рифтообразования. Выше мы отмечали фазы мезозойского посттраппового магматизма 185—165, 145—120 и 100—80 млн лет (см. рис. 2) и фазы открытия Южно-Анжуйского (185—160 и 145—120 млн лет) и Канадского (137—100 млн лет) бассейнов [Верниковский и др., 2013]. Нетрудно видеть здесь закономерные корреляции, хотя вопрос требует дополнительного изучения, особенно в интервале 120—70 млн лет.

Проведен ряд расчетов с целью нахождения коэффициентов растяжения коры и литосферной мантии. Рассматривались варианты однослойной ($\beta = \delta$) и двухслойной литосферы (когда β и δ варьируют). Для всех регионов лучшие результаты соответствуют двухслойным моделям, в которых $\beta \leq \delta$. Для определения возможности выплавления магмы важна величина общего растяжения двухслойной литосферы ϵ , показанная выше. Из табл. 2 видно, что общее растяжение в 5.4 раза является максимальным для Усть-Енисейской депрессии и минимальным — 1.24 для восточной части прогиба (п-ов Нордвик). Примем за температуру основания литосферы 1350 °С — температуру на глубине 200 км адиабатической кривой из [McKenzie, Bickle, 1988]. Тогда, при подъеме в 5.4 раза границы раздела литосфера—астеносфера, геотерма пересечет кривую солидуса гранатового перидотита на *PT*-диаграмме. Как показано в

[Steckler, Watts, 1978], $\beta = 50$ соответствует «бесконечному» растяжению в срединно-океанических рифтах, где выплавляется новая кора. Если $\beta = 5-6$, то при адиабатической температуре астеносферы 1350°C сформируется слой с долей расплава более 20 % толщиной до 5 км [McKenzie, Bickle, 1988]. Это позволяет объяснить появление ультраосновного щелочного магматизма, сопровождающего рифтообразование в западной части Енисей-Хатангского прогиба, где по расчетам растяжение литосферы оценивается в 5.4 раза. Однако для коры оценки дают явно завышенные значения растяжения в 4.4 раза, что не соответствует толщине коры в данном регионе. По данным [Аветисов, Голубков, 1984], скорости сейсмических волн под прогибом понижены относительно периферийных зон, а положение границы Мохо прослеживается не везде уверенно и осложнено сквозькоровыми разломами (см. рис. 3, Б). Поэтому вопрос о степени уменьшения мощности коры и ее строения в западной части Енисей-Хатангского прогиба остается дискуссионным.

Принципиальным является вопрос о начале, длительности рифтогенеза и его корреляции с эпизодами траппового магматизма на Сибирской платформе. Оценки толщины вулканогенно-осадочного комплекса для Енисей-Хатангского прогиба варьируют от 1500—2000 м [Палеогеография..., 1967; Погребницкий, 1971] до 3500 м для Норильского района [Dalrymple et al., 1995]. Туфоловый слой перм-триасового возраста обнажается на противоположных бортах и предполагается, что он заполняет наиболее погруженные части прогиба. Возраст траппового магматизма как со стороны Сибирской платформы, так и Таймыра, устанавливается в диапазоне конца перми — начале триаса со средней оценкой около 250 млн лет [Dalrymple et al., 1995]. Это событие можно считать мгновенным в геологическом масштабе времени, и данные о скоростях погружения позволяют однозначно связывать его с быстрой фазой рифтогенеза. Из формы кривой погружения основания прогиба (см. рис. 5) видно, что рифтогенез длился некоторое время в триасе (активная фаза), затем следовала фаза тепловой релаксации с медленным опусканием. Серия расчетов была проведена с целью определения длительности рифтогенеза. Для всех четырех регионов модель «мгновенного» растяжения, совпадающего с начальным моментом осадконакопления, имела худшую среднеквадратичную погрешность, чем для продолжительного рифтинга. Кро-

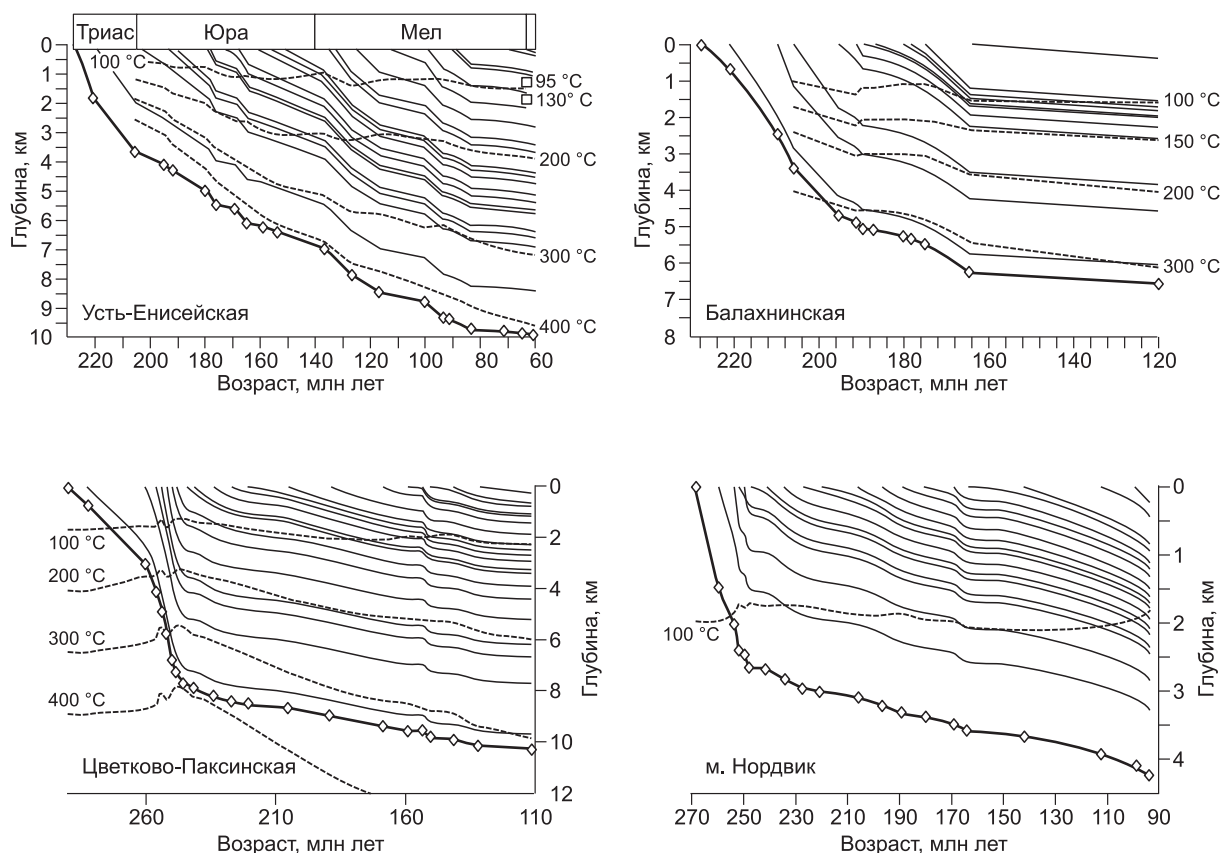
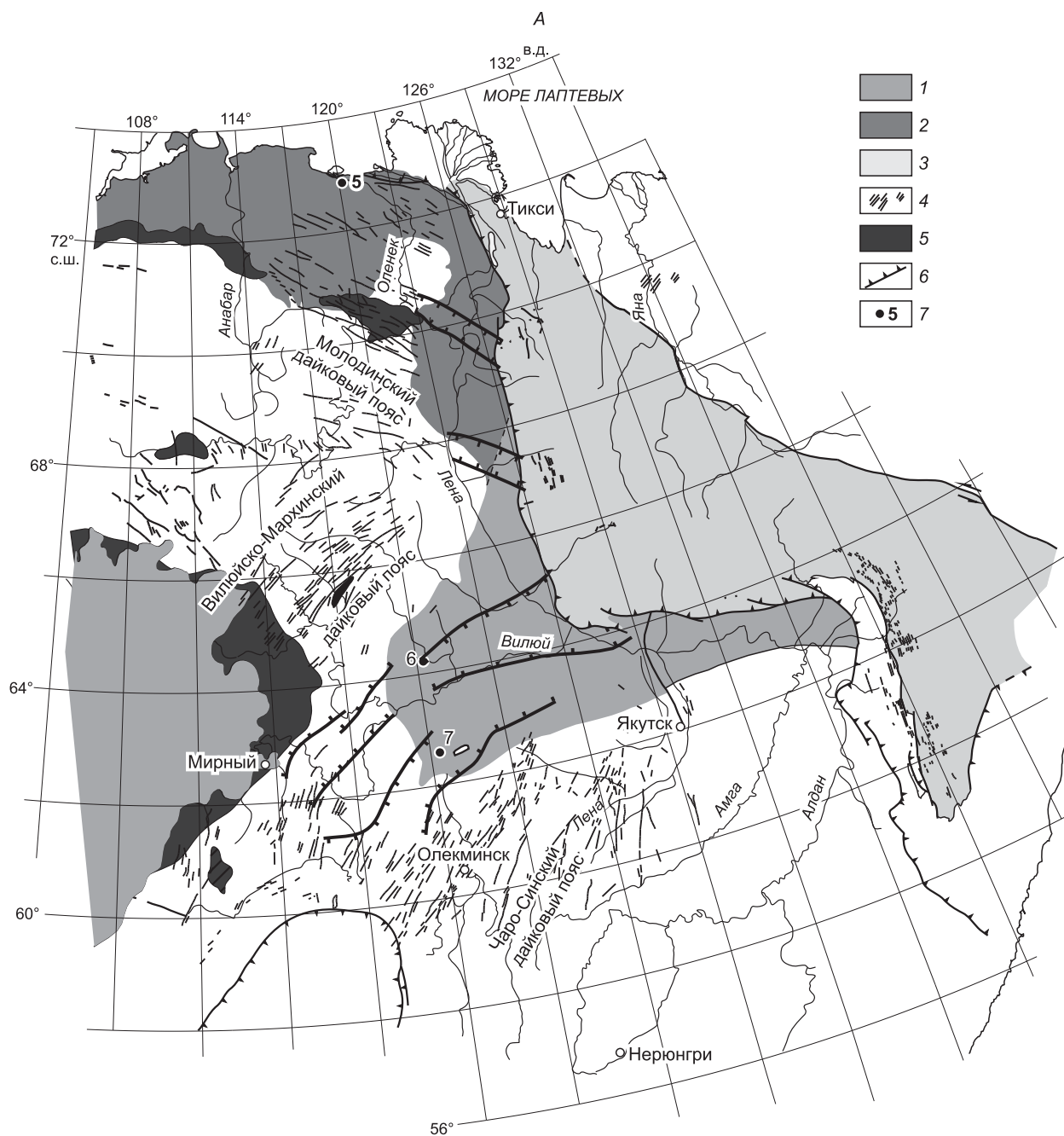


Рис. 5. Эволюция погружения для различных участков (см. рис. 3, А) Енисей-Хатангского прогиба.

Квадратами показаны определения палеотемпературы по отражательной способности витринита по данным [Левчук, 1985; Левчук, Фомин, 1983)]. Эволюция погружения осадочных отложений (сплошные линии) и температурный режим в форме изотерм (штриховые линии с указанной температурой в $^\circ\text{C}$) при поверхностном тепловом потоке 58.8 мВт/м^2 .



ме того, для Усть-Енисейского прогиба модель мгновенного растяжения предсказывала нереально большие коэффициенты β и δ при любых значениях толщины коры и литосферной мантии. Расчеты показали, что для западной и центральной областей бассейна продолжительность активного рифтинга составляла около 20—25 млн лет в триасе, а для восточной части бассейна (Цветково-Паксинская и Нордвикская котловины) — 40 и 20 млн лет в поздней перми. Такие оценки продолжительности активного рифтинга достаточно хорошо совпадают с длительностью базитового магматизма, определенной по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ абсолютным возрастам долеритовых даек Норильского и Гулинского регионов в интервале 223 ± 1 — 245 ± 1.2 млн лет [Dalrymple et al., 1995].

В отношении механизма образования Енисей-Хатангского регионального прогиба существуют разные точки зрения [Добрецов, Полянский, 2010; Конторович, 2011; Фомин, Беляев, 2012]. Модельные оценки позволяют подтвердить рифтовый механизм и уточнить основные этапы формирования Енисей-Хатангского прогиба. Его эволюция, связанная с рифтовым этапом развития, представляется следующим образом. Предрифтовый этап начался на рубеже перми и триаса с излияния траппов, которые ассоциируют со многими рифтами, сопровождающимися магматической активностью [Казьмин, Бяков, 1997]. Как и в других рифтах, платобазальты распространены несимметрично по отношению к рифту,

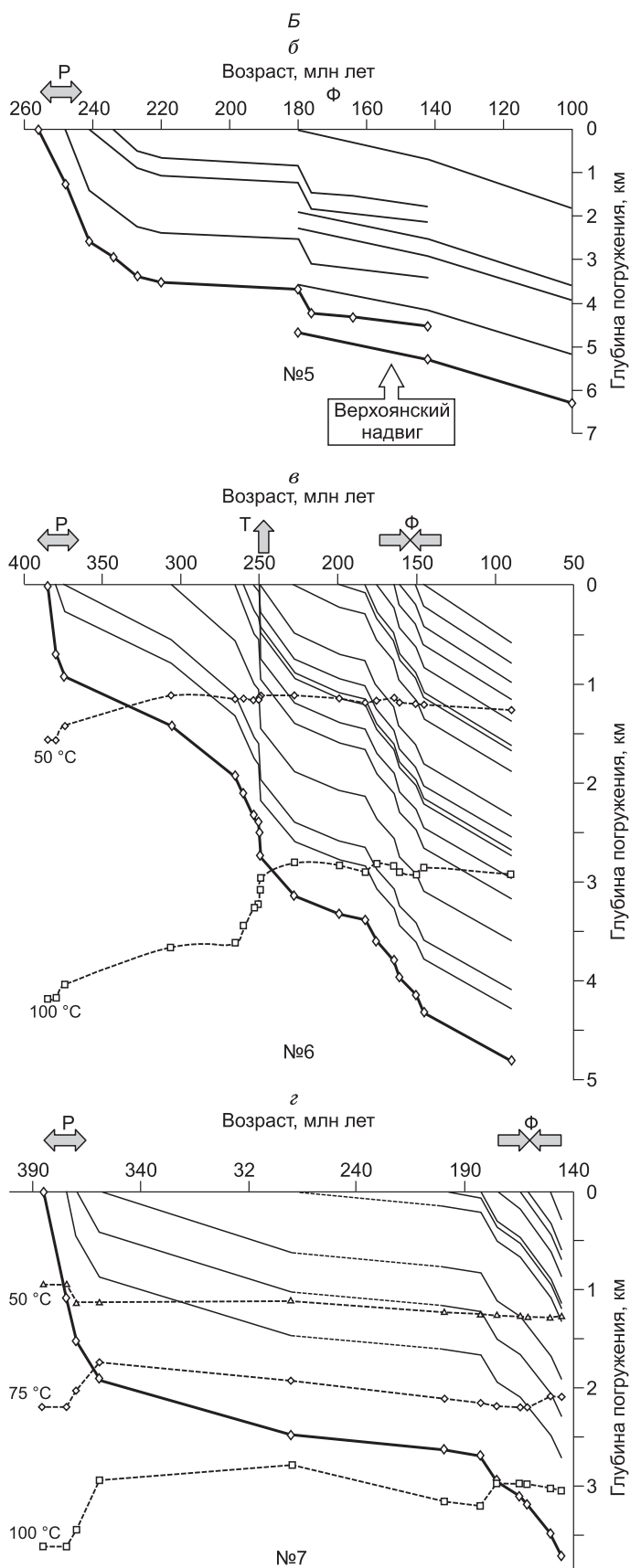


Рис. 6. А — средневерхнепалеозойский структурный ярус по данным [Прокопьев и др., 2001] с изменениями и положение точек палеорекоstructions; **Б** — реконструированные кривые погружения осадочных отложений (сплошные линии) и эволюционные кривые палеотемператур (пунктирные линии).

А: 1 — преимущественно континентальные отложения мощностью до 3 км; 2 — прибрежно-морские отложения мощностью до 3 км; 3 — морские отложения мощностью свыше 3 км; 4 — дайки траппов; 5 — интрузивные траппы; 6 — фронт фанерозойских орогенных поясов; 7 — положение стратиграфических разрезов. *Б:* № 5—7 — скважины, по которым выполнены реконструкции погружения. Р, Т и Ф — этапы растяжения, траппового магматизма и форландового соответственно. б—г — см. текст.

основная их масса расположена на Сибирской платформе.

Подтверждает рифтовую природу прогиба и характер магматизма региона. На предрифтовой стадии, когда растяжение имело рассеянный характер и охватывало гигантскую территорию, на северо-западе Сибирского континента происходили излияния траппов. Последующая концентрация растяжения в Енисей-Хатангской рифтовой зоне, внедрение ультрабазитовой магмы, переход к излияниям щелочно-базальтовых лав, сокращение объема и площади излияний произошли в среднем триасе и продолжались в позднем триасе (как и в Западно-Сибирской рифтовой системе с оценкой 235—220 млн лет по данным [Сараев и др., 2009; Симонов и др., 2010]). По данным [Хаин, 2001], развитие прогиба как единой структуры также началось со среднего—позднего триаса, погружение резко усилилось в юре и продолжалось до среднего олигоцена. Прогиб заполнялся толщей песчано-глинистых осадков, мощность которых составляет 6—11 км, достигая максимума в западной части (районы тройного сочленения с рифтами Западно-Сибирского бассейна).

Можно сделать предположение, что рифтогенез начинался в восточной части прогиба в пермский период и выражался в формировании депрессий с мелководным морем (лагунами). Затем область максимального погружения мигрировала в западном направлении и интенсивность растяжения и погружения значительно увеличилась, вызывая образование трещин растяжения. По разломам внедрялась магма в виде силлов и даек и формировались основные и ультраосновные щелочные комплексы типа Норильского и Гулинского интрузивов.

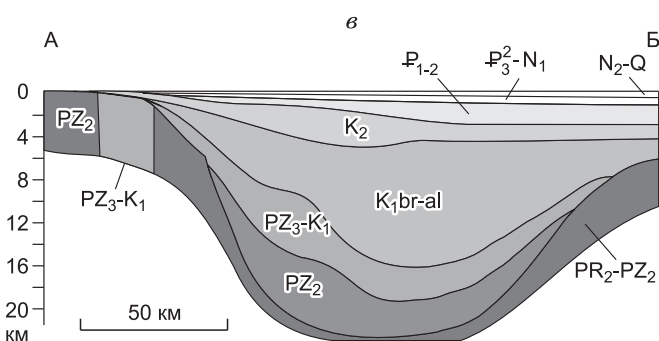
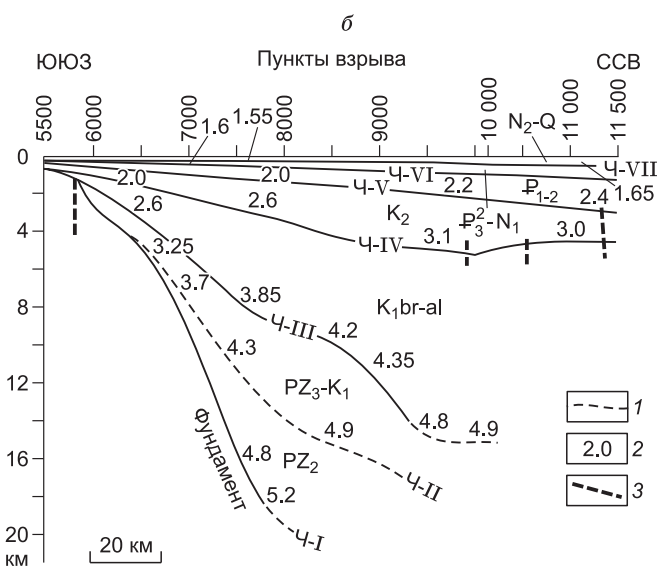
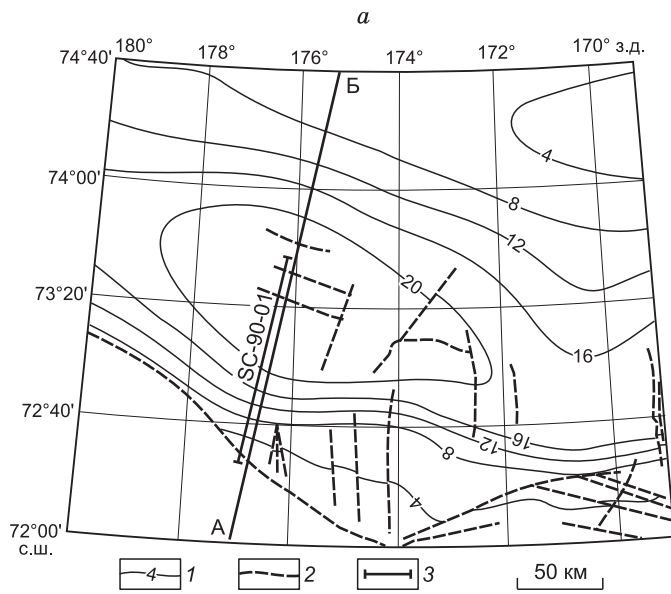


Рис. 7. Строение участков Северо-Чукотского осадочного бассейна.

a — структурная карта по поверхности фундамента в средней части Северо-Чукотского прогиба. 1 — изолинии глубины поверхности фундамента (км); 2 — крупные разломы; 3 — расположение сейсмического профиля SC-90-01. АБ — геологический разрез (см. *в*). *б* — разрез осадочного чехла по профилю SC-90-01 через южный склон и центральную часть Северо-Чукотского прогиба. Расположение профиля показано на части *a*. 1 — сейсмические отражающие горизонты; 2 — значения средних скоростей (км/с); 3 — тектонические нарушения. Ч-I — поверхность фундамента, Ч-II — несогласие на границе девона и карбона, Ч-III — несогласие на подошве баррема в нижнем мелу, Ч-IV — несогласие на границе нижнего и верхнего мела, Ч-V — подошва палеоцена, Ч-VI — подошва верхнего олигоцена, Ч-VII — подошва плиоцена. P₁₋₂ — палеоцен—эоцен, K₂ — верхний мел, K_{1br-al} — нижний мел (баррем—альб), PZ₃—K₁ — верхний палеозой—низы нижнего мела, PZ₂ — средний палеозой, PR₂—PZ₂ — средний протерозой—средний палеозой. *в* — геологический разрез по линии АБ в интерпретации [Артюшков, 2010].

Кроме того, важным фактором служили две мезозойские эпохи горообразования, связанные с закрытием Монголо-Охотского и Аннойского океанов. Они установлены в Верхоянье, Монголо-Охотском регионе, Алтае и Тянь-Шане (т.е. в очень обширном регионе Восточной Азии) по геологическим и трековым данным [Парфенов и др., 2003; De Grave et al., 2004, 2007; Буслов и др., 2008]. По трековым данным они фиксируют раннюю стадию 190—145 млн лет или чаще 170—140 млн лет и более молодую 130—70 млн лет (с подфазами 130—110 и 90—70 млн лет).

Усиление речного стока, связанного с коллизионным горообразованием и рифтогенез, связанный с мантийными плюмами, — два взаимодополняющие процесса, приводившие к четырем эпизодам ускоренного осадконакопления (см. рис. 2 (Тюмень) и рис. 3 (Усть-Енисейский разрез)).

Далее обсудим сейсмогеологические разрезы поперек Енисей-Хатангского (см. рис. 3, 4), Северо-Чукотского прогибов и данные по осадконакоплению Лено-Анабарского и Вилуйского прогибов (рис. 6, *б*—*г*; рис. 7).

Енисей-Хатангский прогиб в части, прилегающей к Сибирской платформе, представляет уникальный пример, где можно надеяться вскрыть почти полный разрез от венда до верхов мела (т.е. в интервале от 650 до 65 млн лет), но для этого требуется не менее уникальный проект сверхглубокой скважины глубиной около 19—20 км. В более раннем разрезе, по данным ГСЗ [Аветисов, Голубков, 1984] (см. рис. 3, *б*), в осевой части Енисей-Хатангского прогиба средняя часть отложений отнесена к P₂—T₂, перекрывается юрско-меловыми терригенными отложениями и залегает прямо на терригенных отложениях рифея—венда (неопротерозоя), а карбонатные отложения раннего—среднего палеозоя (кембрий—ордовик—силур) к осевой части прогиба выклиниваются. Под ними в осевой части прогиба выделена

самая мощная толща метаосадочных пород протерозоя (PR_{1-2}), которые в основании Таймырской складчатой зоны отсутствуют. Суммарная мощность осадочных отложений в осевой части прогиба составляет 25 км, причем половина из них составляет мезозойский разрез.

В более позднем сейсмостратиграфическом разрезе, в интерпретации В.А. Конторовича [2011] (см. рис. 4), мезокайнозойский разрез расчленен на пять комплексов ($T_{2-3} + J_1, J, K_1, K_{1-2}$ и KZ), причем максимальная и сопоставимая мощность около 4 км относится к K_1 и нижним трем горизонтам (от A до T_1) триасовых отложений. Возможно, эти два интервала соответствуют двум рифтовым стадиям, видимым на разрезах Балахинском (см. рис. 5) и Нордвик (см. рис. 5), но с мощностями ниже мела в два раза меньше (1—2 км), как в бортовых частях прогиба (см. рис. 4). Ниже мезозойских отложений в осевой части прогиба на рис. 4 выделен нерасчлененный палеозой с мощностью, сопоставимой с мезозоем и при субсогласном залегании с мезозоем. На «плечах» рифтового прогиба триасовые отложения исчезают и суммарная мощность палеозоя и мезозоя уменьшается в 4—5 раз. В прилегающих к Курейской синеклизе Сибирской платформы и Притаймырском блоке мезозойские толщи выклиниваются (исключая маломощные отложения K_{1-2} в Курейской синеклизе), а мощность палеозоя вновь увеличивается в несколько раз.

В обоих разрезах (см. рис. 3, *Б*, 4) траппы, достигающие мощности 2—3 км в Норильском и Маймеч-Котуйском регионах [Сазонов и др., 2001; Добрецов и др., 2010], в осевой части прогиба либо не выделены, либо намечаются условно над кровлей акустического фундамента A , а на плечах рифта на рис. 3, *б* показаны как маломощные (менее 1 км). Проблема распространения траппов и их мощности относительно мощности T_{2-3} представляется нерешенной, так же как и расчленение палеозойских и допалеозойских отложений (неопротерозой—венд) в прогибе и на его плечах, а также отличие предшествующих мезозою отложений $D_3—C_1$ и $C_2—P_1$ в Курейской синеклизе и Притаймырской зоне.

Кривая для фундамента Лено-Анабарского прогиба (скв. Усть-Оленекская, данные [Прокопьев и др., 2001]) на начальном этапе типична для рифтов: наблюдается резкое ускорение погружения на границе палеозоя и мезозоя, сменяющееся медленной фазой (см. рис. 6, *б*). В мезозое, в поздней юре—начале мела развивается Верхоянский надвиговой фронт, влияние которого на диаграмме погружения соответствует несогласию и изображается в виде разрыва кривых. Фактически на диаграмме рис. 6, *б*, *в*, *г* совмещены данные о двух фазах формирования бассейна: рифтовой и форландовой, причем для надвинутой толщи форма кривой становится вогнутой. Заметим, что период быстрого погружения на границе перми/триаса совпадает с событием траппового магматизма на Сибирской платформе.

Вилуйский осадочный бассейн — крупная впадина общей площадью около 300 тыс. км², расположенная на востоке Сибирской платформы (см. рис. 6, *А*). Она выполнена отложениями мезо- и неопротерозоя, палеозоя и мезозоя. Суммарная толщина всего разреза в наиболее прогнозируемой части превышает 14 км, а по бортам сокращается до 3 км и менее. 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, 2013].

С помощью метода бэкстриппинга и декомпрессии были проанализированы данные по четырнадцати скважинам [Полянский и др., 2013], местоположение двух из которых показано на рис. 6, *А*. Как видно (см. рис. 6, *б*, *в*, *г*), этап рифтогенеза (P) характеризуется быстрыми погружениями в течение 10—20 млн лет, за которыми следуют этапы медленного погружения, вызванного термической релаксацией литосферы. Затем следует стадия форланда (Φ) в средней—поздней юре и в мелу с характерным «ускоренным» типом осадконакопления. В случае сохранения позднепермских-раннетриасовых осадков (см. рис. 6, *в*), фиксируется резкое погружение в короткий интервал времени. Мы связываем это с этапом траппового магматизма на Сибирской платформе. 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—1.4 для коровой части литосферы. При этом доля расширения при рифтогенезе за счет даек в разных частях бассейна составляет от 1 до 12 %. Возраст вилуйских траппов — 370 млн лет по $^{40}Ar/^{39}Ar$ данным [Courtillot et al., 2010] — совпадает с резким ускорением осадконакопления и погружения, вызванного девонским этапом рифтогенеза, определяемого по кривым погружения в большинстве изученных разрезов.

Северо-Чукотский прогиб длиной около 900 км расположен к северу от о. Врангеля и входит в сложную систему прогибов, включая юго-западное ответвление (Дремхедский прогиб) и сочленение на юго-востоке с прогибом Ханна [Косько и др., 2004, 2008]. На северо-западе прогиб переходит в бассейн Вилькицкого и далее, после уступа континентального склона — в глубоководную котловину Подводников с корой океанского типа [Верниковский и др., 2013; Добрецов и др., 2013].

Как видно из рис. 7, большая часть разреза в осевой части прогиба сложена баррем (\pm готерив)-альбскими отложениями мощностью до 10—12 км в осевой части, которые соответствуют главной стадии раскрытия и погружения Канадской котловины (готерив—альб). Баррем-альбские отложения под-

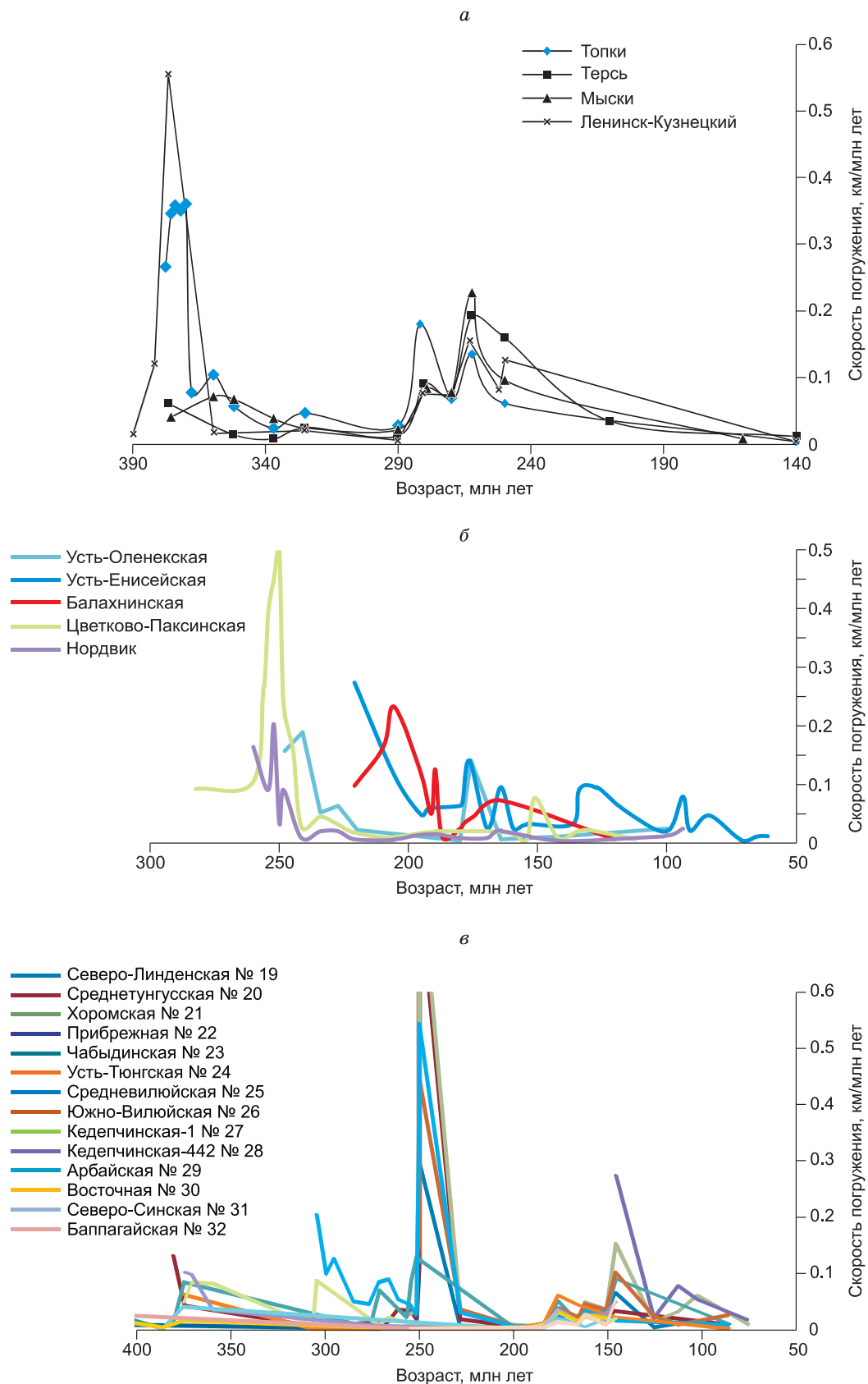


Рис. 8. Сводные графики скорости погружения в разные этапы развития изученных бассейнов.

a — Кузнецкий бассейн, *б* — Енисей-Хатангский бассейн, *в* — Вилуйский бассейн. Шкалы возраста различаются для каждой диаграммы.

стилаются осадочной толщей мощностью до 4 км, которая на разрезе (см. рис. 7, в) обозначена как PZ₃—K₁, но может соответствовать преимущественно берриас-валанжину и соответствовать ранней стадии раскрытия Канадской котловины. Этот разрез перекрывается поздне меловым и кайнозойским комплексом отложений мощностью по 2—3 км каждый.

Баррем-альбские отложения осевой части прогиба вполне соответствуют рифтовой стадии, что подтверждается наличием разломов, по крайней мере, в южной части прогиба и оценкой скорости осадконакопления (10—12 км за 30 млн лет, или 300—400 м/млн лет). Этот вывод подтверждается отсутствием гранитной коры в осевой части прогиба, с сокращением мощности коры в 2 раза (к северу от осевой части) и в 3 раза к югу [Пискарев-Васильев, 2004], что соответствует оценкам рифтовой стадии (см. табл. 1 и 2). Пострифтовая стадия могла соответствовать позднему мелу со средней скоростью осадконакопления 30—40 м за 1 млн лет (на порядок меньше).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог палеорекоконструкций осадконакопления, необходимо указать на два основных фактора: а) корреляция рифтовых стадий с этапами плюмового магматизма; б) группирование скоростей осадконакопления — более 100 м/млн лет (до 470—550 м/млн лет) в рифтовую стадию, 100—70 м/млн лет в промежуточную стадию, 10—20 м/млн лет в пострифтовую стадию.

В качестве примера (рис. 8, а) приведены кривые скорости осадконакопления для Кузнецкого бассейна. Хорошо видны пики высокой скорости осадконакопления для девонской (385—360 млн лет) и позднепермской—раннетриасовой (285—240 млн лет с двумя подстадиями) рифтовых стадий. В девонскую стадию, как отмечено выше, максимальные скорости осадконакопления установлены для разреза Ленинск-Кузнецкий (550 м/млн лет) и Топки (350 м/млн лет), в разрезах Терсь и Мыски достигаются только промежуточные скорости осадконакопления (70 м/млн лет). В пермскую стадию максимальная скорость осадконакопления установлена для разреза Топки в раннюю подстадию (180 м/млн лет), и в стадию, синхронную сибирским траппам (от 150 до 220 м/млн лет). После рифтовых стадий скорость осадконакопления снижается до 50—10 м/млн лет.

Аналогичные кривые построены для Енисей-Хатангского и Вилюйского прогибов и приведены на рис. 8, б, в. Средние скорости для рифтовых стадий на этих рисунках (от 470 до 150 м/млн лет) были приведены выше. Эти резкие различия (в 10 раз и более!) скоростей осадконакопления решающим образом влияют на возможности захоронения органики и ее преобразования в уголь, нефть и газ.

Преобразование органического вещества зависит также от распределения температуры, показанного по результатам моделирования на рис. 1—3. Максимальная температура 300—400 °С достигалась только в «угольных» разрезах Кузбасса (см. рис. 1) и в Усть-Енисейском разрезе (см. рис. 5).

Выше были приведены данные о двух мезозойских эпохах горообразования (170—140 и 130—90 млн лет). Рифтогенез, связанный с мантийными плюмами, и усиление речного стока, связанное с коллизионным горообразованием, — два взаимодополняющие процесса, приводящие к четырем эпизодам ускорения накопления осадков в мезозое и кайнозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-00181, 12-05-31507), интеграционных проектов СО РАН № 76 и ОНЗ РАН № 9.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.И., Голубков В.С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ-ГСЗ // Советская геология, 1984, № 10, с. 86—94.

Артюшков Е.В. Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 61—74.

Беляев С.Ю., Сенников Н.В., Новиков Д.А., Грицко Г.И., Сухорукова А.Ф., Счастливец Е.Л. Геологическое строение Кузбасского угольного бассейна и проблема выбора объектов для поисково-геолого-разведочных работ на метан угольных пластов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М., ВНИИОЭНГ, 2008, № 6, с. 50—55.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Галушкин Ю.И., Лопатин Н.В., Емец Т.П. Численное моделирование эволюции катагенеза отложений юры и триаса // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 279—286.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Л., Гостоптехиздат, 1959, 299 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 4).

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

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.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Е.А., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). СПб., Наука, 2002, 822 с.

Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника, 1997, № 1, с. 20—31.

Косью М.К., Ким Б.И., Кораго Е.А., Пискарев-Васильев А.Л. Восточносибирско-Чукотский седиментационный бассейн. Геологическое строение и история развития // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 341—373.

Косью М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины. 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 16—43.

Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Мальшев Н.А., Сафронов П.И., Гуськов С.А., Ершов С.В., Казаненков В.А., Ким Н.С., Конторович В.А., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Лившиц В.Р., Поляков А.А., Скворцов М.Б. Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1179—1226.

Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1027—1050.

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (11—12), с. 1832—1845.

Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987, 134 с.

Левчук М.А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск, Наука, 1985, 166 с.

Левчук М.А., Фомин А.Н. Катагенез юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 128—131.

Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200000. Серия Кузбасская (листы N-45-VIII. -XV. -XVI. -XXII). Составители: Свиридов В.Г., Дергачев В.Б. Ред. Гинцингер А.Б. М., 1971.

Палеогеография центральной части Советской Арктики // Труды НИИГА / Ред. И.С. Грамберг. Л., Недра, 1967, т. 150, 299 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Пискарев-Васильев А.Л. Геодинамика и геологическая структура арктической окраины России. Геофизическая характеристика // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб., ВСЕГЕИ, 2004, с. 88—99.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971, 248 с.

Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пул-апорт // ДАН, 2001, т. 380, № 3, с. 386—393.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А. Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // ДАН, 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., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П. Стадийность формирования Вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстриппинг-анализа и численного моделирования // ДАН, 2012, т. 443, № 4, с. 486—491.

Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 163—183.

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.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Пермотриасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4—20.

Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. Физико-химические условия плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1277—1297.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.

Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987 (9), с. 3—11.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов Л.В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.

Сягаев Н.А. О тектонике Хатангской впадины // Советская геология, 1966, № 3, с. 69—83.

Фомин М.А., Беляев С.Ю. Состав и строение фундамента Енисей-Хатангского регионального прогиба и его возможная геодинамическая природа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (Тез. докл.). Иркутск, ИЗК, 2012, с. 131—133.

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.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, 606 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 753—760.

Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д., Чехович В.Д. Тектоническая карта Восточной Арктики. М-6 1:2 500 000. Новосибирск, Изд-во ИНГТ СО РАН, 2011, 2 листа.

Шеплев В.С., Ревердатто В.В. Исследование модели рифтогенеза // ДАН, 1994, т. 334, № 1, с. 343—348.

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.

Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance Ar/Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, № 10, p. 2071—2083.

De Grave J., Buslov M.M., van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India—Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan J. Sci., 2004, v. 21, № 41, p. 121—122.

De Grave J., Buslov V.V., van den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 194—213.

Jarvis G.T., McKenzie D.P. Sedimentary basin formation with finite extension rates // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 48, p. 42—52.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, p. 25—32.

McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of lithosphere // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 625—679.

Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift zone: a numerical modelling approach // Tectonophysics, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.

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.

*Поступила в редакцию
30 января 2013 г.*