

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА БУРЕЙНСКОГО БАСЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

Е.П. Развозжаева¹, П.Н. Прохорова¹, В.В. Лапковский²

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: rep@itig.as.khb.ru

²ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, пр-т Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: LapkovskiiVV@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 6 апреля 2016 г.

Проведено одномерное моделирование Кындалского грабена Буреинского бассейна по трем глубоким скважинам. Приводится методика бассейнового моделирования с описанием основных алгоритмов, положенных в его основу. Дана краткая геолого-геофизическая характеристика исследуемого объекта с акцентом на параметры, необходимые для моделирования. В результате рассчитаны общая и тектоническая истории погружения, скорости седиментации, геодинамические параметры растяжения и тепловая история формирования и эволюции Кындалского грабена Буреинского бассейна.

Ключевые слова: 1D бассейновое моделирование, история погружения, backstripping-процедура, рифтогенез, модель Маккензи, тепловая история, Кындалский грабен, Буреинский бассейн, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем позволяет проследить эволюцию осадочного бассейна во времени по мере заполнения его осадками, которые в конечном итоге могут образовывать или содержать углеводороды (УВ). Этот процесс можно разделить на две относительно независимые части: моделирование истории погружения, тектоники, термического развития и моделирование процессов генерации, миграции, аккумуляции и сохранности УВ в бассейне. За первой частью в зарубежной литературе закрепился термин «бассейновое моделирование» («basin modeling»), за второй – «моделирование углеводородных систем» («petroleum system modeling») [1]. В нашем случае логично придерживаться этой терминологии, хотя в отечественной литературе под термином «бассейнового моделирования» понимается прежде всего моделирование УВ систем. При бассейновом моделировании исследования проводятся, как правило, с использованием 1D моделей по скважинам. При моделировании миграции УВ обычно применяется 2-D или 3-D программное обеспечение, разработанное специально для моделирования потока флюидов. Основой являются разрезы

и карты, построенные преимущественно по данным сейсморазведки. Исходным материалом в любом случае является весь комплекс геологических, геофизических и геохимических данных по исследуемому бассейну или части его.

Моделирование осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем в последние десятилетия стало весьма популярным, особенно в крупных производственных компаниях в модификации 3D для прогноза генерации и миграции флюидов, сохранности УВ и т.д. [11–13, 15, 22, 26, 28, 29, 31 и др.]. Одновременно появились и критические статьи, в которых авторы критикуют либо саму осадочно-миграционную гипотезу образования нефти, положенную в основу алгоритма моделирования УВ систем [24], либо подвергают сомнению возможность учета всех факторов миграции УВ [1]. Тем не менее очевидно, что моделирование открывает новые возможности в изучении осадочных бассейнов. В работе [1] отмечается, что в основном познание геологии бассейна происходит во время построения 1D модели, когда осуществляется интеграция геологических знаний о бассейне. Поэтому «самый ценный продукт, полученный из моделирования – не расчетное количество тонн или баррелей генерированной или мигрированной нефти, а знания,

приобретенные в процессе построения модели и ее оптимизации!» [1].

На сегодняшний день существуют несколько компьютерных программ по моделированию бассейнов: MatOil, Genex, Temis, PetroMod, ГАЛО (МГУ) и др. Пакеты программ по моделированию бассейнов характеризуются разными подходами к рассмотрению термических, геохимических и гидродинамических проблем формирования и эволюции бассейнов.

В Дальневосточном регионе компьютерное моделирование применялось при изучении осадочных бассейнов Сахалина и Охотоморья [11, 12, 22]. Бассейны континентальной части Дальнего Востока изучены значительно хуже, тем не менее, есть примеры применения компьютерных технологий расчета термической истории для одной из площадей в Перяславском грабене [6]. Настоящая статья знакомит с результатами одномерного моделирования, проведенного для Кындальского грабена Буреинского осадочного бассейна с помощью программы PetroMod в сотрудничестве с Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука [19].

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Методика моделирования осадочных бассейнов и углеводородных систем рассматривается во многих работах. Ниже приводится краткое описание основных этапов моделирования по материалам [3, 4, 6, 7, 10, 13, 14, 22, 27].

При моделировании, независимо от используемого пакета программ, выделяются два основных этапа. Первый этап включает создание базы геологических, геофизических и геохимических данных по строению и развитию бассейна и подготовку исходных параметров для моделирования бассейна. В результате получаем дискретизированное численное представление геологической среды на основе собранной базы данных. Второй этап – непосредственно процесс моделирования: истории погружения, параметров рифтогенеза, тепловой истории, генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в бассейне. Блок-схема процесса моделирования показана на примере компьютерной системы ГАЛО [3]. Она демонстрирует последовательность этапов моделирования и их взаимосвязь с исходными данными (рис. 1). В схеме блок исходных данных разделен на два: блок измеренных и блок вычисленных данных.

Исходные данные

Основой для построения численной модели является сбор, изучение и анализ всех имеющихся данных об объекте исследования. Блок ввода данных включает [3, 4, 10 и др.]:

- данные по современной структуре бассейна:
- глубины залегания осадочных слоев;
- их литологический состав;
- петрофизические характеристики пород, слагающих осадочные комплексы;
- привязка к геологическому времени:
- абсолютные датировки геологических границ;
- периоды размывов/отсутствия осадконакопления;
- данные по палеогеометрии бассейна:
- присутствующие перерывы и несогласия;
- палеоглубины бассейна;
- граничные условия:
- значения среднегодовой температуры на поверхности Земли;
- значения теплового потока;
- мощности земной коры и литосферной мантии;
- индикаторы палеотемпературной истории бассейна:
- изменения отражательной способности витринита;
- оценки степени зрелости органического вещества пород по характеристикам биомаркеров и другие;
- геохимические характеристики материнских пород:
- содержание общего органического углерода;
- водородный индекс;
- тип керогена.

Этапы моделирования

Реконструкция истории погружения

Необходимым исходным элементом моделирования почти всегда является реконструкция истории погружения фундамента осадочного бассейна (ОБ) [13]. Техника одномерного компьютерного моделирования по вертикальным разрезам (скважинам и псевдо-скважинам), позволяющая реконструировать историю погружения осадочного бассейна, восстановить мощности слагающих его осадочных толщ называется backstripping-анализ. Методика backstripping-анализа рассмотрена во многих работах, в частности в [3, 4, 10, 14 и др.]. Суть его заключается в последовательном снятии слоев (как правило, соответствующих выделяемым в разрезе свитам), начиная с самого молодого, восстановлении их первоначальной мощности с учетом изменения палеоглубин, колебаний уровня моря и вычислении общего и тектонического погружения бассейна (рис. 2).

Входными данными для реконструкции истории погружения служат: 1) современный геологический разрез (порядок залегания слоев, их мощность, глуби-

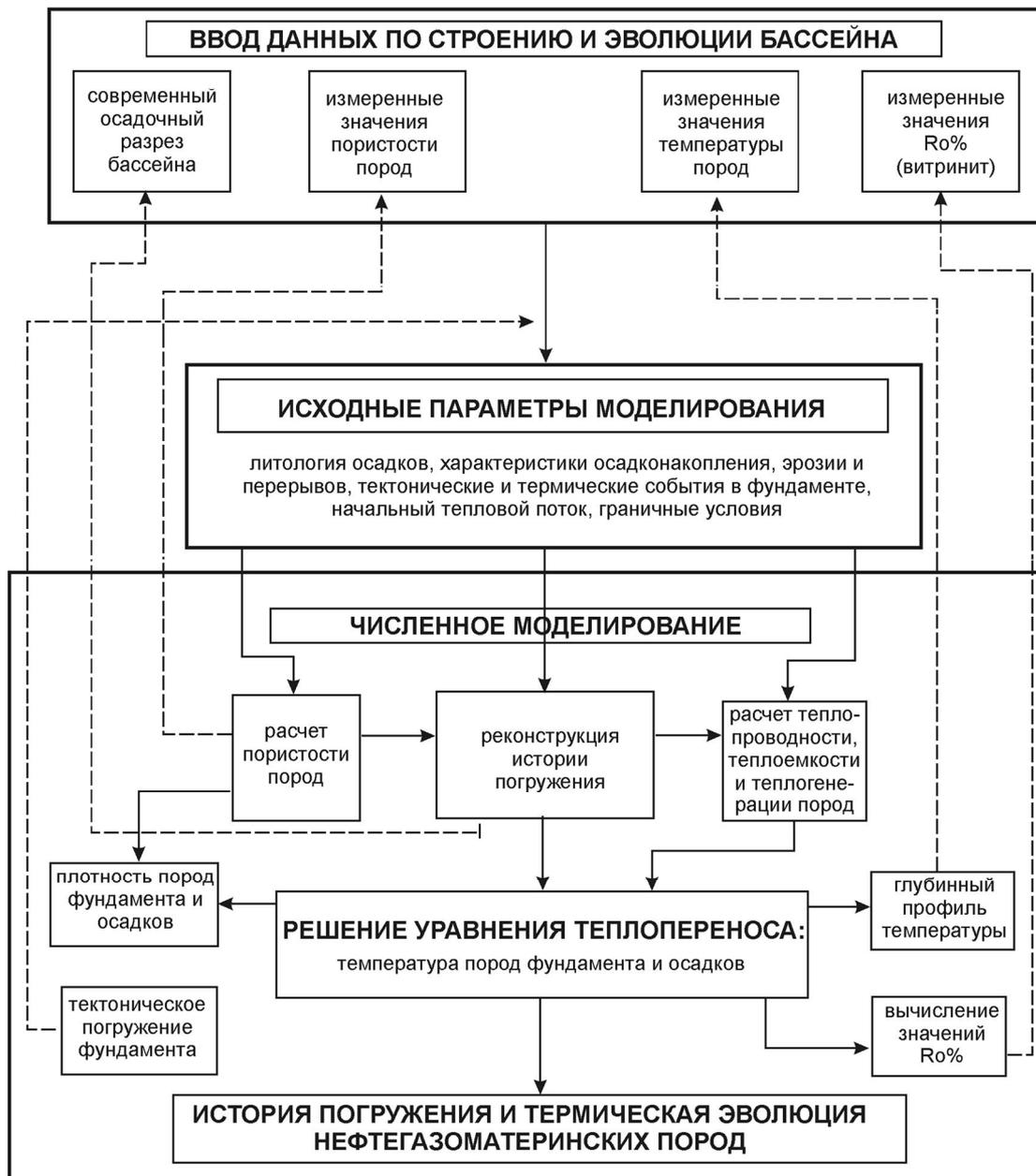


Рис. 1. Блок-схема моделирования осадочных бассейнов на примере компьютерной системы ГАЛО [3].

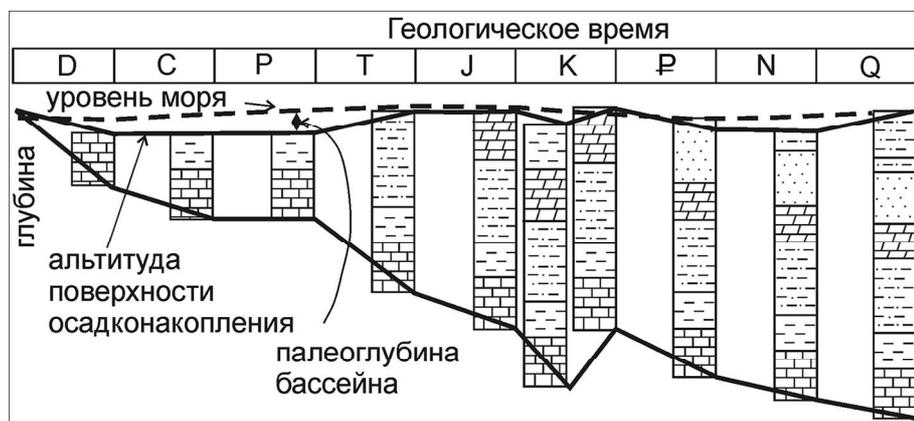


Рис. 2. Иллюстрация backstriping-процедуры вычисления истории погружения бассейна по скважине с учетом эвстатических колебаний уровня моря и палеоглубин бассейна [4, 13].

на залегания и литологический состав), 2) перерывы и несогласия, присутствующие в разрезе, 3) абсолютные датировки геологических границ, 4) определения палеоглубин бассейна, 5) соотношения, описывающие уплотнение пород с глубиной.

Литологический состав и физические свойства отложений необходимы для введения поправки за уплотнение пород при погружении. Для введения поправки необходимо знать зависимость пористости от глубины залегания слоя. Она задается либо на основании скважинных замеров пористости, либо рассчитывается, исходя из литологического состава слоя и статистических кривых изменения пористости отдельных типов пород с глубиной. Литологическая характеристика слоя задается в процентном содержании основных типов пород, и при расчетах предполагается их независимое уплотнение.

В случае эрозии необходимо оценить ее величину. Для определения величины эрозии существуют прямые и косвенные методы [14]. В первом случае по двумерному геологическому, а чаще сейсмическому профилю путем интерполяции оценивается размытая часть слоя (в случае выдержанной мощности или ее линейного изменения). Ко второму методу относятся несколько способов, основанных на необратимых изменениях физических свойств вещества в зависимости от глубины погружения. Перерыв в осадконакоплении вводится в разрез как слой с нулевой мощностью; эрозия – как слой с отрицательной мощностью, величина которой равна амплитуде эрозии.

На основании восстановленных мощностей слоев, учета эрозии и продолжительности этапов их отложения рассчитывается история общего погружения бассейна (рис. 2). Общее погружение бассейна складывается из тектонического погружения, вызванного действием эндогенных сил, и изостатического, обусловленного весом осадков. Путем вычитания веса осадков рассчитывается тектоническое погружение. Важность этого параметра заключается в том, что он характеризует тектонические процессы, вызвавшие погружение бассейна и позволяет сравнивать различные бассейны, независимо от разницы в литологии, мощности осадков и т.д. Кривые тектонического погружения для разного типа бассейнов при условии непрерывного осадконакопления имеют свои особенности. К настоящему времени получены характерные виды кривых тектонического погружения для различных типов ОБ: бассейнов растяжения, передовых прогибов, бассейнов пассивных окраин, внутрикратонных бассейнов и др. [14]. Сравнивая кривую тектонического погружения, полученную по реальному разрезу конкретного региона, с эталонными кривыми,

можно выделить те или иные тектонические этапы в его развитии.

При backstripping-процедуре также вычисляются скорости общего и тектонического погружения и осадконакопления. Скорость осадконакопления того или иного стратиграфического подразделения (свиты) определяется делением его мощности, восстановленной с помощью «backstripping-процедуры», на промежуток времени его накопления. Скорость тектонического погружения, полученная при делении его на период растяжения, характеризует интенсивность тектонических процессов, применяется при корреляции событий, сопоставлении их интенсивности и последовательности во времени.

Вычисление параметров рифтогенеза

На этом этапе рассчитываются геодинамические параметры литосферы, определяющие тектоническое погружение моделируемого осадочного бассейна. Моделирование происходящих в литосфере процессов является чрезвычайно сложной задачей, и в настоящее время рассчитаны только некоторые модели. Широкое применение получила модель рифтинга Д. Маккензи [30]. В ней выделяются два периода: фаза растяжения литосферы с утонением коры и верхней мантии, происходящим с линейно уменьшающейся по мере поднятия астеносферы и постоянной на протяжении всего периода рифтинга скоростью, а затем фаза остывания с почти полным восстановлением первоначальной мощности литосферы (рис. 3):

$$v_z(z) = \frac{z}{h_0} v_m, \text{ где } z - \text{глубина, } v_m - \text{максимальная}$$

скорость, h_0 – начальная мощность литосферы.

Утонение литосферы описывается посредством показателя растяжения β , который равен отношению начальной мощности (h_0) к мощности после растяжения. Связь показателя растяжения, максимальной скорости (v_m) и времени растяжения (t_s) описывается формулой [27]:

$$t_s = \int_{h_0/\beta}^{h_0} \frac{h_0}{z v_m} dz = \frac{h_0 \log \beta}{v_m};$$

Эта упрощенная модель является достаточно корректным приближением к фактическим данным опускания земной коры в изученных рифтовых бассейнах [4, 21]. Вследствие своей простоты она получила широкое распространение и не только для рифтогенных, но и для некоторых других типов бассейнов [4].

В современных программных продуктах применяется модифицированная модель рифтинга двухслойной литосферы, учитывающая изостатическую компенсацию и термическое расширение в результате

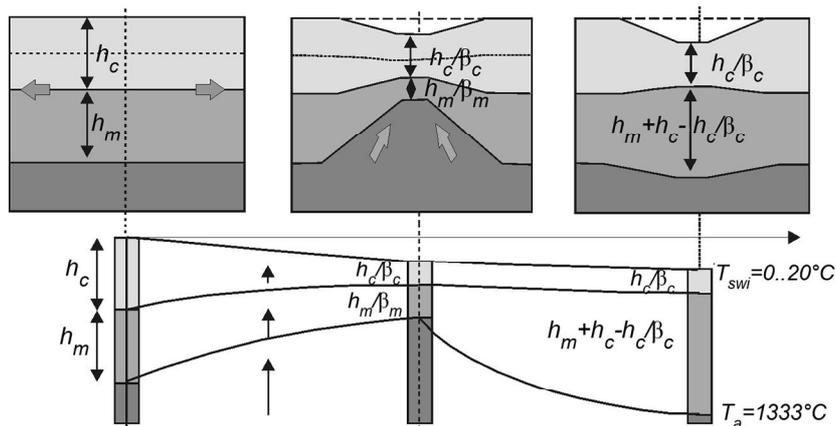


Рис. 3. Иллюстрация модели рифтинга Маккензи с постоянной во времени скоростью растяжения, линейно увеличивающейся с глубиной [28].

Показано утонение коры и мантии в период растяжения и восстановление мощности литосферы в период остывания.

h_c , h_m – мощности коры и мантии; β_c , β_m – коэффициенты растяжения коры и мантии, T_{swi} , T_a – температура в кровле и подошве литосферы.

растяжения. Предполагается двухслойная литосфера, состоящая из земной коры и литосферной мантии, поэтому вычисляются два коэффициента растяжения, для коры – β_c , верхней мантии – β_m (рис. 3). Растяжение вызывает утонение литосферы, т.е. поднятие кровли астеносферы и опускание кровли земной коры. Поднятие горячей астеносферы приводит к нагреванию литосферы. Тектоническое погружение – это разница между изостатической компенсацией и тепловым расширением литосферы. Изостатическая компенсация предполагает, что вес вертикального столба воды, осадочного чехла, коры и мантии является величиной постоянной, а изменение одной из составляющих по мощности (модель Эри) или плотности (модель Платта) должно компенсироваться изменением другой или других составляющих:

$$\rho_w g h_w + \sum_{i=0}^n \rho_{si} g h_{si} + \rho_{cu} g h_{cu} + \rho_{cl} g h_{cl} + \rho_m g h_m + \rho_a g h_a = \text{constant}, \text{ где } \rho_w, h_w, \rho_s, h_s, \rho_{cu}, h_{cu}, \rho_{cl}, h_{cl}, \rho_m, h_m,$$

ρ_a, h_a – плотность и мощность воды, осадочных слоев, верхней и нижней коры, мантии и астеносферы, соответственно. Делается допущение, что для каждого вертикального столба изостатическая компенсация является независимой.

Тепловое расширение литосферы приводит к уменьшению плотности в соответствии с формулой:

$\rho(H) = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0)]$, где ρ_0 – плотность начальная при поверхностной температуре $T_0 = 20^\circ\text{C}$, α – показатель линейного расширения (равен $3.28 \times 10^{-5} / ^\circ\text{C}$). Учитывается также образование радиогенного тепла в верхней коре.

Исходными данными для расчета модельной кривой тектонического погружения являются мощности дорифтовой и пострифтовой земной коры и литосферной мантии (для предварительной оценки коэффициентов растяжения) и период рифтогенеза. Полученная теоретическая кривая, рассчитанная при заданных коэффициентах растяжения и мощно-

сти двухслойной литосферы, с учетом изостазии и термического расширения литосферы, сравнивается с наблюдаемой кривой тектонического погружения, полученной на основе backstripping-процедуры. Максимальное приближение модельной кривой к наблюдаемой достигается путём перебора вариантов первой кривой при меняющихся коэффициентах растяжения и мощности двухслойной литосферы. Наилучшее соответствие отвечает наиболее подходящему модельному варианту, что позволяет предсказать величины переменных геодинамических параметров, наиболее близких к существовавшим при рифтогенезе.

Моделирование тепловой истории бассейна

Моделирование тепловой истории включает расчет плотности теплового потока, теплофизических свойств осадочных пород и температур на протяжении всей эволюции бассейна. Для расчета решается задача тепломассопереноса в литосфере, включающей осадочную толщу, земную кору и литосферную мантию. Уравнение теплового переноса основано на том, что изменение внутренней энергии в элементе объема, вызванное температурой, равняется теплу, проведенному в или из элемента объема, + тепло, перенесенное в процессе конвекции, + производство радиогенного тепла. Граничными условиями являются температура на поверхности осадочной толщи и температура в основании литосферы. Верхним граничным условием является температура «нейтрального» слоя (T_n – на суше) или температура на поверхности раздела «осадочные породы – вода» (T_{swi} – в условиях моря). В первом случае используется усредненная по годовым колебаниям температура земной поверхности, то есть температура нейтрального слоя, не подверженная влиянию сезонных колебаний температуры воздуха, с учетом географической палеошироты бассейна. В случае морского осадконакопления в программе заложена опция расчета T_{swi} в зависимости от глубины моря.

Тепловой поток в осадочной толще вычисляется как разность теплового потока, поступающего из фундамента бассейна, и теплового потока на поверхности осадочного бассейна, с учетом радиогенного тепла, образующегося в самих осадках.

Тепловой поток из основания осадочной толщи складывается из конвективного тепла, поступающего из астеносферы, и кондуктивного тепла в самой литосфере. Для определения конвективного теплового потока из основания литосферы используется либо значение современного теплового потока с последующей экстраполяцией во времени, либо применяется модель равномерного растяжения Д. Маккензи [30] с температурой астеносферы $T_a = 1333^\circ\text{C}$ (3/4 температуры плавления пиролита). Постулат фиксированной и известной температуры в основании литосферы является важным допущением в моделях теплового потока [27]. Конвективный фактор, связанный с растяжением литосферы при рифтинге по модели Маккензи, зависит от скорости подъема литосферы, времени рифтинга и коэффициентов растяжения коры и мантии [27].

Расчет теплового потока в литосфере производится из формул:

$$q = \lambda_b \frac{T_b - T_{swi}}{h_i}, \quad h_i = \frac{h_m}{\lambda_m} + \frac{h_c}{\lambda_c} + \frac{h_s}{\lambda_s},$$

где λ_b и h_i – средняя теплопроводность и мощность литосферы с соответствующими свойствами верхней мантии λ_m , h_m , коры λ_c , h_c и осадков λ_s , h_s . Распределение теплофизических свойств с глубиной в коре и мантии задано по [9]. При расчетах теплового потока в литосфере учитывается образование радиогенного тепла в коре, предполагается, что в мантии оно равно нулю.

Расчет температуры (T_{bs}) в осадочной толще с количеством осадочных слоев « n », тепловым потоком из основания осадков (q_{bs}) и повышением температуры (ΔT_i) внутри слоя « i » определяется из формулы:

$$T_{bs} = T_{swi} + \sum_{i=1}^n \Delta T_i.$$

Общая теплопроводность для каждого слоя (λ_i) вычисляется как геометрическое среднее значений теплопроводности воды (λ_w) и породы (λ_r) с пористостью (ϕ):

$$\lambda_i = \lambda_r^{(1-\phi)} \lambda_w^\phi.$$

Значения теплофизических параметров литофаций могут определяться как по данным изучения петрофизических свойств конкретной породы из керна скважины изучаемого района, так и на основании среднемировых данных для основных литологических единиц осадочных пород [27]. Численные алгоритмы программы позволяют получить зависимости

теплофизических параметров пород (теплопроводность, удельная теплоемкость, теплогенерация) от их литологического состава, пористости и температуры.

Дополнительное тепло, выделяемое при распаде радиоактивных элементов, содержащихся в минералах осадочной толщи (Q_r), рассчитывается следующим образом [27]: $Q_r = 0.01\rho_r(9.52U + 2.56Th + 3.48K)$, где ρ_r – плотность пород, $\text{кг}/\text{м}^3$; U , Th , K – концентрации урана и тория в ppm, калия (%), тепловой поток – в $\text{мВт}/\text{м}^3$.

Результирующее увеличение значений теплового потока (Δq) в слое мощностью (h) в результате образования радиогенного тепла вычисляется следующим образом:

$$\Delta q = (1 - \phi)hQ_r.$$

Полученные модели теплового потока калибруются на основе измеренных пластовых температур в скважинах, либо на основе показателей термальной зрелости пород. В большинстве случаев для определения термальной зрелости используются значения отражательной способности витринита, измеренные в масле (Ro). Значения Ro рассчитываются с применением кинетической модели термического созревания витринита Дж. Свини и А. Бурнхам (1990 г.) [3, 27]. Эта модель учитывает не только температуру в осадочной толще, но и временной фактор. Полученные в результате ее применения модельные значения Ro проверены на ряде бассейнов и показали хорошую сходимость с измеренными значениями Ro [3].

ИСХОДНАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА (БУРЕИНСКИЙ БАССЕЙН) Общие сведения

Буреинский бассейн (ББ) является наиболее хорошо сохранившимся элементом Буреинского краевого прогиба в составе пограничной структуры, разделяющей Буреинский массив и Сихотэ-Алинский орогенный пояс (рис.4) [8]. В осадочном чехле ББ выделяются нижняя моласса, представленная верхнетриасово-юрскими морскими осадками и верхняя моласса, сложенная среднеюрско-меловыми континентальными угленосными отложениями (рис.4). Последние слагают в центральной части ББ крупную синклинальную структуру – Кындальскую грабен-синклиналь, осложненную в центральной части Кындальским грабеном (КГ) (рис. 4, 5). КГ изучен наиболее детально, здесь проведены сейсморазведочные работы МОГТ, пробурено пять глубоких скважин (более 3 км), в их числе три скважины, по которым проведено 1D моделирование (рис. 5). С запада грабен ограничен Кындальской, с востока Ургальской крупными разломными зонами (рис. 5). Он вытянут в север-се-

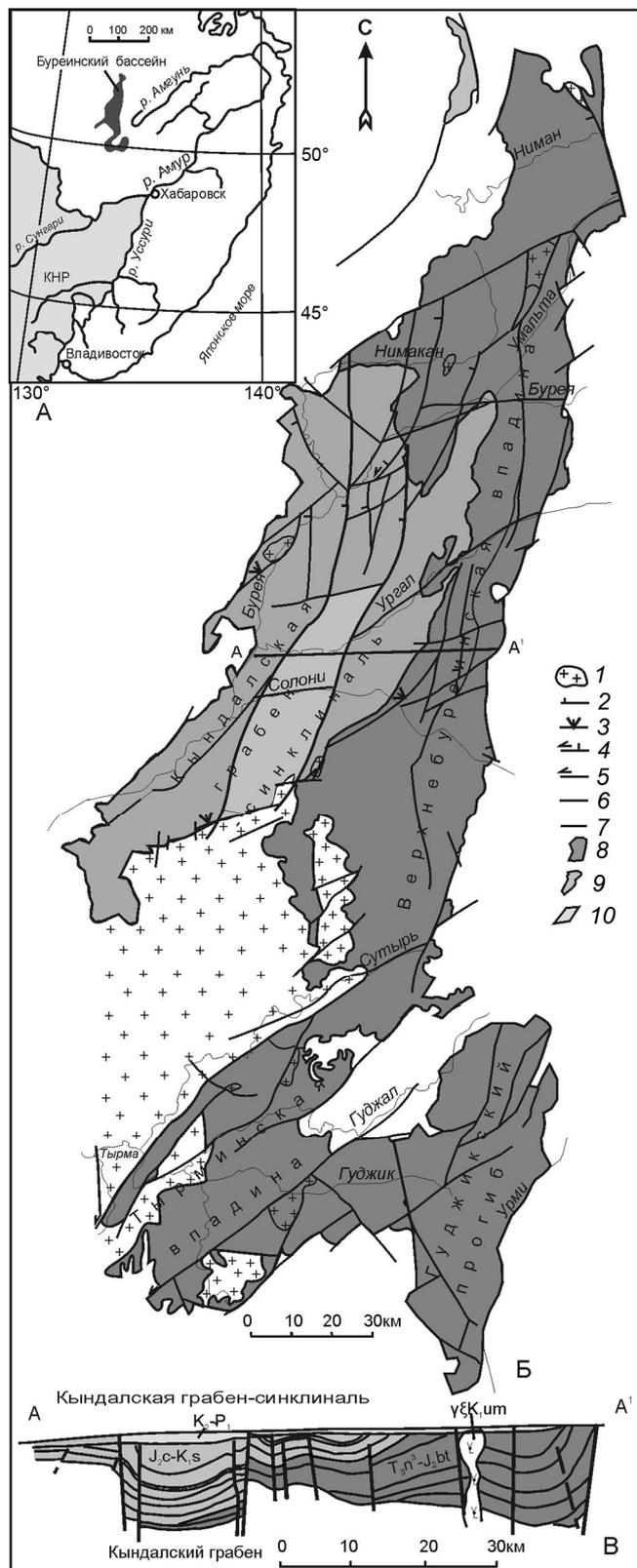


Рис. 4. А – Географическое положение Буреинского бассейна. Б – Структурно-тектоническая схема Буреинского бассейна [2]; В – поперечный разрез осадочного чехла (по Морозову и др., 1972 г.).

1 – выходы фундамента на уровень эрозионного среза; 2–6 – разломы: 2 – сбросы, 3 – взбросы, 4 – сбросо-сдвиги, 5 – сдвиги, 6 – неустановленной кинематикой; 7 – границы Буреинского бассейна и его структурных подразделений; 8 – верхнетриасово-юрские морские отложения; 9 – среднеюрско-меловые отложения; 10 – Кындальский грабен.

веро-восточном направлении на 56 км при максимальной ширине 17 км. В его пределах выделяются структуры более высокого порядка: погружения и прогибы, поднятия и локальные антиклинальные структуры.

Стратиграфия

Осадочный разрез КГ включает (снизу вверх) талынджанскую свиту, ургальскую серию, чагдамынскую, чемчукинскую, йорекскую, кындалскую свиты и песчаниковую толщу (рис.5). Каждая свита имеет свои литолого-фациальные особенности, но в целом осадочный чехол КГ характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже конгломератов, углей и редко туфов, залегающих преимущественно согласно [2]. Локальные угловые несогласия проявляются в кровле ургальской серии, в подошве йорекской и кындальской свит [2, 20]. Кроме того, песчаниковая толща (маастрихт–даний) после значительного перерыва, связанного с инверсией, с угловым несогласием перекрывает выходящие на эрозионный срез различные свиты (рис. 4 В). Общая мощность осадочного чехла по сейсмическим данным составляет в погружениях более 4.5 км.

Основные тектонические события

В келловее вдоль системы северо-восточных сдвигов, расклевших субмеридиональную окраину континента, морские воды по проливам, открытым к северо-востоку, проникли вглубь континента. В ББ заложилась Кындальская грабен-синклинали (КГС) северо-восточного простирания [20]. В этот период в обстановке морского залива накопилась нижняя подсвита талынджанской свиты. Продолжавшаяся активизация северо-восточных сдвигов привела к воздыманию северной части Сихотэ-Алинского моря [8]. В ББ это привело к установлению континентального режима, в условиях которого формировалась верхняя подсвита талынджанской свиты. В оксфорде–кимеридже осадконакопления, вероятно, не происходило, а местами, возможно, был размыв [2]. В титоне воздымание сменяется растяжением и начинается следующий этап формирования КГС – титон-нижнеаптский. В этот период накопились угленосные отложения ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит мощностью около 2-х км. Причем площади осадконакопления значительно превышали КГС. Отложения этого возраста распространены южнее в Тырминском

и Бирском прогибах и в Китае, к северу сохранились в отдельных выходах ургальской свиты. Накопление следующего осадочного комплекса в КГС началось после небольшого перерыва в середине апта, связанного вновь с тектонической активизацией СВ разломов. Образуются Кындальский, Ургальский и другие разломы (рис. 5). Обособился Кындальский грабен, в котором в дальнейшем происходило максимальное осадконакопление, в то время как борта прогиба начали размываться, а площадь бассейна сокращаться. Сформировались йорекская и кындальская свиты мощностью более двух километров. В период накопления кындальской свиты морские воды периодически проникали в ББ. В позднем мелу обширная территория, включающая ББ, подвергается интенсивному сжатию. Процессы сжатия привели к воздыманию, складко- и разломообразованию, сокращению размеров бассейна. В КГ произошло надвигание бортов по краевым разломам, образование принадвиговых антиклинальных складок, размыв бортов и верхов кындальской свиты (рис. 5), причем на юге КГ сжатие было более интенсивным (рис. 5). В маастрихте–дании накоплением песчаниковой толщи фиксируется короткий этап растяжения и погружения в ББ.

Оценка величины эрозии

При 1D моделировании КГ на первом этапе величина эрозии была оценена прямым методом. Для этого были использованы структурная карта и поперечные сейсмические разрезы (рис. 5). Скважины 1ПР и 1С расположены на Восточном поднятии, скважина 1А – в замковой части антиклинальной принадвиговой складки (рис. 5). Восточное поднятие, судя по временным сейсмическим разрезам, является, с одной стороны, конседиментационным, с другой стороны – осложнено постседиментационными складками, образовавшимися в зоне Ургальского взбросо-надвига [20]. Поэтому его амплитуда складывается из двух составляющих. Увеличение мощности отложений на Восточном поднятии в период осадконакопления обусловлено положением депоцентра в титоне–апте на востоке КГС, что зафиксировано на временных разрезах [2]. Оно оценивалось как разность мощностей осадочного разреза на Восточном поднятии и соседнем Центральном погружении (рис. 5 А) без учета мощности альб-сеноманской кындальской свиты. В скв. 1С мощность осадочной толщи без кындальской свиты составляет 2559 м, в центральной погруженной части – на 100–150 м меньше. Суммарная амплитуда Восточного поднятия на структурной карте по подошве йорекской свиты составляет 900–950 м (рис. 5 А). Следовательно,

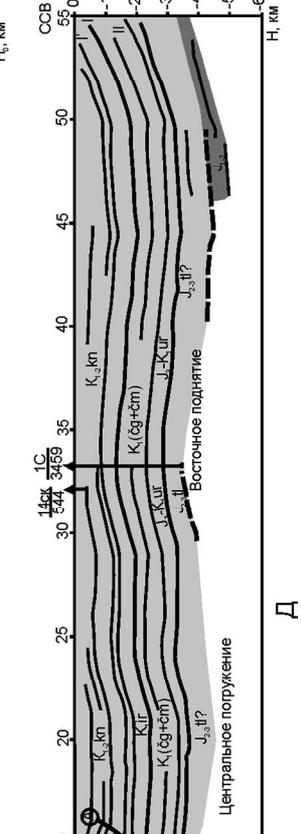
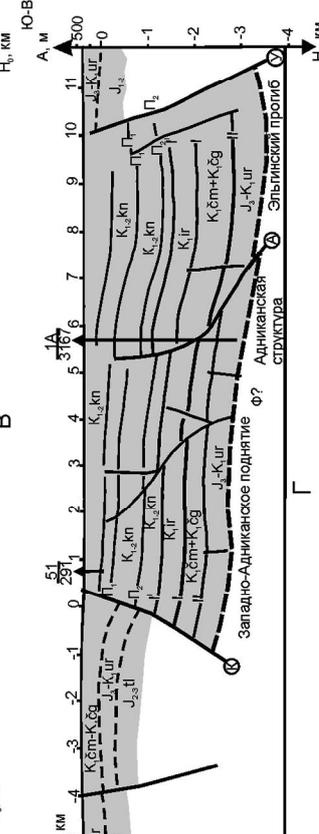
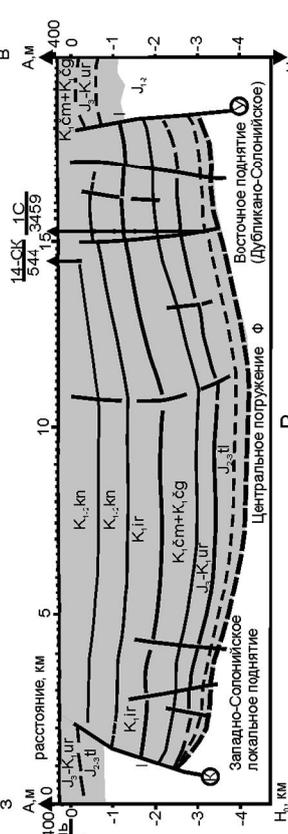
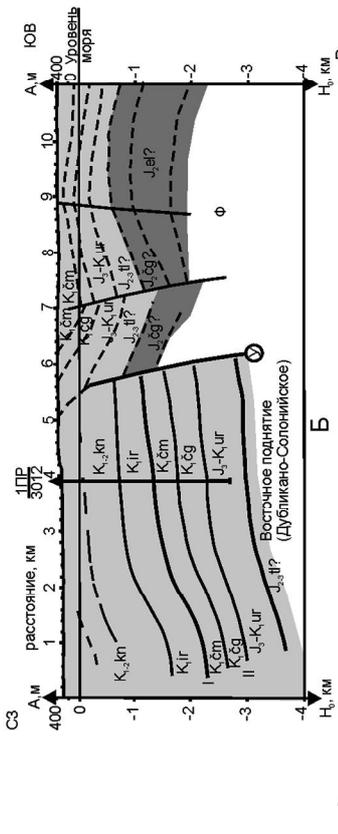
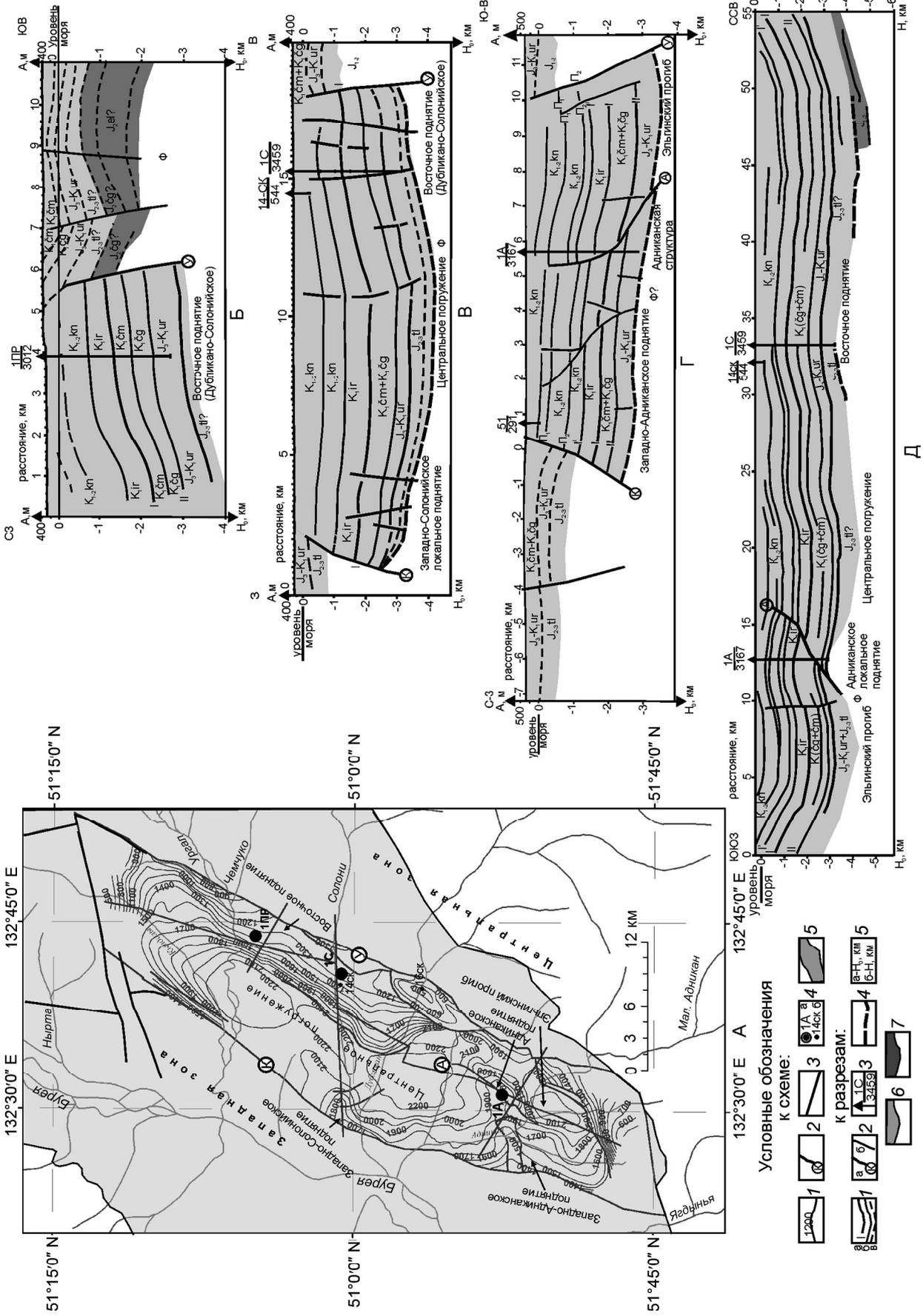
величина эрозии кындальской свиты на Восточном поднятии составляет: $(900-950) - (100-150) = 800$ м. Структурное положение скв. 1ПР аналогичное, расчеты величины эрозии по сейсмическим данным также показывают ~800 м.

Южная часть КГ, где расположена скв. 1А, претерпела наиболее интенсивные постседиментационные изменения [2, 20]. Амплитуда складки, в замке которой расположена скв. 1А, оценивается в 450 м, что меньше амплитуды Восточного поднятия. Но плотность пород по скв. 1А больше, а пористость соответственно меньше, на тех же глубинах по сравнению со скв. 1ПР. Была сделана оценка эрозии косвенным методом по графику зависимости пористости пород от глубины погружения. Кривая изменения пористости с глубиной сравнивалась с кривой, полученной из эмпирического экспоненциального уравнения [25]: $\varphi_{cp} = \varphi_{max} e^{-0.45H}$, где φ – пористость средняя и на поверхности, соответственно, H – глубина в км. Были сделаны сравнения и с другими статистическими кривыми из [10]. Разница в глубинах получилась приблизительно 1100–1500 м. В эту величину входит амплитуда складки, оцененная в 450 м, и размыв верхней части разреза.

Для всех трех скважин вводилась величина эрозии аллювиально-озерной песчаниковой толщи, весьма приблизительно оцененная в 200 м, исходя из средней скорости континентальной седиментации в КГ и средней пористости песчаниковой толщи, измеренной в скв. 1А.

Калибровка модели

Для калибровки расчетной модели, оценки ее правильности корректнее всего использовать отражательную способность витринита. Измеренные значения R_0 есть по скв. 1А, по двум неглубоким структурно-картировочным скважинам 14-ск и 16-ск, а также для угленосной ургальской свиты, изученной в соседних структурно-тектонических зонах, где она в ходе эволюции была выведена на поверхность. Сква. 1А пересекает плоскость надвига на глубинах ~ (1800–1900) м (рис. 5 А, Г, Д). Анализ показал, что значения R_0 и плотности по ней завышены, а пористости занижены по сравнению с параметрической скважиной 1ПР. Поэтому для калибровки скв. 1С и 1ПР значения R_0 по скв. 1А не использовались. Для них использованы значения R_0 по скважинам 14-ск и 16-ск (рис. 5 А). Значение R_0 для ургальской свиты может быть несколько занижено, так как измерения R_0 проводились на угольных месторождениях в соседних структурно-тектонических зонах, в которых ургальская свита не опускалась так глубоко,



как в Кындалском грабене [2, 20]. В результате для калибровки скв.1ПР и 1С осредненные значения R_0 составили: 0.42 – для кындальской свиты, 0.51 – для йорекской, 0.84 – для ургальской. Для калибровки скважины 1А использованы значения R_0 , измеренные в породах этой скважины. При этом учитывалось, что до глубины ~ (1800–1900) м породы претерпели наиболее интенсивное горизонтальное сжатие.

Дополнительно сравнивались модельные и измеренные значения пористости, плотности и температуры.

Определение палеоглубин бассейна

Палеоглубина бассейна оценивалась исходя из палеогеографических условий. Накопление всех осадочных свит происходило в озерно-болотных и речных обстановках, где глубина палеобассейна составляла первые метры, возможно – первые десятки метров. Только для кындальского времени, когда морские воды неоднократно проникали в бассейн и седиментация проходила в условиях морского залива, глубина палеобассейна составляла не более 100 м.

Мощность коры и литосферы

Источником информации о мощности коры и литосферной мантии послужили материалы профильных работ методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), а также модели, построенные по данным площадной гравиметрической съемки [2]. По результатам этих методов мощность земной коры под Буреинским бассейном колеблется в интервале 35–39 км. За пределами Буреинского бассейна граница Мохо залегает на глубине порядка 40 км [17]. Мощность литосферной мантии оценена весьма приближенно и составляет 70 км [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

1D моделирование проведено для скважин 1С, 1А и 1ПР глубиной 3459 м, 3167 м и 3012 м, соответственно, расположенных на поднятиях разной амплитуды (рис. 5). Скважиной 1А вскрыт фундамент

на глубине 2998 м, две другие скважины не достигли основания грабена. Входные данные для моделирования сведены в таблицу. Абсолютный геологический возраст дан по Общей стратиграфической шкале фанерозоя [23].

История погружения

На рис. 6 приведены полученные в результате бэкстриппинг-процедуры модели истории погружения и скорости осадконакопления по свитам. Из результирующих графиков общего погружения можно сделать вывод: основание ББ в пределах КГ погрузилось на максимальную глубину 98 млн лет тому назад, в начале позднего мела. Наибольшее погружение до глубины 4089 м зафиксировано в скв. 1С. В скв. 1А и 1ПР общее погружение составило 3338 м и 3437 м, соответственно. Форма кривой погружения может служить диагностическим признаком для определения типа осадочного бассейна при условии непрерывного осадконакопления. Вогнутая форма кривой свидетельствует о рифтогенезе, а выпуклая – о форландовом типе бассейна [16]. Для наших моделей характерна выпуклая форма с нарастанием скорости седиментации в период практически непрерывного осадконакопления 150.8–98.2 млн лет назад (ургальская–кындальская свиты). Максимальная скорость седиментации 180–230 м/млн лет была в кындальское время, в ургальское–чемчукинское скорость оставалась практически постоянной, колеблясь в интервале 70–90 м/млн лет. Надо иметь в виду, что ургальская свита, вскрытая на забое скважин 1А и 1ПР, имеет неполную мощность и потому заниженную модельную скорость седиментации (рис. 6 а, в). По скважине 1С высокая скорость седиментации получилась для талынжанского времени – 216 м/млн лет, а если учесть, что свита вскрыта не на полную мощность, то и больше.

Параметры рифтогенеза

Модельная глубина тектонического погружения КГ, обусловленного действием экзогенных сил, меняется от 1400 м на севере (по скв.1ПР) до 1650 м на

Рис. 5. Кындальский грабен: А – структурная схема по отражающему горизонту I – подошве йорекской свиты; сейсмогеологические разрезы: Б – северной, В – центральной, Г – южной частей, Д – продольный.

Условные обозначения к схеме: 1 – изогипсы подошвы йорекской свиты; 2 – разломы и их буквенное обозначение: К – Кындальский, У – Ургальский, А – Адниканский; 3 – линии сейсмогеологических разрезов; 4 – скважины: а – глубокие по которым проводилось одномерное моделирование, б – структурно-картировочные; 5 – контуры Кындальской грабен-синклинали.

Условные обозначения к разрезам: 1 – отражающие горизонты, увязанные с границами свит: а – опорные и их стратиграфическая привязка, б – второстепенные, в – предполагаемые или границы свит, построенные по единичным скважинам; 2 – разломы: а – главные и их буквенное обозначение (К – Кындальский, У – Ургальский, А – Адниканский), б – второстепенные; 3 – скважины, в том числе моделируемые, в числителе – наименование скважины, в знаменателе – ее глубина в метрах; 4 – предполагаемое основание грабена; 5 – глубина: а – от уровня моря, б – от уровня приведения (+250 м), 6 – отложения Кындальской грабен-синклинали; 7 – морские юрские отложения; ф – фундамент.

Таблица. Входные данные для 1D моделирования по скважинам Кындадского грабена.

Наименование скважины, альтитуда (км), глубина забоя (км)	Наименование слоев (свит)	Мощность свиты (м)	Абс. геолог. возраст подошвы (млн лет)	Глубина подошвы слоя (м)	Размыв, эрозия (м)	Палео-глубина моря (км)	Период формирования свит (млн лет)	Аргиллит, %	Алевролит, %	Песчаник, %	Гравелиты, конгломераты, %	Туф, %	Уголь, %
IA A=0.278 км Z=3.167 км	ургальская	398	150.8	2998	0	0	14.4	18.60	41.20	27.60			12.60
	чагдамынская	382	136.4	2600	0	0	8.9	7.90	48.90	39.30			3.90
	чемчукинская	581	127.5	2218	0	0	9.3	24.10	39.80	36.10			
	перерыв		118.2				2.2						
	йорекская	437	116	1637	0	0	7.6	10.80	41.20	34.30			13.70
	кындадская	2300	108.4	1200	-1100	-0.1	10.2	39.40	25.80	34.80			
	перерыв		98.2				27.6						
	песчанниковая	280	70.6	310	-200	0	8.9						
	перерыв		61.7				59.89						
	Q		30	1.81	30			1.81					
III A=0.304 км Z=3.012 км	ургальская	442	150.8	3012	0	0	14.4	22.70	27.10	48.00		0.90	1.30
	чагдамынская	402	136.4	2570	0	0	8.9	16.90	23.40	57.70			2.00
	чемчукинская	534	127.5	2168	0	0	9.3	14.20	28.80	52.90	3.00%		1.10
	перерыв		118.2				2.2						
	йорекская	614	116	1634	0	0	7.6	22.70	17.00	37.50	17.90	2.30	2.60
	кындадская	1620	108.4	1020	-600	-0.1	10.2	37.70	14.10	42.90		1.90	3.40
	перерыв		98.2				27.6						
	песчанниковая	175	70.6	175	-200	0	8.9	18.20	16.00	21.10	44.70		
	перерыв		61.7				61.7						
	талынджанская	569	164.7	3459	0	0	5.4	61.30	18.20	6.40			14.10
IC A=0.291 км Z=3.459 км	перерыв		159.3		0	0	8.5						
	ургальская	608	150.8	2890	0	0	14.4	54.90	14.10	23.90			7.10
	чагдамынская	429	136.4	2282	0	0	8.9	41.70	16.30	42.00			
	чемчукинская	513	127.5	1853	0	0	9.3	25.80	17.70	56.50			
	перерыв		118.2				2.2						
	йорекская	440	116	1340	0	0	7.6	22.70	17.00	37.50	17.90	2.30	2.60
	кындадская	1700	108.4	900	-800	-0.1	10.2	20.90	30.90	36.10		9.20	2.90
	перерыв		98.2				27.6						
	песчанниковая	170	70.6	170	-200	0	8.9	18.20	16.00	21.10	44.70		
	перерыв		61.7				61.7						

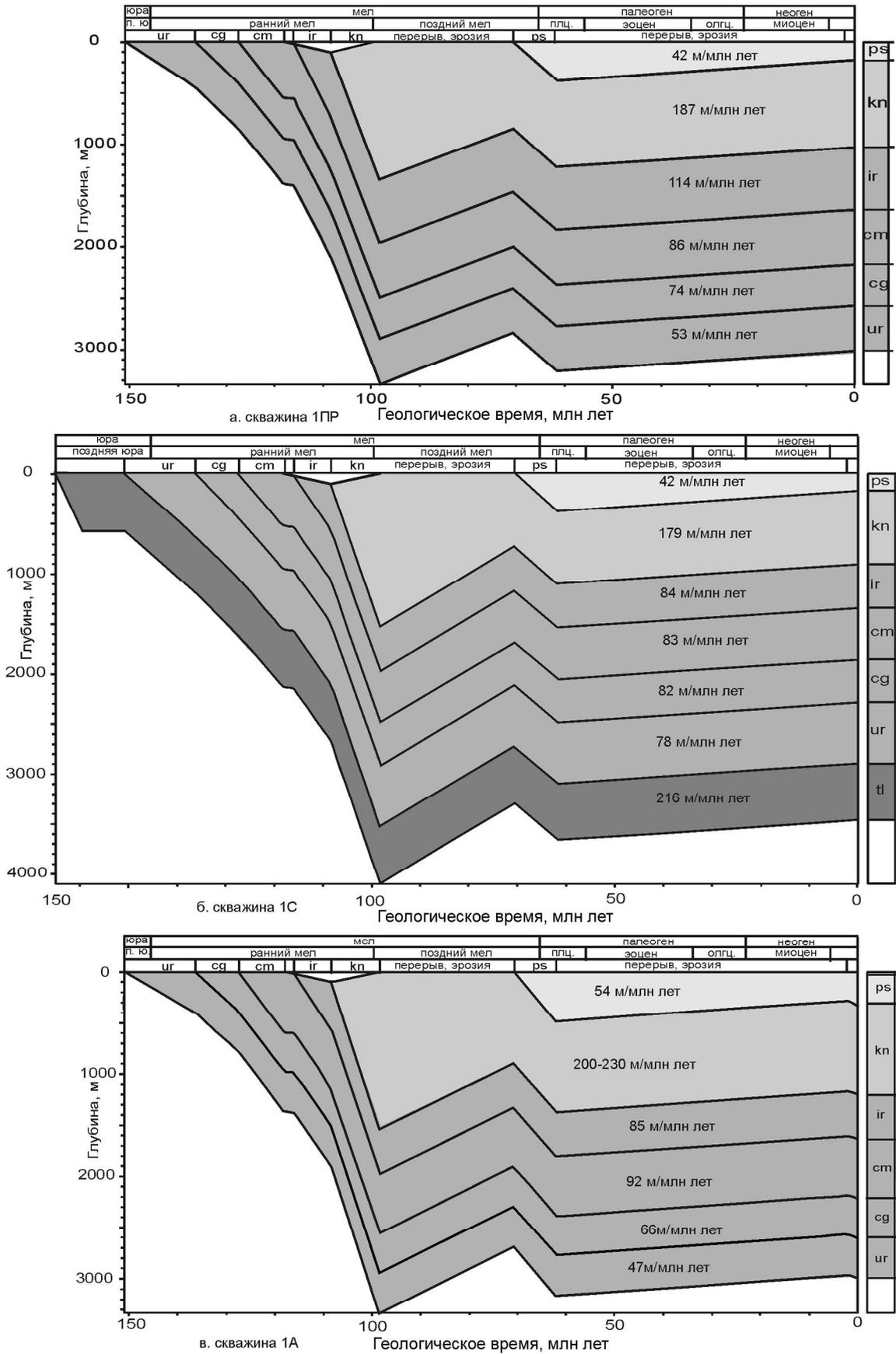


Рис. 6. Модель истории погружения и скорости осадконакопления для Кындалского грабена.

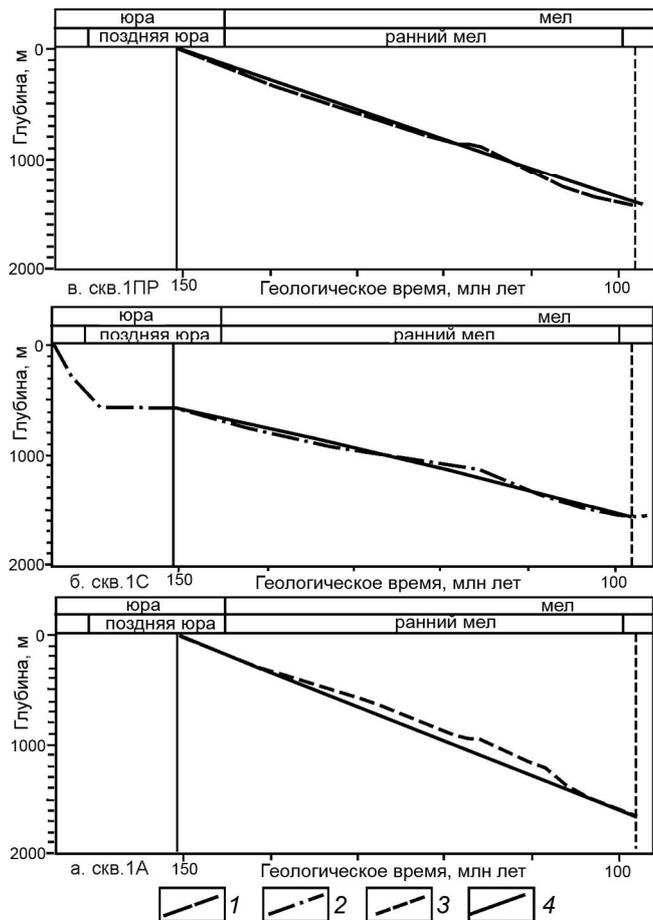


Рис. 7. Кривые тектонического погружения Кындальского грабена.

1, 2, 3 – кривые тектонического погружения, полученные в результате бэкстриппинг-процедуры по скв. 1ПР, 1С, 1А, соответственно; 4 – кривые тектонического погружения, рассчитанные по модели рифтинга Маккензи.

юге (скв. 1А) (рис. 7). Для вычисления динамических параметров растяжения литосферы использовалась модель Маккензи, описанная выше. Период растяжения был взят равным периоду непрерывного осад-

конакопления 150.8–98.2 млн лет назад. Результаты подбора кривых погружения литосферы, рассчитанных по модели Маккензи, с кривыми тектонического погружения, полученными на основе backstripping-процедуры, показаны на рис. 7. В модельных расчетах мощность коры на дорифтовой стадии менялась от 38 до 45 км, варьировались значения коэффициента растяжения коры в пределах ($1.0 < \beta < 1.21$) с шагом 0.01. Полученные в результате подбора коэффициенты растяжения коры и литосферной мантии следует рассматривать как оценочные. Расчеты показали близкие значения коэффициентов растяжения для коры и литосферной мантии, изменяющиеся от 1.11 до 1.21 при мощности коры до момента растяжения 42 км, литосферной мантии – 70 км. При таких коэффициентах растяжения пострифтовая кора должна иметь мощность 38–35 км, что не противоречит данным, полученным по ГСЗ и МОВЗ [2]. Согласно модели рифтовых бассейнов, одинаковые коэффициенты растяжения коры и литосферной мантии характерны для простого сдвига, когда рифтогенез обусловлен скольжением литосферных блоков по одному крупному сбросу [27].

Тепловой поток

Формирование Кындальской грабен-синклинали происходило при значениях теплового потока из основания 49–51 мВт/м² (рис. 8). В период растяжения тепловой поток постепенно увеличился до значений 51–52 мВт/м². Высокая скорость седиментации уменьшает геотермический градиент и является причиной замедления роста теплового потока и даже его уменьшения [15]. В нашей модели высокая скорость седиментации получена для кындальской свиты, что и обусловило некоторое уменьшение значений теплового потока во время ее отложения (рис. 8, скв. 1А). После окончания этапа рифтогенеза тепловой поток постепенно снизился до 48–49 мВт/м². Для Буреинского бассейна имеются три точки, в которых изме-

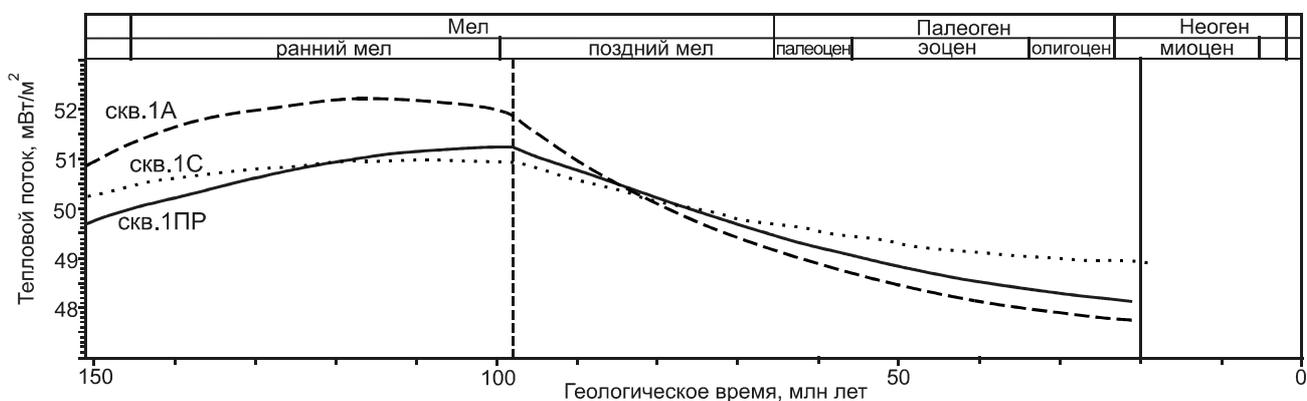


Рис. 8. Кривые изменения теплового потока по трем скважинам.

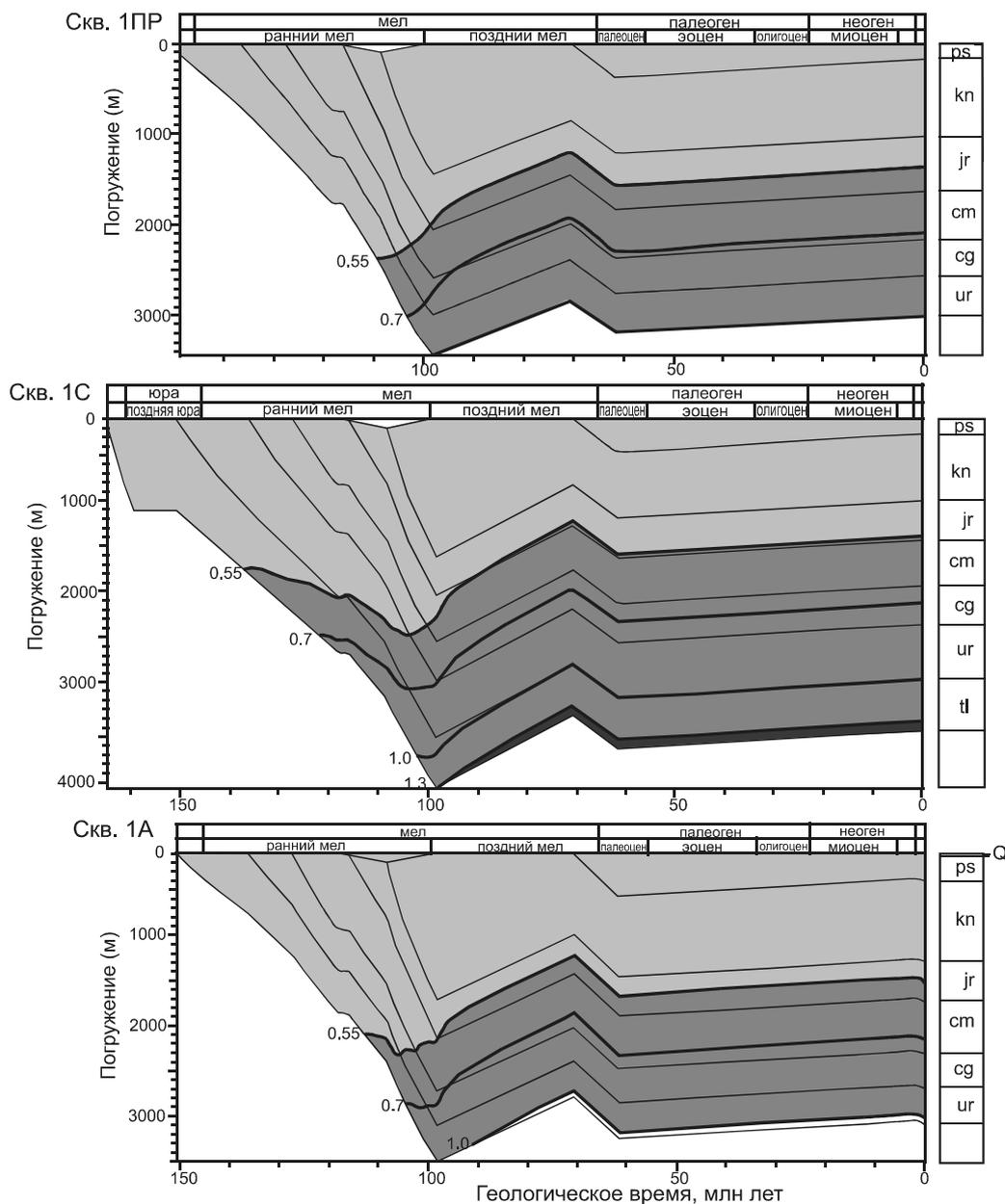


Рис. 9. Катагенетическая зрелость пород осадочного чехла Кындалского грабена по результатам одномерного моделирования.

l – кривая изменения отражательной способности витринита, R_o .

рены значения теплового потока, составляющие 56, 40 и 90 мВт/м² [5]. Значение 90 мВт/м² явно является аномальным и нуждается в дополнительных подтверждениях, среднее по двум другим не противоречит рассчитанному модельному значению.

Оценка зрелости органического вещества

В соответствии с вертикальной зональностью катагенеза и размещения залежей нефти и газа по результирующим оценочным графикам R_o идентифицировались зоны нефтегазообразования [27]:

($0.1 < R_o < 0.55$) – зона интенсивного образования УВ газов;

($0.55 < R_o < 1.3$; 50–150 °С) – главная зона нефтеобразования;

($R_o > 1.3$; 150–200 °С) – зона интенсивного образования жирного конденсатного и глубже – сухого УВ газа.

Согласно предложенной классификации, история созревания УВ, полученная по трем моделируемым скважинам, предполагается следующая (рис.

9). В период (165–150) млн лет назад во время накопления талынджанской свиты и последовавшего затем перерыва погружения и прогрева территории было недостаточно для образования углеводородов. В следующий период отложения ургальской–чемчукинской свит 150–118 млн лет назад мощность осадочного чехла в наиболее погруженных областях достигла 2.5 км (рис. 9, скв. 1С). Талынджанская свита прогрелась до температуры 100–120°C, а значения отражательной способности витринита перешли отметку 0.55 %, то есть породы свиты достигли главной фазы нефтеобразования (ГФН). В КГ создались условия для начала генерации жидких углеводородов. В период накопления йорекской–кындальской свит 116–98 млн лет назад в нефтяное окно вошли ургальская, чагдамынская, чемчукинская и частично йорекская свиты. Приблизительно 95 млн лет назад в низах талынджанской свиты показатель R_o превысил значение 1.3 %, осадочные отложения свиты перешли в нижнюю фазу газогенерации. В настоящий момент основной объем талынджанской свиты, ургальская, чагдамынская, чемчукинская и нижняя часть йорекской свиты продолжают находиться в ГФН, верхи йорекской и кындальской свит находятся в верхней фазе, а низы талынджанской свиты – в нижней фазе газобразования. Таким образом, кындальская свита может генерировать газ, для чемчукинской–ургальской свит сохраняются условия для нефтеобразования, а талынджанская и йорекская свиты могут генерировать нефть и газ.

Калибровка моделей

Степень достоверности моделей оценивалась через сравнение модельных и измеренных параметров, таких как отражательная способность витринита, пористость, температура. Калибровочные кривые приведены на рис. 10. Модельные и измеренные значения R_o по скважинам ИПР и 1С практически совпадают. Для скв. 1А, пересекающей аллохтонную и автохтонную пластины Адниканского надвига, совпадают модельные и измеренные значения для автохтонной части. Можно предположить, что для верхней части надвига, испытавшей более сильные горизонтальные напряжения, приведшие к образованию антиклинальной принадвиговой складки, R_o оказались завышенными. Не исключено, что отскок значения R_o для кындальской свиты обусловлен измерением переотложенного витринита, что является нередким явлением.

По параметру пористости совпадение модельных и измеренных значений хуже, но, поскольку пористость разных типов пород изменяется по-разному с глубиной, разброс значений естественен. Однако по всем трем скважинам измеренные значения пористо-

сти ниже модельных, особенно по скважине 1А. Вероятно, это связано с дополнительным уплотнением пород в результате регионального горизонтального сжатия в позднем мелу, которое, как это упоминалось выше, в южной части было более значительным. Уменьшение пористости за счет стресса, на примере надвиговых поясов, соизмеримо с вертикальной нагрузкой в 1–1.5 км, приводящей к снижению пористости от 2 до 12 % [18].

Сравнение модельных и измеренных температурных кривых для скв. 1С показало хорошую их сходимость (рис. 10).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате одномерного моделирования трех глубоких скважин, расположенных в разных частях Кындальского грабена, можно сделать следующие выводы.

Наибольшее погружение до глубины 4089 м зафиксировано в скв. 1С, пробуренной в пределах Восточного поднятия. Скважина не достигла фундамента, поэтому реальная глубина еще больше, особенно в наиболее погруженных частях грабена.

Кривые общего погружения фундамента в период практически непрерывного осадконакопления 150.8–98.2 млн лет назад имеют выпуклую форму, что характеризует форландовый тип Буреинского бассейна на этом этапе его развития.

Максимальная скорость седиментации 180–230 м/млн лет назад была в кындальское время, в ургальское–чемчукинское скорость оставалась практически постоянной, колеблясь в интервале 70–90 м/млн лет. По скв. 1С высокая скорость седиментации получила для талынджанского времени – 216 м/млн лет.

Модельная глубина тектонического погружения, обусловленного действием экзогенных сил, составляет 1400 м (по скв. ИПР)–1650 м (скв. 1А). Расчеты показали близкие значения коэффициентов растяжения для коры и литосферной мантии, изменяющиеся от 1.11 до 1.21 при мощности коры до момента растяжения 42 км, литосферной мантии – 70 км. Одинаковые коэффициенты растяжения коры и литосферной мантии характерны для простого сдвига, когда растяжение обусловлено скольжением литосферных блоков по одному крупному сбросу.

Моделирование термической истории и расчеты отражательной способности витринита показали, что на современном этапе кындальская свита способна генерировать газ, для чемчукинской–ургальской свит температурные условия соответствуют нефтяному окну, а талынджанская и йорекская свиты могут быть нефтегазогенерирующими.

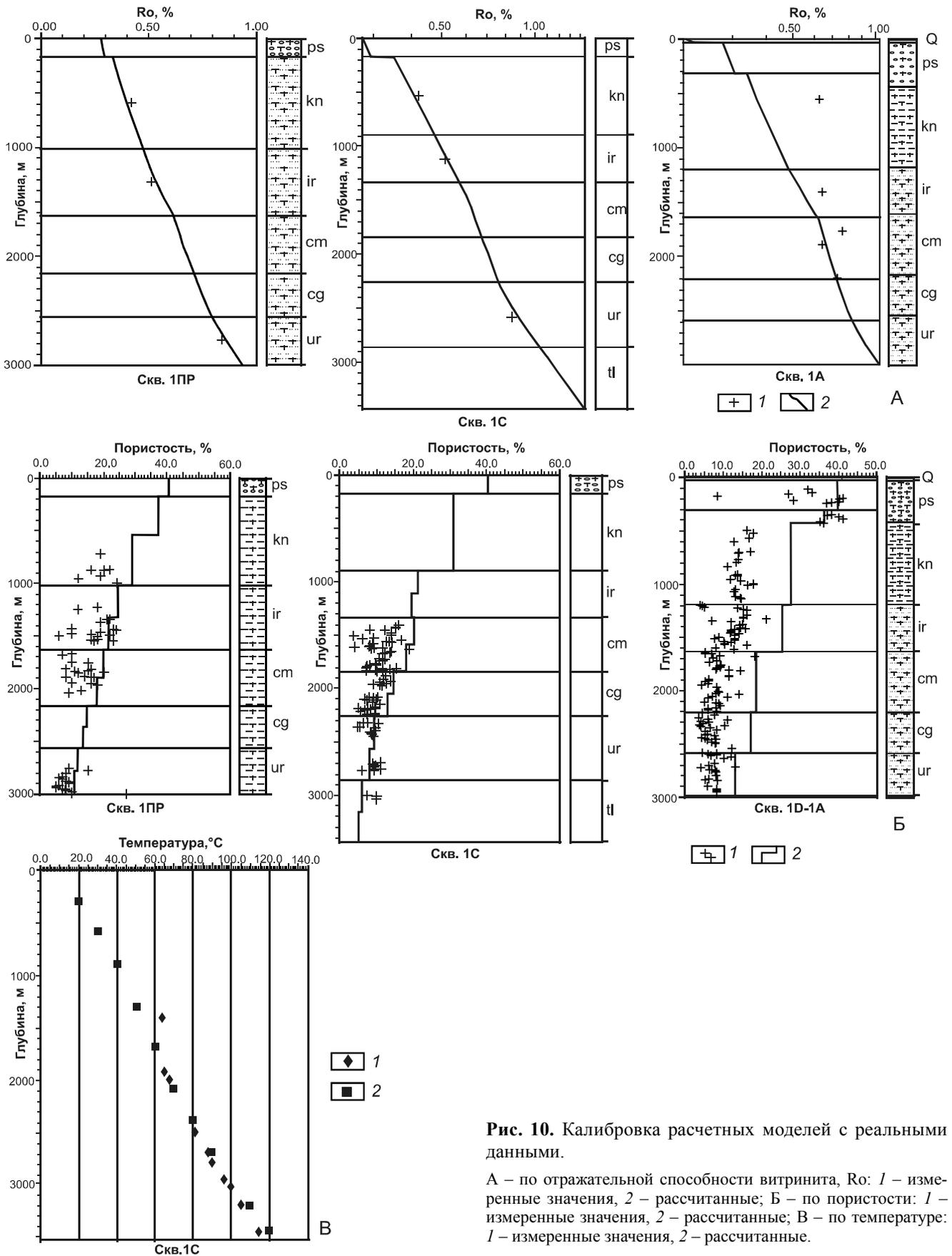


Рис. 10. Калибровка расчетных моделей с реальными данными.

А – по отражательной способности витринита, Ro: 1 – измеренные значения, 2 – рассчитанные; Б – по пористости: 1 – измеренные значения, 2 – рассчитанные; В – по температуре: 1 – измеренные значения, 2 – рассчитанные.

Полученные одномерные модели будут уточняться при появлении новых данных или новых подходов к истолкованию тех или иных фактов.

Работа выполнена по теме НИР "Строение, эволюция и ресурсный потенциал континентальной коры Дальнего Востока России и сопредельных областей: тектонический, стратиграфический и палеомагнитный аспекты", № г.р. 115012770007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов С.М. Философия бассейнового моделирования. Процесс или результат? // Материалы с сайта Российского сообщества бассейновых модельеров: <http://georeactor.ru>. Опубликовано 20.07.2013.
- Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; Т. 4).
- Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Науч. мир, 2007. 456 с.
- Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. 524 с. (МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ).
- Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2010. Т. 50, № 5. С. 629–647.
- Гуленок Р.Ю., Исаев В.И., Косыгин В.Ю., Лобова Г.А., Старостенко В.И. Оценка нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии и геотермии // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 3–18.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Осипова Е.Н. Нефтегазоносность нижнеюрского и ачимовского резервуаров Нюрольской мегавпадины // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 12. С. 1775–1786.
- Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. № 1. С. 1–22.
- Карслоу Е., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
- Клавдиева Н. В. Тектоническое погружение Предкавказских краевых прогибов в кайнозой: Дис... канд-та геол.-минер. наук. М., 2007.
- Кровушкина О.А., Савицкий А.В. Моделирование осадочных бассейнов северной части Охотского моря на основе компьютерной технологии Temispack // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: Материалы междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, 2002. Тез. док. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 71–74.
- Кровушкина О.А., Савицкий А.В. Моделирование нефтегазоносных систем Магаданского осадочного бассейна на основе компьютерной технологии Temispack // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С. 34–40.
- Мубарак Матлак Аль-Хаджери, Мариам Аль-Сайед, Ян Деркс и др. Моделирование осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем // Нефтегазовое обозрение. 2009. Т. 21, № 2. С. 18–37.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Науч. мир, 2004. 526 с.
- Оценка бассейнов путем комплексного двухмерного моделирования теплопереноса, движения пластовых флюидов, генезиса и миграции углеводородов. Зарубежный опыт. Референт Н.В. Колесникова // Нефтегазовая геология и геофизика. 1992. № 2 (Evaluation des bassins par modelisation integree en deux dimensions des transferts thermiques, de l'ecoulement des fluides, de la genese et de la migration des hydrocarbures / Ungerer P., Burrus J., Doligez B., Chenet P.Y., Bessis P. // Revue de L'Institut Francais du Petrole. 1991. V. 46, N 1. P. 3–39.). <http://geolib.narod.ru/Journals/express/01/1992/02/content.html>
- Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 163–182.
- Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43–53.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика): Учеб. пособие / Отв. ред. Л.М. Парфенов. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
- Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П. 1D модель термической эволюции Кындальского грабена (Буреинский осадочный бассейн) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы всерос. науч.-практ. конф., 1–3 апреля 2014 г. / Отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2014. С. 389–392.
- Развозжаева Е.П., Прохорова П.Н., Кириллова Г.Л. Сравнительный анализ фрагментов мезозойской континентальной окраины Востока Азии: прогибов Кындальского (Буреинский бассейн, Россия) и Суйбин (бассейн Саньцзян, Китай) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 16–33.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А. Предсказание параметров рифтогенеза на основе моделирования эволюции осадочных бассейнов // Докл. АН. 1996. Т. 350. С. 803–806.
- Савицкий А.В. Оценка перспектив нефтегазоносности шельфа Северного Сахалина на основе бассейнового моделирования: Дис... канд-та геол.-минер. наук. М., 2005.
- Стратиграфический кодекс России. Изд-е третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Тимурзиев А.И. От нефтегазогеологического районирования недр к технологии бассейнового моделирования – не оправдавшая себя иллюзия // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 8.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1976. 527 с.

26. Хафизов С.Ф., Филиппович Ю.В., Косенкова Н.Н., Вержбицкий В.Е., Истомина И.В. Моделирование седиментационных и углеводородных систем при проведении региональных исследований ООО «Газпромнефть НТЦ» // Эл. журнал «OilsGas Eurasia», <https://www.oilandgaseurasia.com/ru/>. Март 2012. № 3.
27. Hantschel T., Kauerauf A.I. Fundamentals of basin and petroleum systems modeling // Heidelberg: Springer, 2009. 476 p.
28. Kosakowski P., Wrobel M., Krzywiec P. Modelling hydrocarbon generation in the Palaeozoic and Mesozoic successions in the Poland West Ukraine // J. Petroleum Geol. Sci. Press Ltd. 2013. V. 36, N 2. P. 139–162.
29. Mahanjane E.S., Franke D., Lutz R., Winsemann J., Ehrhardt A., Berglar K., Reichert C. Maturity and petroleum systems modelling in the offshore Zambezi delta depression and Angoche basin, Northern Mozambique // J. Petroleum Geol. Sci. Press Ltd. 2014. V. 37, N 4. P. 329–348.
30. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
31. Sweeney J.J., Burnham A.K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics // AAPG Bull. 1990. V. 74. P. 1559–1570.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

E.P. Razvozzhaeva, P.N. Prokhorova, V.V. Lapkovsky

Numerical simulation of the tectonic and thermal history of the Kyndal Graben of the Bureya Basin (Far East of Russia)

ID basin modeling of the Kyndal Graben, Bureya Basin, was conducted in three deep wells. The technique of the basin modeling with the description of basic algorithms on which it is based, is described. Brief geologo-geophysical characteristics of the studied object are presented emphasizing the parameters necessary for modeling. As a result, general and tectonic history of subsidence, sedimentation rates, geodynamic parameters of stretching and thermal history of the formation and evolution of the Kyndal Graben, Bureya Basin, were calculated.

Key words: ID basin modeling, subsidence history, backstripping-method, riftogenesis, McKenzie model, thermal history, Kyndal Graben, Bureya Basin, Far East of Russia.