

УДК 551.24

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОГО ГРАБЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА В РАЙОНЕ СКВ. СГ-6 – ЧИСЛЕННАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ В РАМКАХ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПЛОСКИХ БАСЕЙНОВ GALO

© 2023 г. Ю. И. Галушкин*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва, Россия

*E-mail: yu_gal@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2022 г.

После доработки 19.12.2022 г.

Принята к публикации 08.02.2023 г.

Система моделирования бассейнов GALO используется для численной реконструкции теплового режима литосферы Западно-Сибирского бассейна в Колтогорско-Уренгойском грабене в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6. Реконструкция объясняет особенности в формировании теплового режима бассейна, которые не рассматривались в предшествующих реконструкциях района. К таким особенностям относятся аномально высокий рост зрелости органического вещества в породах юры и триаса, высокие градиенты температур, наблюдаемые в верхнем фундаменте и триасо-пермском осадочном комплексе, аномально низкие температуры пород верхних горизонтов современного осадочного разреза бассейна. Анализ временных изменений тектонического погружения бассейна используется для оценки интенсивности и продолжительности событий тепловой активации и растяжения его литосферы. Тепловое влияние силла, внедрившегося в нижней юре в верхние горизонты фундамента, объясняло высокую степень созревания органического вещества в нижнетриасовых породах. Учет резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время вместе с гидротермальной активностью в низах осадочного чехла в верхнем плиоцене – нижнем плейстоцене, позволили получить глубинные профили температур и отражательной способности витринита, хорошо согласующиеся с измеренными значениями.

Ключевые слова: скважина СГ-6, моделирование бассейнов, тектоническое погружение, гидротермальная активность, пермафрост.

DOI: 10.31857/S0002333723040051, **EDN:** TLDQXD

ВВЕДЕНИЕ

В Западно-Сибирском бассейне (ЗСБ) до сих пор сохраняются большие перспективы открытия новых месторождений нефти и газа, связанных с глубокими юрскими, триасовыми и пермскими осадочными горизонтами, а также с верхними горизонтами трещиноватого фундамента [Белоконь-Карасева и др., 2006; Коробов, Коробова, 2011; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Горбачёв, 2018]. Как известно, термическая история осадочного бассейна имеет решающее значение для оценки перспектив формирования в нем месторождений углеводородов (УВ). В этом аспекте осадочный разрез сверхглубокой параметрической скважины SG-6 (рис. 1) представляет особый интерес, поскольку литосфера и осадочный разрез Колтогорско-Уренгойского района хорошо изучены геолого-геофизическими методами [Белоконь-Карасева и др., 2006; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Добрецов и др.,

2013; и др.]. Подробная база данных о структуре и геологической истории района вместе с достаточным количеством измерений глубинных температур и отражательной способности витринита (ОСВ) [Фомин и др., 2001; Мясникова, Оксенойд, 2012; Кравченко, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачёв, 2018] позволяет построить здесь достаточно обоснованную модель тепловой эволюции литосферы.

В статье система моделирования бассейна GALO вместе со вспомогательным программным пакетом ICE2020 применяется для численной реконструкции тепловой истории литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена ЗСБ. Численные реконструкции термической истории осадочного разреза скв. SG-6 рассматривались ранее в работах [Галушкин и др., 1996; Конторович и др., 2013; Добрецов и др., 2013] (см. ниже раздел “Обсуждение”). Тем не менее, в этих реконструкциях не получили объяснения ряд особенностей в глу-

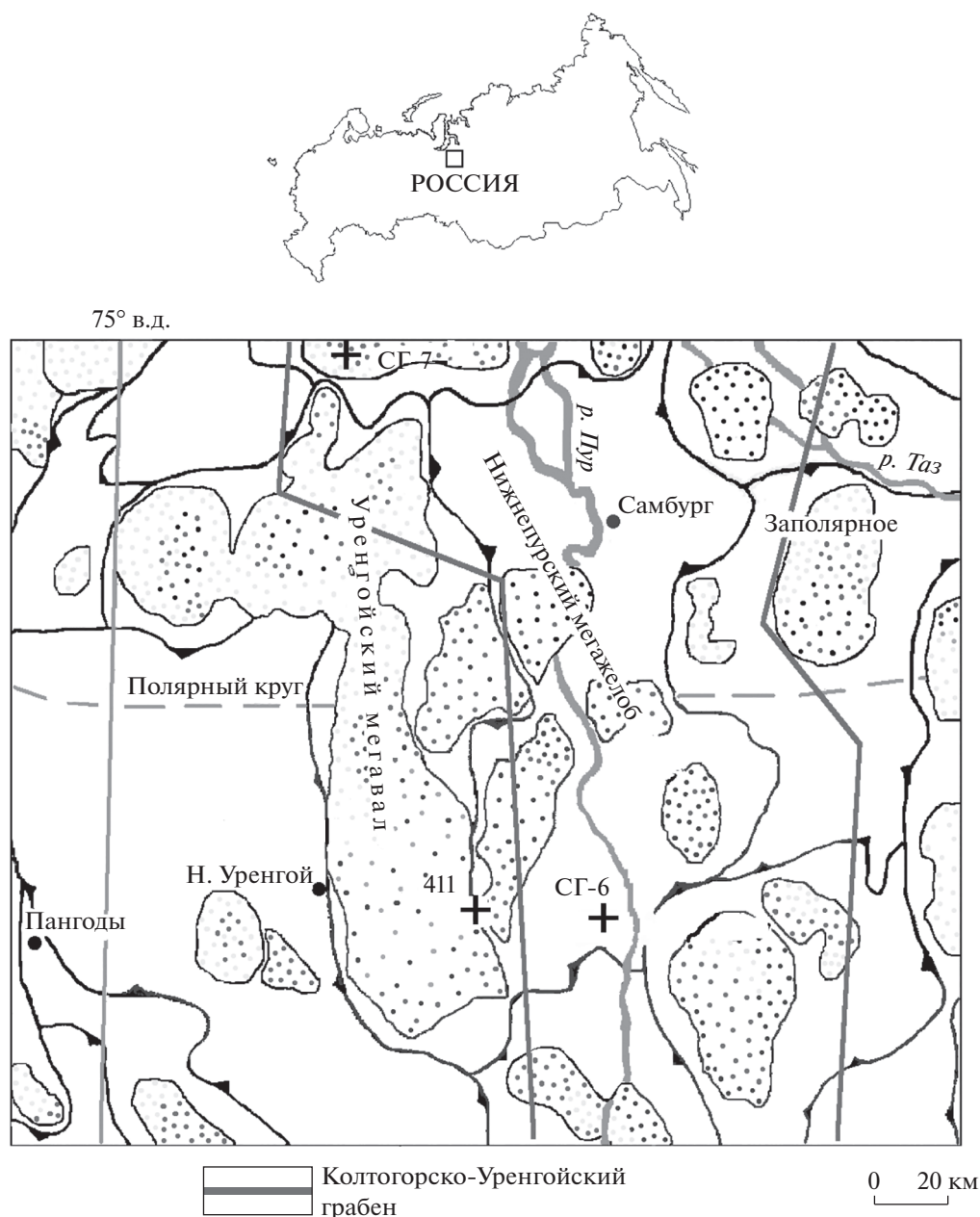


Рис. 1. Положение сверхглубоких скважин Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинская СГ-7 в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена.

бинных распределениях температуры, $T(z, t)$, и ОСВ, $\%Ro(z, t)$, характерных для исследуемой области. Эти особенности включают аномально высокий рост зрелости органического вещества (ОВ) в осадочных горизонтах юры и триаса, высокие температурные градиенты в основании осадочного чехла и в верхних горизонтах фундамента, а также аномально низкие температуры верхних горизонтов осадочного разреза. В статье показано, что внедрение силла в верхние горизонты фундамента в нижней юре, тектоническая трещиноватость пород верхнего фундамента и от-

ложений перми триаса и юры [Коробов, Коробова, 2011; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксенойд, 2012; Горбачёв, 2018], а также резкие колебания климата в плиоцене-четвертичном периоде могут рассматриваться в качестве основных причин появления таких особенностей. Применение системы моделирования GALO и вспомогательного программного пакета ICE2020 позволило количественно оценить вклад каждого из вышеперечисленных нестандартных процессов в формирование теплового режима и профиля зрелости ($\%Ro$)

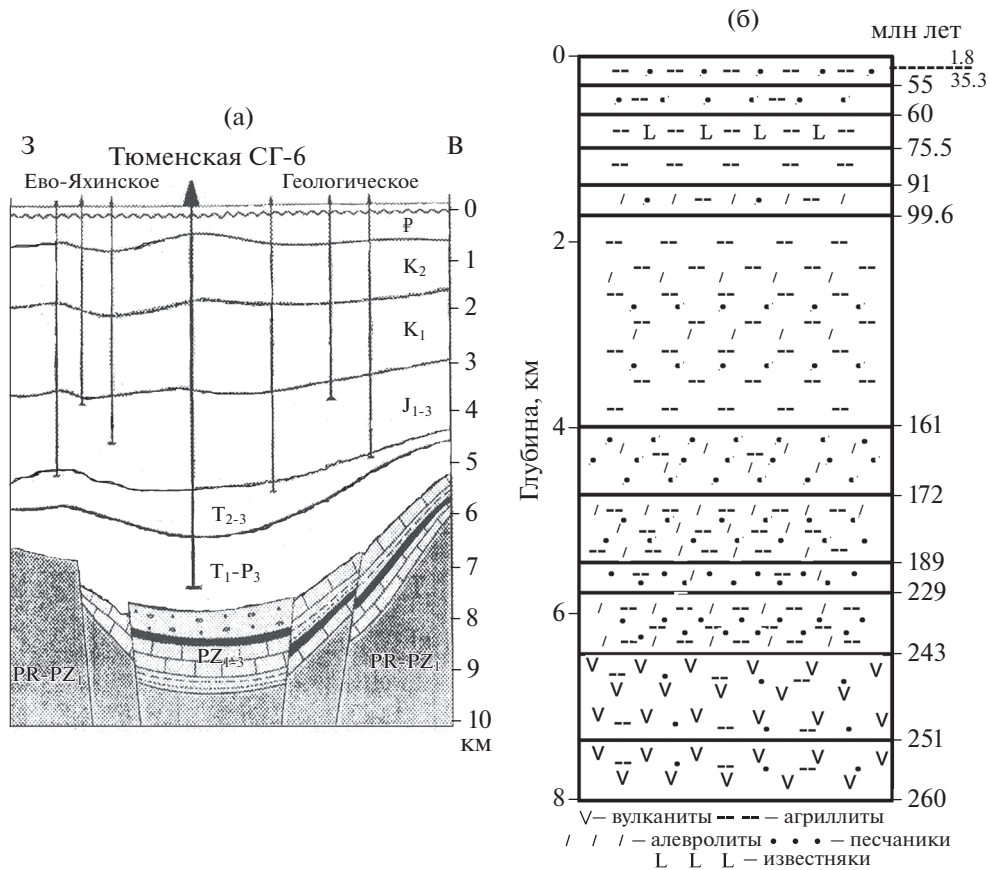


Рис. 2. Осадочный разрез скв. Тюменская СГ-6: (а) – геологический профиль через скв. СГ-6 (по работе [Кравченко, 2012]); (б) – обобщенный осадочный разрез скв. СГ-6 (по литературным данным). Вверху на глубине 70 м показано положение эрозионного несогласия с возрастом пород 1.8 млн лет над несогласием и 35.3 млн лет под ним.

осадочного покрова Колтогоро–Уренгойского грабена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Бурение двух сверхглубоких параметрических скважин Тюменская SG-6 и Ен-Яхинская SG-7, расположенных в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена (рис. 1), дало наиболее полный разрез мезозойско-кайнозойского осадочного чехла в северной части ЗСБ (рис. 2). Обобщенный осадочный разрез скважины СГ-6 показан на рис. 2 и в более подробной версии, используемой при моделировании в данной статье, представлен в табл. 1. Этот разрез можно видеть и на рис. 3а для настоящего времени ($t = 0$). Некоторые детали построения указанного разреза рассмотрены ниже вместе с кратким обзором геологической истории его формирования.

Колтогорско-Уренгойский грабен сформировался на рифтовой стадии эволюции ЗСБ с максимальной скоростью осадконакопления в поздней перми – среднем триасе (260–230 млн лет). Последние геологические данные указывают на

распространение пермско-триасового вулканизма на большей части Западно-Сибирской плиты [Сараев и др., 2009] и начало формирования рифтовых впадин относят к поздней перми – раннему триасу. В рельефе фундамента рифтовые зоны выражены в виде глубоких линейных долин, заполненных осадочным чехлом мощностью до 7–13 км (рис. 2а; [Горбачёв, 2018]). Мощные слои основных эффузивов с пиком возраста около 251 млн лет, обнаружены в основании осадочного чехла скважины SG-6 (рис. 2б [Сараев и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Горбачёв, 2018]). В скважине SG-6 толщина слоя верхней перми и нижнего триаса, содержащего вулканические породы, превышает 1500 м (рис. 2, рис. 3б; табл. 1). Литологический состав пород юры, верхнего и среднего триаса, а также мощность их слоев определялись по данным работ [Белоконь-Карасева и др., 2006; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Добрецов и др., 2013; и др.]. Тектонические перемещения блоков фундамента по разломам древнего происхождения отмечаются в юрском периоде во многих районах ЗСБ. В осадочном чехле стадия раннего рифтогенеза четко отмечается от-

Таблица 1. Основные стадии эволюции ЗСБ в районе скв. Тюменская СГ-6

N	KG	t ₁	t ₂	Z	Литология					
					км	гл	вул	алев	песч	изв
1	1	260.0	251.0	8.000	0.100	0.800	0.000	0.100	0.000	0.000
2	1	251.0	243.0	7.350	0.100	0.600	0.000	0.300	0.000	0.000
3	1	243.0	237.0	6.424	0.400	0.000	0.400	0.200	0.000	0.000
4	1	237.0	229.0	6.011	0.400	0.000	0.300	0.300	0.000	0.000
5	1	229.0	200.0	5.765	0.160	0.000	0.100	0.700	0.040	0.000
6	1	200.0	189.0	5.607	0.100	0.000	0.100	0.800	0.000	0.000
7	1	189.0	183.0	5.440	0.320	0.000	0.320	0.360	0.000	0.000
8	1	183.0	172.0	5.050	0.320	0.000	0.320	0.360	0.000	0.000
9	1	172.0	167.7	4.711	0.130	0.000	0.250	0.600	0.000	0.020
10	1	167.7	161.0	4.305	0.130	0.000	0.250	0.600	0.000	0.020
11	1	161.0	145.5	3.980	0.550	0.000	0.250	0.170	0.030	0.000
12	1	145.5	131.0	3.780	0.600	0.000	0.200	0.200	0.000	0.000
13	1	131.0	119.0	2.880	0.500	0.000	0.300	0.200	0.000	0.000
14	1	119.0	99.6	2.325	0.600	0.000	0.200	0.200	0.000	0.000
15	1	99.6	91.0	1.707	0.300	0.000	0.400	0.300	0.000	0.000
16	1	91.0	75.5	1.380	0.900	0.000	0.050	0.050	0.000	0.000
17	1	75.5	60.0	0.982	0.600	0.000	0.000	0.000	0.400	0.000
18	1	60.0	55.0	0.623	0.150	0.000	0.000	0.850	0.000	0.000
19	1	55.0	38.0	0.308	0.500	0.000	0.000	0.500	0.000	0.000
20	1	38.0	24.0	0.158	0.300	0.000	0.000	0.700	0.000	0.000
21	4	24.0	4.0	0.300	—	—	—	—	—	—
22	2	4.0	1.8	—	—	—	—	—	—	—
23	1	1.8	0.0	0.070	0.500	0.000	0.000	0.500	0.000	0.000

Примечания: N – номер стадии развития бассейна; KG – тип стадии (1 – отложение осадков, 2 – перерыв, 4 – эрозия); t₁ и t₂ – время начала и конца стадии в млн лет; Z – глубина основания осадочного слоя в современном разрезе бассейна при KG = 1 или амплитуда эрозии при KG = 4; литология – литологический состав пород: гл – глины и аргиллиты, вул – вулканиты, алев – алевролиты, песч – песчаники, изв – известняки, ОВ – органика.

ложением 3.0–3.5 км осадков с возрастом от 260 до 245 млн лет (рис. 2, рис. 3а; табл. 1). Пострифтовая фаза осадконакопления завершилась около 160 млн лет назад. Она сменилась новой фазой быстрого осадконакопления, продолжавшейся от 165 до 135 млн лет [Добрецов и др., 2013]

Можно выделить три отдельных этапа в кайнозойской геологической истории ЗСБ [Конторович и др., 2013]. Первый этап, в течение которого продолжалось погружение бассейна, охватывал палеоген. Мощные слои осадков накапливались в палеоцене, эоцене и олигоцене (табл. 1; рис. 2б, рис. 3а). В начале второго этапа, в позднем олигоцене, погружение ЗСБ сменилось подъемом северной части бассейна и интенсивной эрозией палеогеновых и, частично, меловых отложений (табл. 1; рис. 3а). Эрозия продолжалась в течение всего неогена. В этот период в южной части ЗСБ и его складчатом обрамлении проявились тектонические процессы, вызванные столкновением

жесткого Индостанского блока с Азиатской литосферной плитой [Конторович и др., 2013]. Третий этап кайнозойской истории развития бассейна, начавшийся в конце плиоцена и охвативший весь плейстоцен, связан с резким похолоданием климата в Северном полушарии и образованием слоев вечномерзлых пород (пермафроста), что радикально изменило термодинамический режим осадочного чехла.

При реконструкции термического режима осадочного разреза скв. СГ-6 существенное значение имеет аномальный характер изменения пористости пород с глубиной. Исследования показали, что терригенные отложения нижней и средней юры, триаса и верхней перми на глубинах от 4 до 8 км сохраняют коллекторские свойства даже при высоких температурах и давлениях [Кравченко, 2012]. Как в осадочных, так и в вулканических породах существование резервуаров на больших глубинах связано с процессами трещиноватости и

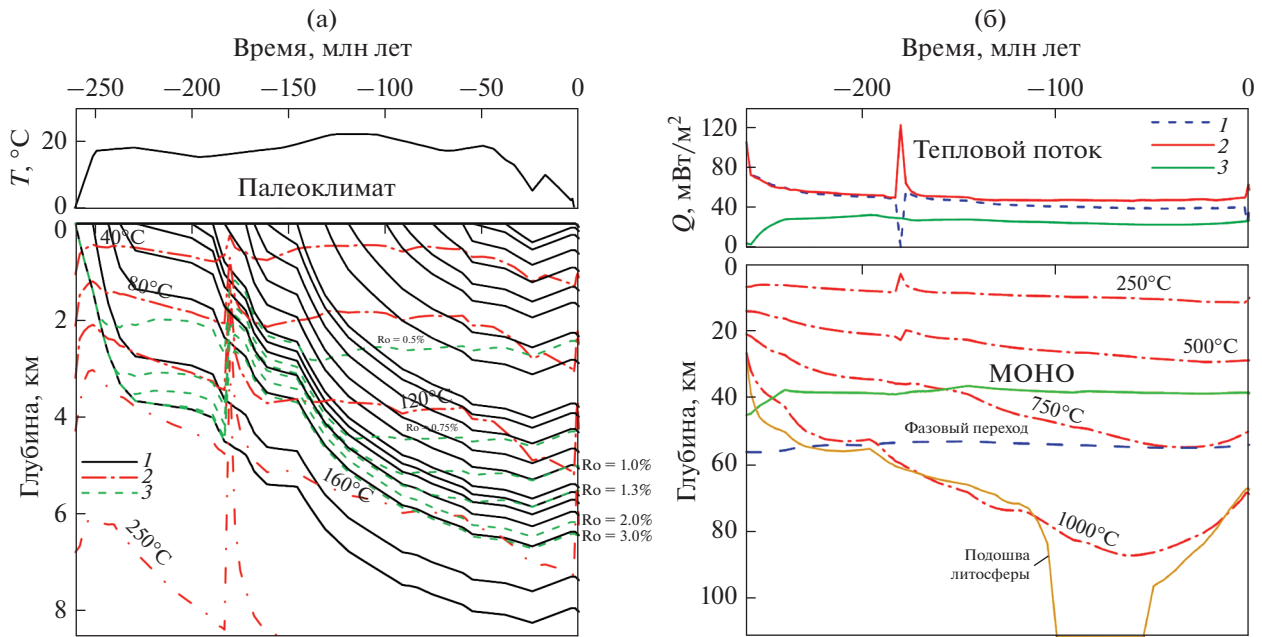


Рис. 3. Термическая история осадочной толщи (а) и литосферы (б) Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6. (а): 1 – основания осадочных слоёв; 2 – изотермы; 3 – изолинии %Ro/; (б) – на верхнем рисунке 1, 2, 3 – тепловые потоки через поверхности осадков (1), фундамента (2) и верхней мантии (3), граница МОХО; на нижнем рисунке: линия “МОХО” – основание коры; линия “фазовый переход” – глубина фазового перехода “шпинельный перидотит – гранатовый перидотит” в мантии; основание литосферы определяется пересечением текущей геотермы с кривой со- лидуса перидотита с содержанием 0.2% H₂O [Wyllie, 1979].

частично с гидротермальной активностью в вулканических образованиях. В целом нижние горизонты осадочного чехла ЗСБ характеризуются тектонической трещиноватостью пород и ремобилизацией разломов древнего происхождения [Предтеченская и др., 2009; Горбачёв, 2018]. Образование минералогических и гидрохимических аномалий в этих породах сопровождается признаками тектонической трещиноватости, расщепления, разуплотнения и растворения нестабильных минералов, что улучшает коллекторно-фильтрационные свойства пород и качество коллекторов [Предтеченская и др., 2009]. Минимальная пористость пород-коллекторов составляет 15–20% в среднеюрских породах и 13–18% в нижнеюрских [Мясникова, Оксеноид, 2012]. Хорошие коллекторские свойства сохраняются в пермских и триасовых породах [Богоявленский и др., 2013]. Если в тюменской свите преобладает смесь низкопроницаемых коллекторов порового и трещиновато-пористого типов, то в нижнеюрской трещиновато-пористые коллекторы уже преобладают [Мясникова, Оксеноид, 2012]. Зоны интенсивной гидротермальной обработки (цеолитизации) базальтов также обладают высокими коллекторскими свойствами [Коробов, Коробова, 2011]. Пористость пород в таких частях разреза достигает 19% [Горбачёв, 2018]. Ситуация, когда в качестве резервуаров выступают базальты нижне-

го и среднего триаса, описана в скважине Ен-Яхинская СГ-7 [Коробов, Коробова, 2011]. Аналогичная ситуация имела место на нефтяном месторождении White Tiger в Южном Вьетнаме. Здесь также формировались хорошие коллектора после интенсивного гидротермального выветривания глубинных пород осадочного чехла и гранитоидов фундамента.

Таким образом, модель термического развития ЗСБ в Колтогорско-Уренгойском трое должна учитывать заметное увеличение эффективной пористости пород под влиянием тектонического растрескивания и гидротермального выветривания в осадочных породах юры, триаса и перми, а также в верхних горизонтах фундамента. Повышенные значения эффективной пористости пород характерны для осадочных разрезов скв. СГ-6 и СГ-7, а также для многих месторождений Приобского, Уренгойского и Ямальского районов ЗСБ [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013]. В модели, рассматриваемой в данной статье, наличие зон с повышенными значениями эффективной пористости пород формально воспроизводится заменой стандартно уплотненных вулканитов, алевролитов и песчаников в горизонтах перми, триаса, нижней и средней юры породами с нестандартным более медленным уплотнением. Стандартные (среднемировые) вулкани-

Таблица 2. Петрофизические параметры пород осадочного разреза скв. СГ-6, использованные в моделировании

N	$\phi(0)$	B м	K_m Вт/м·К	α , К ⁻¹	C_{vm} МДж/м ³ ·К	ρ_m кг/м ³	A μВт/м ³
1	0.524	5990	2.23	0.0004	2.51	2700	0.37
2	0.508	6030	2.72	0.0009	2.59	2690	0.52
3	0.606	3650	3.07	0.0016	2.55	2670	1.49
4	0.598	3600	3.22	0.0017	2.57	2670	1.45
5	0.504	4950	4.35	0.0024	2.76	2660	1.07
6	0.469	6190	4.72	0.0026	2.81	2660	1.00
7	0.577	4000	3.45	0.0018	2.62	2670	1.36
8	0.577	4000	3.45	0.0018	2.62	2670	1.36
9	0.500	5520	4.06	0.0023	2.72	2630	1.08
10	0.500	2380	4.06	0.0023	2.72	2630	1.08
11	0.634	1960	2.81	0.0013	2.49	2680	1.62
12	0.639	1950	2.79	0.0013	2.47	2680	1.67
13	0.623	1990	2.93	0.0014	2.51	2680	1.58
14	0.639	1950	2.79	0.0013	2.47	2680	1.67
15	0.578	2120	3.38	0.0018	2.62	2670	1.36
16	0.687	1830	2.25	0.0007	2.31	2700	1.98
17	0.667	1830	2.41	0.0005	2.44	2700	1.51
18	0.478	2510	4.71	0.0026	2.79	2660	1.03
19	0.600	2060	3.37	0.0017	2.57	2680	1.46
20	0.538	2260	4.09	0.0022	2.70	2670	1.21
21	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—
23	0.600	2060	3.37	0.0017	2.57	2.680	1.46

Примечания: N – номер стадии развития бассейна; $\phi(0)$ – пористость пород при отложении на поверхности (средняя пористость в верхних 150–200 м разреза); B – параметр уплотнения в законе изменения пористости с глубиной: $\phi(z) = \phi(0)\exp(-z/B)$; K_m – теплопроводность матрицы породы при температуре $T = 20^\circ\text{C}$; α – температурный коэффициент в зависимости: $K_m(T) = K_m(20^\circ\text{C})/(1 + \alpha T^\circ\text{C})$; C_{vm} – теплоемкость матрицы пород; ρ_m – плотность матрицы; A – генерация тепла в единице объема матрицы.

ты, алевролиты и песчаники уплотняются в соответствии с экспоненциальным законом: $\phi(z) = \phi_0 \times \exp(-z/b)$ с параметрами уплотнения $\phi_0 = 0.50, 0.54$ и 0.40 и $b = 3.27, 2.25$ и 3.00 км соответственно [Ungerer, 1993; Галушкин, 2007]. Для нестандартных пород при тех же ϕ_0 принимались значения $b = 7.64, 7.05$ и 10.00 км. Они выбирались таким образом, чтобы пористость указанных пород на глубине 7 км составляла около 20%. Эффективные значения ϕ_0 и b для смесей пород с литологическим составом из табл. 1, рассчитанные по алгоритмам, принятым в системах моделирования бассейнов [Ungerer, 1993; Галушкин, 2007], показаны в табл. 2. Различие в пористости, рассчитанной для стандартно- и нестандартно-уплотняющихся пород, можно видеть на рис. 4.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА В КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОМ ТРОГЕ (СКВ. СГ-6)

Система моделирования бассейнов GALO

В этой статье численная реконструкция тепловой истории литосферы ЗСБ осуществляется с помощью системы моделирования осадочных бассейнов GALO. Система GALO рассматривает эволюцию плоских одномерных бассейнов, когда все переменные зависят только от времени (t) и глубины (z) и не изменяются в горизонтальных направлениях (x и y). Модель плоского бассейна является ограничением системы моделирования и условия ее применения обсуждаются ниже. Но к ее преимуществам относится то, что она позволяет увеличить вертикальный размер области

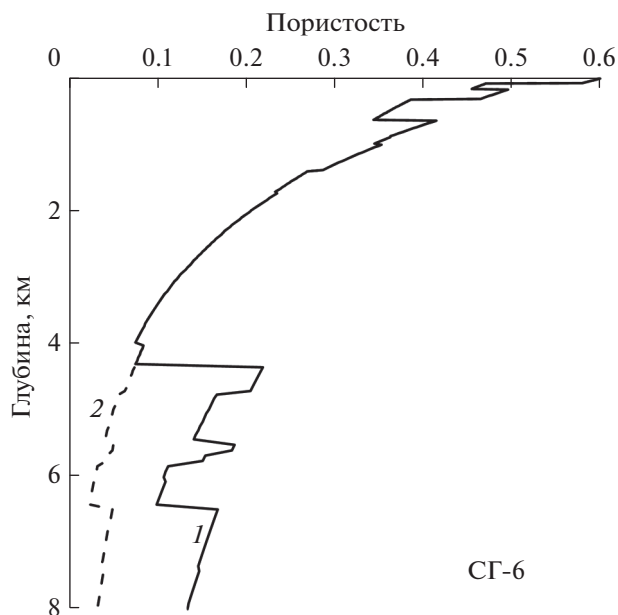


Рис. 4. Рассчитанное изменение пористости пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6: 1 – вычисления с учетом (с аномально высокой пористости вулканитов, алевролитов и песчаников в осадочных слоях средней и нижней юры, триаса и перми (см. текст); 2 – вычисления со стандартными, среднемировыми характеристиками уплотнения осадочных пород.

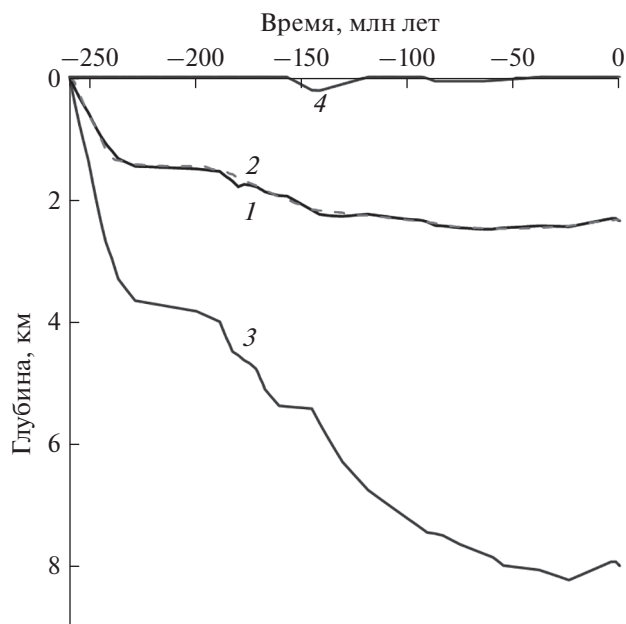


Рис. 5. Вариации в тектоническом погружении бассейна в районе скв. СГ-6: 1 (сплошная линия) – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное путем удаления нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента; 2 – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное путем учета вариаций в распределении плотности пород фундамента с глубиной; 3 – изменение мощности осадочного чехла; 4 – палеоглубина моря.

расчета температур, включив в неё вместе с осадочным чехлом кору и мантию до глубины 100 и более км (рис. 3б). В свою очередь, расчет плотности пород фундамента на больших глубинах позволяет численно рассчитывать амплитуду тектонического погружения бассейна (рис. 5) и использовать анализ временных вариаций этих амплитуд для оценки продолжительности и интенсивности событий растяжения и тепловой активизации литосферы бассейна в истории его погружения [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016; Галушкин и др., 2014]. Возможность таких оценок является существенным преимуществом системы GALO перед системами моделирования бассейнов, использующими задание теплового потока в основания осадочного чехла.

Принципы моделирования термической истории осадочных бассейнов в системе GALO подробно описаны в работах [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Как и в других системах моделирования [Ungerer et al., 1990; Ungerer, 1993; Welte et al., 1997; Hantschel, Kauerauf, 2009; Cloetingh et al., 2015], система GALO учитывает отложение пористых осадков с переменной скоростью, их уплотнение; эрозию, зависимость температурных и физических характеристик пород от литологического состава, глубины их погружения и температуры; рассматривает изменение теплопровод-

ности матрицы пород и поровых вод от температуры [Галушкин, 2007]. При моделировании область вычисления температуры делится на шаги (dz), которые не превышали 10 м на поверхности и увеличивались линейно-непрерывно до 900–1000 м на глубинах 100 и более км. Временные шаги (dt) варьировались от 300–400 тысяч лет во время относительно спокойных периодов эволюции бассейна в верхнем триасе и эоцене до 20000 лет во времена интенсивного осадконакопления. Постоянная температура $T_m = 1150^\circ\text{C}$ поддерживалась на нижней границе области счета Z_m , которая менялась в процессе счета от 112 км на толщину осадочного чехла. Принципы расчёта ZM и TM в системе GALO обсуждаются в работах [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. На верхней границе области счета задавались среднегодовые температуры изучаемого района. Кривая “палеоклимат” на рис. 3а показывает эти температуры, использованные в моделировании термической истории бассейна, начиная с 260 млн лет назад. Для периода от 260 до 65 млн лет назад они получались с использованием серии палеотектонических реконструкций Западной Сибири [Метелкин и др., 2012] и реконструкций палеоклимата Земли [Frakes, 1979]. Для кайнозоя палеоклимат определялся из работы [Величко, 1999]. Деталь-

ная климатическая кривая последних 3.5 млн лет рассмотрена в работе [Galushkin, 2023].

Породы осадочного разреза скв. СГ-6 представлены смесью пяти литологических единиц: глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в различных пропорциях (рис. 2б; табл. 1). В расчетах теплофизических характеристик осадочных пород использовались среднемировые теплофизические параметры этих литологических единиц, опубликованные в ряде работ по моделированию бассейнов (см., например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Соответствующие расчеты для смесей пород в табл. 1 проводились согласно алгоритмам, описанным в цитированных работах. Исключение составляли вулканиты, алевролиты и песчаники, формировавшие осадочные породы первых 9 стадий развития бассейна, то есть породы перми, триаса, нижней и средней юры. Как отмечалось выше, для этих пород использовались нестандартные параметры уплотнения, чтобы объяснить их аномально высокую пористость на глубинах 6–8 км. Теплофизические параметры, рассчитанные по таким алгоритмам для матрицы осадочных пород разреза скв. СГ-6 (табл. 1), показаны в табл. 2. Эти параметры использовались для расчета пористости и других петрофизических характеристик осадочных пород на каждом шаге времени и на произвольных глубинах по хорошо известным формулам из аппарата моделирования бассейнов (например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Термическая история осадочного чехла и литосферы ЗСБ, реконструированная в системе ГАЛО, показана на рис. 3 и обсуждается ниже. Она используется в статье также для оценки степени созревания ОБ осадочных пород. Необходимо отметить, что в нашей модели значения ОСВ (%Ro) рассчитываются с использованием новой кинетической модели созревания витринита EASY%RoDL [Burnham et al., 2017], которая более корректно описывает процесс созревания витринита, чем предыдущая модель EASYRo% [Sweeney, Burnham, 1990]. Контроль достоверности полученной реконструкции термической истории бассейна осуществлялся сравнением расчетных глубин осадочных слоев с глубинами в современном осадочном разрезе, анализом вариаций тектонического погружения бассейна и сравнением расчетных и измеренных значений глубинных температур и ОСВ. Эти факторы рассматриваются ниже более подробно.

Тектоническое погружение бассейна в системе ГАЛО

По определению, тектоническое погружение бассейна — это глубина поверхности фундамента, если удалить воду и осадочные породы с его по-

верхности [Slater, Christie, 1980]. В этом случае амплитуда тектонического погружения определяется весом столбцов морской воды и осадочного чехла в текущий момент времени t (сплошная линия 1 на рис. 5). Второй подход к расчету амплитуд тектонического погружения бассейна основан на вычислении распределения плотности по глубине в пределах фундамента (т.е. в пределах консолидированной коры и мантии) в каждый момент эволюции бассейна (пунктирная линия 2 на рис. 5). Уравнения, необходимые для расчета тектонического погружения фундамента, представленные линиями 1 и 2 на рис. 5, обсуждаются в работах [Галушкин, 2007; Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016].

Расчеты тектонического погружения по второму методу предполагают, что такие события как растяжение, термическая активация и термическое охлаждение литосферы, приводящие к изменению распределения плотности пород фундамента с глубиной, могут объяснить вариации амплитуд тектонического погружения, полученные первоначально путем удаления нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента. Тогда длительность и амплитуду событий растяжения или термической активации литосферы подбирают таким образом, чтобы вариации, рассчитанные вторым методом (пунктирные линии 2 на рис. 5 с учетом эпизодов растяжения, нагревания или охлаждения литосферы, объясняли соответствующие изменения в амплитуде тектонического погружения, вычисленные первым методом (линии 1 на рис. 5). В результате такого подбора пунктирная линия 2 на рис. 5 должна стать близкой к сплошной линии 1. Такая процедура оценки продолжительности и интенсивности событий в литосфере бассейна подробнее описана в главе 1 в работе [Galushkin, 2016] на примере моделирования тепловой эволюции литосферы ЗСБ в районе Широного Приобья (месторождение Ясное). Существенно, что оба упомянутых метода расчета амплитуд тектонического погружения предполагают локально-изостатическую реакцию литосферы бассейна на внешнюю и внутреннюю нагрузки, то есть на нагрузку воды и осадков и на изменение плотности пород фундамента со временем. Таблица 3 представляет основные характеристики событий растяжения и тепловой активации литосферы, объясняющие вариации в амплитудах тектонического погружения ЗСБ в изучаемом районе, показанные кривыми 1 и 2 на рис. 5.

Термическая история и амплитуды растяжения литосферы

Рассмотрим последовательные этапы изменения амплитуды тектонического погружения бассейна и события в литосфере, ответственные за

Таблица 3. Основные характеристики событий растяжения и термической активизации литосферы, следующие из анализа вариаций тектонического погружения бассейна в районе скв. СГ-6

Термическая активизация					
<i>N</i>	<i>t</i> ₁	<i>t</i> ₂	<i>t</i> ₃	<i>q</i> ₂	<i>q</i> ₃
	млн лет			мВт/м ²	
1	235	197	196	60.0	60.0
2	144	120	119	50.2	50.2
3	70	24	2	49.0	53.6

Растяжение литосферы			
<i>N</i>	<i>t</i> ₁₁	<i>t</i> ₂₂	Амплитуда растяжения, β
	Ma		
1	260	240	1.300
2	185	145	1.120
3	90	85	1.015

Примечания: эффективный тепловой поток на поверхности фундамента линейно увеличивается от текущего значения при $t = t_1$ (начало активизации) до значения q_2 при $t = t_2$ и затем линейно до q_3 при $t = t_3$. Растяжение литосферы с амплитудой β имело место в интервал времени от $t = t_{11}$ до $t = t_{22}$.

такие изменения. Тепловой поток в начале осадконакопления (260 млн лет назад) принимался равным 105 мВт/м² (рис. 3б), что характерно для осевых зон активных современных континентальных рифтов [Смирнов, 1980; Cloetingh et al., 2015]. На первой стадии рифтогенеза (от 260 до 237 млн лет) основная часть тектонического погружения на рис. 5 объясняется охлаждением литосферы от высокого начального потока. При этом степень растяжения литосферы по оценкам не превышала 1.3 (табл. 3). Это растяжение приводило к сокращению толщины коры и, как следствие, к погружению поверхности фундамента, а значит и тектонической кривой 2 на рис. 5. Это погружение добавлялось к тому, что было вызвано остыванием литосферы. Алгоритм численного воспроизведения процесса растяжения литосферы в системе моделирования ГАЛО рассмотрен в Приложении 1.

В период времени от ладинского яруса в среднем триасе до синемюрского в нижней юре амплитуда тектонического погружения изменяется медленнее, чем это было бы при простом остывании литосферы. Такое замедление в погружении объясняется влиянием умеренной термической активизации литосферы в этот период времени (табл. 3; рис. 5). В системе моделирования ГАЛО тепловая активизация литосферы численно воспроизводилась подъёмом изотермы 1100°C, имитирующей кровлю теплового диапира в мантии, с определённой скоростью (Приложение 1). Например, в варианте термической эволюции литосферы на рис. 3б изотерма 1100°C поднималась на 3.3 км со средней скоростью 87 м/млн лет в течение 38 млн лет от своего положения 235 млн лет

назад. Расчетный тепловой поток через границу Мохо (основание земной коры) увеличивался за это время с 28.1 мВт/м² 235 млн лет назад до 31.9 мВт/м² 197 млн лет назад (линия 3 на рис. 3б). Интересно, что тепловой поток через поверхность и основание осадочного слоя за то же время слегка уменьшился (линии 1 и 2 на рис. 3б).

Другая ситуация имела место в период от плинсбаха до берриаса. Здесь тектоническое погружение было более крутым, чем наблюдалось бы при простом остывании литосферы, что говорит в пользу умеренного растяжения литосферы с амплитудой 1.12 (вторая стадия растяжения в табл. 3; рис. 5). Почти постоянная амплитуда тектонического погружения бассейна в период от берриаса до апта предполагала здесь незначительную термическую активизацию литосферы (табл. 3; рис. 3б, рис. 5). И также небольшое растяжение литосферы с амплитудой 1.015 предполагается в туронский и коньякский ярусы верхнего мела (табл. 3; рис. 5). Последняя, третья стадия термической активации литосферы объясняет поведение тектонической кривой на рис. 5 с конца мела по плейстоцен. Эта активизация сопровождалась увеличением эффективных тепловых потоков с 49 до 54 мВт/м² (табл. 3). Она объясняет поднятие поверхности фундамента в миоцене и плиоцене с эрозией около 300 м отложений (табл. 1, табл. 3; рис. 3а, рис. 5). Такая эрозия наблюдалась во всех осадочных бассейнах севера Западной Сибири, включая полуострова Ямал и Гыдан, а также Карское море [Добрецов и др., 2013; Конторович и др., 2013].

Таким образом, события растяжения и термической активизации литосферы в табл. 3, объяс-

няют те вариации в амплитуде тектонической кривой, которые не находят объяснения в модели с простым остыванием литосферы бассейна. Согласно табл. 3, общая амплитуда растяжения литосферы ЗСБ на площади скв. СГ-6 составляет $\beta = \beta_1 \times \beta_2 \times \beta_3 = 1.48$. Следовательно, современная толщина консолидированной коры H , рассчитанная в нашей модели, равна $45/1.48 = 30.4$ км, где 45 км это толщина консолидированной земной коры 260 млн лет назад, т.е. в начале формирования бассейна. Имея ввиду мощность современного осадочного разреза, равную 8 км, получаем современную глубину границы Мохо в модели, равную 38.4 км. Такое значение согласуется с геофизическими оценками глубины границы МОХО (37–40 км) на профиле КРАТОН в исследуемом районе ЗСБ [Melnik et al., 2015]. Интересно, что современная глубина границы МОХО, рассчитанная в модели, составила бы 34 км, если принять начальную толщину земной коры, равную 40 км.

Распределения температуры и ОСВ с глубиной

Выше была рассмотрена важная часть системы моделирования бассейнов ГАЛО, ответственная за оценку событий растяжения и тепловой активизации литосферы из анализа вариаций амплитуд тектонического погружения бассейна. Близость тектонических кривых 1 и 2 на рис. 5, обеспеченная таким выбором событий, является одним из основных критериев обоснованности предлагаемой модели эволюции бассейна. Ниже будут рассмотрены два других важных критерия достоверности предложенной модели термической эволюции литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена ЗСБ, а именно соответствие рассчитанных температур и ОСВ (%Ro) их значениям, измеренным в современном осадочном разрезе бассейна.

Кривая 3 на рис. 6б представляет распределение ОСВ с глубиной, рассчитанное в варианте, когда все события, указанные в табл. 3, принимают участие в формировании теплового режима бассейна и, следовательно, условие совпадения тектонических кривых 1 и 2 на рис. 5 соблюдено. Однако видно, что этот вариант эволюции бассейна не обеспечивает высокой степени созревания ОВ пород нижней юры и триаса и что требуется дополнительный тепловой импульс, который увеличил бы зрелость этих пород. Предполагается, что такой импульс мог быть создан внедрением силла толщиной около 500 м с температурой 700°C недалеко от поверхности фундамента около 181 млн лет назад. Распределение ОСВ, вычисленное с учетом этого события, показано кривой 2 на рис. 6б. Оно согласуется с высокой зрелостью ОВ пород нижней юры и триаса. Отметим здесь, что предложенный вариант внедрения силла не является единственно возможным. Моделирова-

ние не может точно определить параметры и даже тип события, вызвавшего тепловой импульс, поскольку единственным критерием для такого выбора является соответствие между измеренными и рассчитанными значениями ОСВ. Такой тепловой импульс мог быть смоделирован в варианте с силой толщиной менее 100 м, с температурой 800–1000°C в сочетании с гидротермальной активностью, охватывающей приповерхностные слои фундамента и основания осадочного чехла, как, например, при моделировании в районе скв. 414 Уренгойского месторождения [Galushkin et al., 1999].

Два основных фактора необходимо учитывать при сравнении расчетных и измеренных значений температуры горных пород — это заметное растрескивание пород нижних горизонтов осадочного чехла и приповерхностных слоев фундамента и большое влияние на температуру осадочных пород резких колебаний климата в четвертичном периоде. Как отмечалось выше, трещиноватость пород у нас моделировалась заменой стандартных масштабов уплотнения вулканитов, алевролитов и песчаников в пермских, триасовых и нижнеюрских отложениях на более высокие нестандартные значения. При этом пористость указанных литологических единиц достигло 20% на глубине 7 км. В результате “нестандартная” пористость пород в слоях 1–9 табл. 1, табл. 2 превышала пористость, рассчитанную со стандартными параметрами уплотнения, на 15–17% (рис. 4). Такое увеличение пористости и связанный с этим рост содержания поровой воды ведет к снижению теплопроводности пород (рис. 7). Растрескиванию подвержены также и верхние слои фундамента [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксенойд, 2012; Богоявленский и др., 2013]. В наших расчетах этот факт учитывается введением эффективной пористости $\varphi = 20\%$ в породах двух верхних километров фундамента. При этом под эффективной пористостью понимается полная пористость пород (то есть сумма открытых и закрытых пор). Теплопроводность этих пород вычислялась по обычной формуле [Ungerer, 1993]: $K_{\text{породы}} = K_{\text{базальта}}^{(1-\varphi)} \times K_{\text{воды}}^{\varphi} = 1.88^{0.80} \times 0.67^{0.2} = 1.53$ Вт/м · К, где 1.88 Вт/м · К — теплопроводность базальта и 0.670 Вт/м · К — среднее значение теплопроводности воды при температуре 100–200°C. В то же время при расчете теплопроводности пород консолидированной коры на глубинах более 2 км от поверхности фундамента, учитывалось уменьшение теплопроводности пород земной коры с повышением температуры [Perry et al., 2006]. Как видно, растрескивание пород в нижней части осадочного чехла и верхнем фундаменте приводит к снижению их теплопроводности, что, в свою очередь, увеличивает температурный градиент, который теперь

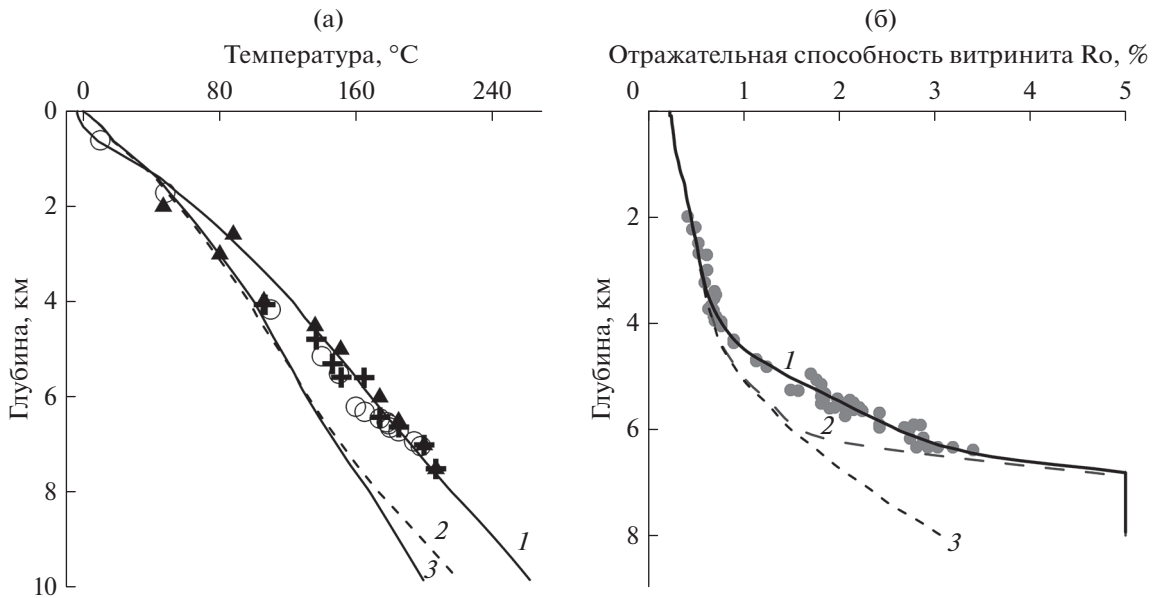


Рис. 6. Распределение температуры (а) и отражательной способности витринита (б) с глубиной в современном разрезе ЗСБ в районе скв. СГ-6. Кривые 1 – значения, рассчитанные с учетом 4-ех событий в истории бассейна: 1) внедрения сила в нижней юре; 2) разуплотнения пород нижних горизонтов осадочного покрова и кровли фундамента; 3) гидротермальной активности в верхнем плиоцене-нижнем плейстоцене; 4) резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время (см. текст). Кривая 2 на рис. (а) – расчеты без учета события 2). Кривая 2 на рис. (б) – расчеты без учета события 3). Кривая 3 на рис. (а) – распределение температур, вычисленное без учета событий 2), 3) и 4). Кривая 3 на рис. (б) – распределение ОСВ, вычисленное без учета события 1) и 3). Символы на рис (а) – значения температур, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах: [Мясникова, Оксенюйд, 2012] – жирные кресты; [Белоконь-Карасева и др., 2006] – кружки; [Беляева, 2005; Кравченко, 2012] – черные треугольники. Символы на рис. (б) – значения ОСВ, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах [Фомин и др., 2001; Полякова, Боговявленский, 2011].

лучше согласуется с наблюдаемым температурным градиентом (сравните кривые 2 и 3 на рис. 6а). Напомним, что кривая 2 на рис. 6а представляет собой распределение температуры в современном разрезе бассейна, рассчитанное с учетом наличия зон с повышенными значениями эффективной пористости пород и теплового эффекта сила, а кривая 3 – расчеты в тех же условиях, но со стандартными (среднемировыми) параметрами уплотнения пород.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БАССЕЙНА В ПОСЛЕДНИЕ 3.5 МЛН ЛЕТ

Современные распределения температуры и ОСВ, представленные кривыми 2 на рис. 6а и 6б, были рассчитаны с учётом разуплотнения глубоких осадочных пород, с рассмотрением теплового влияния сила и влияния всех событий в табл. 3 в согласии с вариациями тектонического погружения бассейна (рис. 5). Сравнение кривых 2 с измеренными значениями температур и ОСВ на рис. 6а и 6б показывает, что перечисленных выше факторов недостаточно для согласования вычисленных и наблюдаемых параметров. Мы покажем, что учет резких колебаний климата в последние 3.5 млн лет и

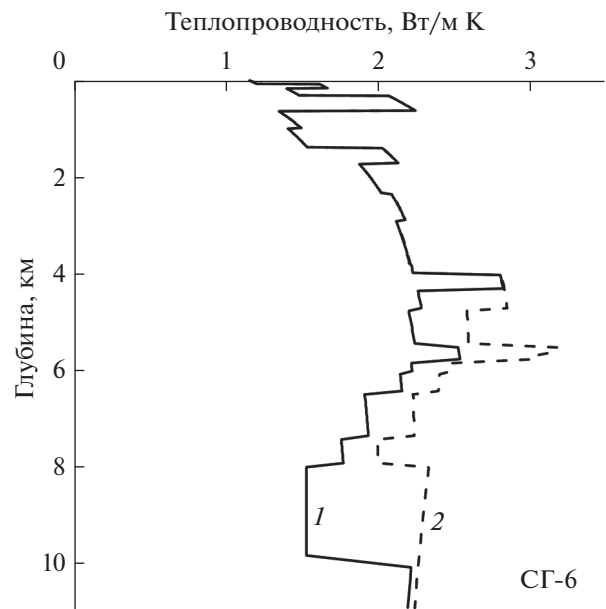


Рис. 7. Распределение теплопроводности с глубиной, в современном разрезе скв. СГ-6, рассчитанное со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия 1) параметрами уплотнения пород (см. текст).

предположение о гидротермальном теплопереносе в нижних горизонтах осадочного чехла с 2.5 по 0.7 млн лет назад, помогают привести нашу модель в соответствие со всеми значениями температур и ОСВ, измеренными в современном разрезе бассейна.

В системе GALO для анализа тепловой эволюции бассейна во время резких колебаний климата с неоднократным формированием и деградацией зон пермафроста были разработаны специальные программные пакеты *ICE-1* или *ICE-3*, в которых тепловой поток задавался в основании осадочного чехла (постоянный в пакете *ICE-1* и переменный в *ICE-3*). Пакет программ *ICE-1* использовался для анализа эволюции зоны вечной мерзлоты на Уренгойском месторождении [Galushkin, 1997; Galushkin, 2007]. Он применялся также для анализа вариаций теплового потока с глубиной, обусловленных колебаниями палеоклимата в бассейнах Южного Урала, где современная зона пермафроста отсутствует [Galushkin, Yakovlev, 2004]. Пакет *ICE-3* использовался для анализа эволюции пермафроста в ЗСБ (Уренгойское месторождение) и на Сибирской платформе (Куюмбинское месторождение) [Галушкин и др., 2012а; 2012б]. Основное преимущество пакетов *ICE-1* и *ICE-3* заключалось в том, что они использовали реальный осадочный разрез бассейна, в то время как другие пакеты моделируют эволюцию пермафроста в рамках упрощенной двух-трехслойной модели осадочного разреза. Но можно отметить и недостатки пакетов *ICE-1* и *ICE-3*. Во-первых, осадочный разрез, в котором рассматривается эволюция вечной мерзлоты, полагается в этих пакетах неизменным в течение всего времени моделирования (т.е. в последние 3.5 млн лет). Он принимается идентичным современному осадочному разрезу бассейна. Во-вторых, и это более существенно, граничные условия здесь задаются на небольших глубинах (в основании осадочного чехла), что может заметно влиять на полученные решения.

Новый пакет программ, *ICE 2020*, использованный в настоящей работе, лишен этих недостатков. Расчет температуры с ним осуществляется в той же области глубин, что и общее моделирование бассейна ($0 \leq z \leq ZM$). Соответственно, условие на нижней границе области счета остается прежним: $T = TM$ при $z = ZM$, и необходимость поддерживать тепловой поток в основании осадочного чехла отпадает. Кроме того, пакет *ICE 2020* позволяет анализировать эволюцию пермафроста во время осадконакопления или эрозии. Это имеет значение и для нашего моделирования, так как эволюция бассейна вблизи скв. SG-6 в последние 3.5 млн лет включает наряду со стадией перерыва (стадия 22 в табл. 1) также и стадию осадконакопления (стадия 23 в табл. 1). Распределения температур и ОСВ по глубине в

современном разрезе бассейна, рассчитанные с использованием пакета *ICE 2020*, показаны кривыми 1 на рис. 6а и 6б.

К преимуществам программы *ICE 2020* относится также возможность расчета изменения степени зрелости ОБ осадочных пород (ОСВ, %Ro). Для многих бассейнов это не имеет значения из-за малой продолжительности четвертичного периода. Но наше моделирование предполагает заметный вклад гидротермальной активности в созревание ОБ юрских и триасовых пород в плиоцене-плейстоцене (см. ниже). В самом деле, вычисленные значения температур и ОСВ, показанные кривыми 2 на рис. 6, оказались ниже измеренных значений. Это обстоятельство предполагает, что в истории бассейна было кратковременное событие, в результате которого температура и зрелость пород повысились до наблюдаемых значений. Моделирование показало, что таким событием мог быть гидротермальный теплоперенос, активный в пределах двух нижних осадочных слоёв в период от 2.2 до 0.7 млн лет назад с перепадом температур ΔT вдоль гидротермальной колонки около 15°C . Распределения температур и ОСВ, вычисленные с учётом этого теплового эффекта, показаны кривыми 1 на рис. 6а и 6б. Алгоритмы, используемые для расчета теплового эффекта гидротермального теплопереноса в пакете *ICE 2020*, описаны в Приложении 2. Отметим здесь, как и в ситуации с юрским силлом, что моделирование не может точно определить параметры такой гидротермальной активности. Можно лишь сказать, что гидротермальная конвекция должна быть достаточно интенсивной, чтобы нивелировать разницу между вычисленными (кривая 2) и измеренными значениями %Ro на рис. 6б в течение относительно короткого времени ее активности. С другой стороны, необходим определенный интервал времени для охлаждения пород после этой активности, так как в противном случае рассчитанные температуры на рис. 6а будут заметно выше измеренных. Тогда гидротермальную активность, с параметрами, представленными выше, можно рассматривать как одно из вероятных событий в истории бассейна. В связи с этим отметим, что в литературе имеются многочисленные свидетельства гидротермальных изменений в породах нижних горизонтов осадочного чехла ЗСБ [Белоконь-Карасева и др., 2006; Коробов, Коробова, 2011; Предтеченская и др., 2009], однако отсутствуют оценки возраста гидротермальной активности.

Моделирование с пакетом *ICE 2020* принципиально отличается от общего моделирования в системе GALO небольшими шагами по времени, dt . Последнее вызвано необходимостью отразить относительно краткосрочные климатические изменения в плиоцен-четвертичное время. Если общее моделирование бассейна в течение 260 млн лет осуществлялось за 2.5 тыс. шагов и шаг по вре-

мени dt менялся от 400 до 20 тыс. лет, то моделирование с пакетом *ICE 2020* в течение 3.5 млн лет требовало более 27 тыс. временных шагов с шагом dt , изменявшимся от 500 до 5 лет. Конечно-разностная схема для решения соответствующего уравнения теплопередачи и алгоритмы расчета теплопроводности, теплоемкости, температуры мерзлых и талых пород подробно обсуждаются в работах [Galushkin, 1997; 2016; Галушкин и др., 2012a; 2012б; Galushkin, 2023]. Здесь же отметим, что теплопроводность, теплоемкость и теплогенерация пород рассчитываются, как обычно, через значения этих параметров для матрицы пород, грунтовых вод и льда. Содержание незамерзшей воды в порах породы при отрицательных температурах, $W(T)$, а вместе с ней и выделение скрытой теплоты плавления льда зависят от температуры и содержания в породах мелко- и крупнозернистых фракций [Galushkin, 1997; 2016; 2023; Галушкин и др., 2012a].

База палеоклиматических данных, использованных для расчета термической эволюции бассейна с программным пакетом *ICE 2020* в последние 3.5 млн лет, включала 134 значения среднегодовых температур на поверхности бассейна (верхние рисунки на рис. 8). Они основаны на информации большого числа работ, посвященных изучению палеоклимата Западной Сибири [Величко, 1993; 1999; Фотиев, 2005; 2006; Астахов, 2007; Гаврилов, 2008; и др.]. Основание зоны вечномерзлых пород определяется пересечением текущей геотермы с температурой ликвидуса льда TL , которая зависит от давления и содержания соли в грунтовых водах [Galushkin, 2023]. Согласно расчетам, максимальная глубина проникновения пермафроста в районе скв. СГ-6 достигалась около 2.55 млн лет назад, составляя около 711 м (рис. 8). Та же глубина в последнее оледенение достигалась около 14.5 тыс. лет назад, составляя 411 м. Вычисленная современная толщина зоны пермафроста (около 310 м) не противоречит ее оценкам в изучаемом районе (рис. 9а; [Фотиев, 2005; 2006]). Расчеты показывают, что в настоящее время зона вечномерзлых пород в районе скв. СГ-6 деградирует снизу со скоростью около 13 мм в год [Galushkin, 2023].

Эволюция температурного режима зоны пермафроста за последние 18 тыс лет показана на рис. 9а. Здесь приведены распределения температур в верхней части осадочного разреза, где влияние климатических изменений особенно заметно. Вычисленные распределения температуры и теплового потока во всем осадочном разрезе скв. СГ-6 представлены на рис. 9б. Здесь кривая T_0 подобно кривой b на рис. 9а, представляет начальное распределение температуры для моделирования эволюции пермафроста. Это распределение получено расчетами в системе моделирования бассейнов ГАЛО для времени 3.5 млн лет назад, когда

среднегодовые температуры на поверхности бассейна все еще были положительными. Расчеты показывают, что максимальные значения современного теплового потока наблюдаются на глубине около 1 км (рис. 9б). Такое поведение теплового потока характерно для зон вечной мерзлоты северных районов Западной Сибири. На глубинах более 1.5 км тепловой поток монотонно снижается, приближаясь к глубинным региональным значениям.

В заключении раздела отметим еще раз, что учет резких колебаний климата в плиоцен-четвертичный период и гидротермальной активности в нижних слоях осадочного чехла приводит рассчитанные современные распределения температуры и ОСВ в соответствие с измеренными значениями T и $\%Ro$ на рис. 6 и рис. 9.

ОБСУЖДЕНИЕ

Условия применимости системы моделирования ГАЛО

Система моделирования бассейнов ГАЛО, используемая в статье, рассматривает плоские одномерные бассейны, когда все переменные зависят только от времени (t) и глубины (z) и не меняются в горизонтальных направлениях (x и y). Рисунок 2а дает возможность проверить справедливость использования приближения плоского бассейна в нашей модели. Расстояние от Ево-Яхинского до Геологического месторождений на рис. 2а около 80 км [Предтеченская и др., 2009]. Следовательно, отношение горизонтального масштаба к вертикальному на рис. 2а составляет около 13. Толщина консолидированной коры в изучаемом районе изменится плавно (не более чем на 15 км на расстоянии 100 км по горизонтали [Melnik et al., 2015]). Следовательно, можно считать, что условие $dT/dx, dT/dy \ll dT/dz$ выполняется для современной литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6 с достаточной точностью. Отклонения от одномерной модели могли быть заметны только вблизи оси рифта на начальной стадии рифтогенеза, когда горизонтальные градиенты температур dT/dx были максимальными. На этой стадии литосфера охлаждается быстрее, чем в одномерном варианте охлаждения, и тогда наши оценки амплитуды растяжения литосферы на рифтовой стадии развития бассейна могут быть немного завышены. Однако, в целом, ошибки, возникающие от применения одномерной модели, не должны превышать ошибок от неопределенностей в знании исходных параметров модели и не могут изменить основные выводы нашей работы.

Другое предположение системы моделирования ГАЛО касается локально-изостатического отклика литосферы на нагрузку. Оно используется при расчете тектонического погружения бассей-

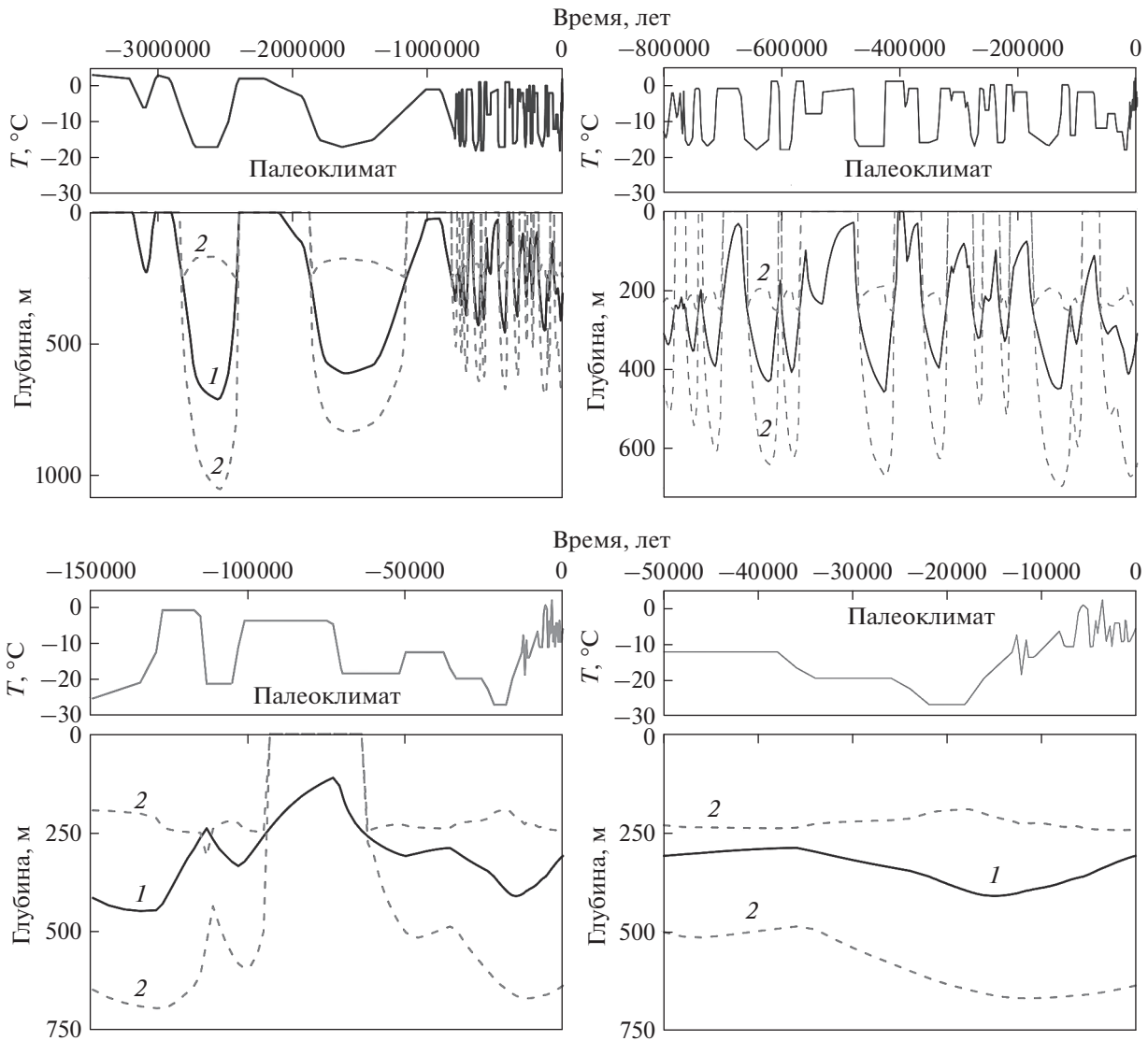


Рис. 8. Изменение глубины основания зоны вечномёрзлых пород (сплошные линии 1) и глубин кровли и основания зоны устойчивости метановых газогидратов (пунктирные линии 2) в осадочном разрезе скв. СГ-6 за последние 3.5 млн лет. Сверху показаны среднегодовые температуры на поверхности бассейна (палеоклимат).

на [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Выше отмечалось, что нижние горизонты осадочного чехла и кровля фундамента Колтогорско-Уренгойского грабена характеризуются тектонической трещиноватостью пород и активизацией движений по глубоким разломам древнего происхождения [Предчетенская и др., 2009]. Это справедливо как для начальной стадии рифтогенеза бассейна, так и для тектонической активности бассейна в юрском, меловом и неогеновом периодах [Конторович и др., 2013; Кравченко, 2012]. Развитая трещиноватость горных пород и умеренные аномалии силы тяжести свободного воздуха в районе исследования [Melnik et al., 2015] также говорят в пользу изостатической реакции литосферы бассейна. Отсутствие резких изменений толщины осадоч-

ного чехла на расстояниях 10–15 км (рис. 2а), превышающих эффективно жесткую толщину литосферы, тоже свидетельствует в пользу локально-изостатической реакции литосферы исследуемого района на нагрузку осадочного чехла.

Возможное влияние ошибок в определении глубины нижней границы области счета (ZM) и температуры на этой границе (TM) подробно рассмотрено в работах [Galushkin, 2016; Galushkin, Dubinin, 2020]. В них рассмотрен также алгоритм расчета глубины ZM и температуры TM , и показано, что изменение в значении ZM на 10–15% не оказывает заметного влияния на результаты моделирования.

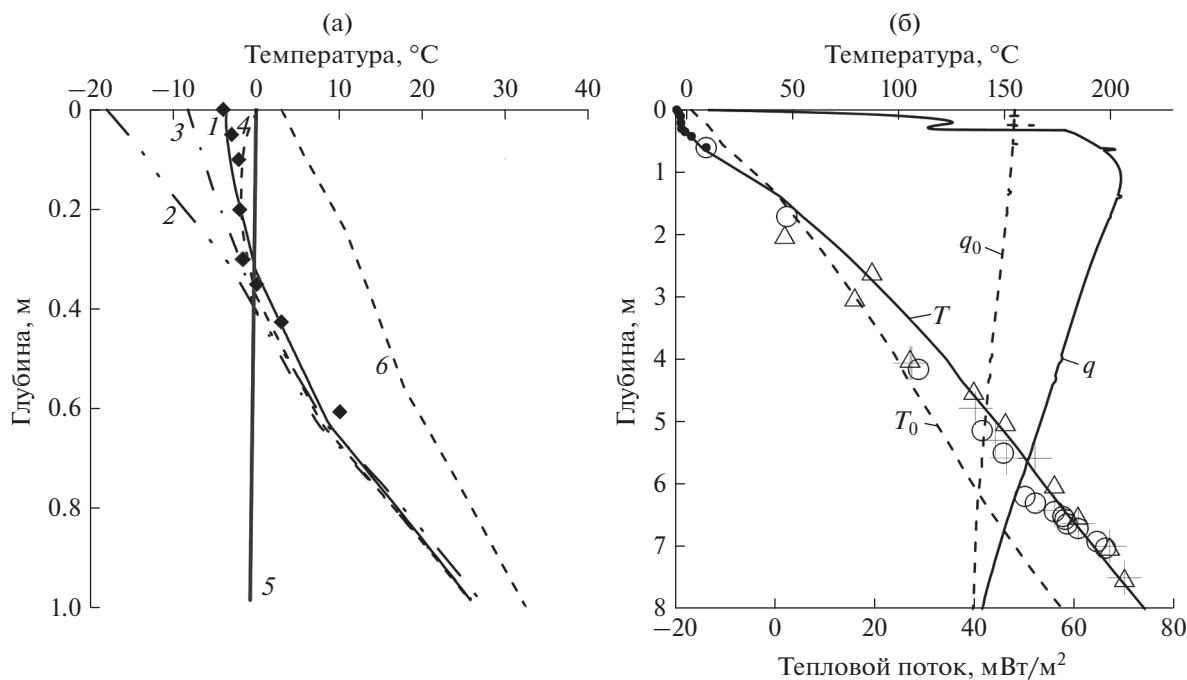


Рис. 9. Вычисленные распределения температур (T) и теплового потока (q) с глубиной на разных этапах эволюции пермафроста в осадочном разрезе скв. СГ-6. (а) – Распределения температур: в настоящее время (кривая 1); в последний период оледенения 18 тыс. лет назад (кривая 2); в начале голоцена 10 тыс. лет назад (кривая 3); в климатический оптимум 5 тыс. лет назад (кривая 4); 3.5 млн. лет назад (кривая 6 – начальное распределение температур для моделирования эволюции пермафроста с пакетом *ICE2020*). Кривая 5 – изменение температуры ледяного покрова (TL) с глубиной. Черными ромбами отмечены температуры пород, измеренные в разрезе скв. СГ-6 [Ершов, 1989; Балобаев, 1991; Фотиев 2005; 2006]; (б) – распределение температур (T , T_0) и теплового потока (q , q_0), вычисленные для времени $t = 3.5$ млн лет назад (пунктирные линии) и для настоящего времени ($t = 0$ (сплошные линии), в осадочном разрезе скв. СГ-6. Измеренные значения температур: крестики – [Мясникова, Оксенойд, 2012]; открытые кружки – [Белоконь-Карасева и др., 2006]; открытые треугольники – [Беляева, 2005, Кравченко, 2012].

Сравнение с другими системами моделирования

Первая численная реконструкция термической истории бассейна в районе скв. СГ-6 была описана в работе [Галушкин и др., 1996]. Она использовала первую версию системы моделирования бассейнов ГАЛО 1995 г. Эта реконструкция отличается от нашей версии, прежде всего, менее подробным осадочным разрезом бассейна и ограниченным объемом данных по измерениям ОСВ и глубинных температур. Модель 1996 г. не принимала во внимание разуплотнение глубинных пород и резкие изменения климата в четвертичном периоде. Поэтому ее можно рассматривать только как первое приближение к описанию термической эволюции ЗСБ.

Другая реконструкция термической истории бассейна в районе СГ-6 рассматривается в работе [Конторович и др., 2013]. Она использует систему моделирования бассейнов TEMIS (*Beicip Franlab*). Отметим, что эта модель не учитывает такие процессы, как интрузивно-гидротермальную активность в юрском и плейстоценовом периодах, тектоническое растрескивание глубинных пород и резкие колебания климата в плиоцене, четвер-

тичном периоде. В этой модели постоянный тепловой поток поддерживается в основании осадочного слоя, что может привести к ошибочным результатам моделирования [Galushkin, Dubinin, 2020]. Термические истории, реконструированные в настоящей статье и в работе [Конторович и др., 2013], заметно различаются. Как результат, пермские и триасовые породы в нашей модели достигают высокого уровня зрелости на 50–100 млн лет раньше, чем в модели из работы [Конторович и др., 2013]. К сожалению, трудно судить о степени достоверности результатов моделирования, представленных в работе [Конторович и др., 2013], поскольку в этой статье не приводится сравнение рассчитанных и измеренных значений температур и ОСВ.

Другой пример моделирования тепловой эволюции ЗСБ на площади скв. SG-6 представлен в работе [Добрецов и др., 2013]. В этой работе распределение температуры в осадочном слое получается решением уравнения теплопроводности с заданием температуры и теплового потока на поверхности бассейна. Хотя последний параметр является решающим для вычисления температу-

ры пород, но принцип его расчета из текста статьи остается неясным. Общая реконструкция, представленная на рис. 2б в статье [Добрецов и др., 2013], предполагает заметное увеличение этого потока в кайнозое. В то же время расчетные температуры оказываются заметно выше измеренных в современном разрезе. Н.Л. Добрецов использует анализ тектонического погружения бассейна в рамках двухслойной модели литосферы для реконструкции истории погружения бассейна. Он оценивает амплитуду растяжения коры $\beta = 1.4$ и растяжения подкоровой литосферной мантии $\delta = 1.8$ [Добрецов и др., 2013]. Его значение параметра β близко к нашей оценке растяжения литосферы $\beta = 1.48$ в табл. 3, полученной в рамках однородного растяжения области счета ($0 \leq z \leq ZM$). Те же проблемы, что и с предыдущей реконструкцией, возникают при проверке достоверности термической модели в работе [Добрецов и др., 2013]. Здесь снова отсутствует информация о сравнении рассчитанных и измеренных значений температур и ОСВ. Однако, как следует из рис. 2б в работе [Добрецов и др., 2013], рассчитанные значения температур должны заметно превышать измеренные в современном разрезе.

Роль аномальной пористости пород бассейна в моделировании

Выше отмечалось, что процессы микрорастрескивания под влиянием тектонических факторов и гидротермального выщелачивания приводят к росту эффективной пористости пород нижних горизонтов осадочного чехла и кровли фундамента. Увеличение пористости и связанный с этим рост содержания поровой воды ведет к снижению теплопроводности пород (рис. 7) и как следствие, к повышению градиента температуры (сравните кривые 2 и 3 на рис. 6а). В расчётах теплопроводности участвует полная пористость пород (закрытая и открытая), при этом предполагается, что поры заполнены грунтовыми водами, так как вытеснение этих вод газом будет иметь место только при большом объеме генерируемого и мигрирующего газа. К сожалению, в литературе отсутствуют оценки временных интервалов активности процессов, ответственных за формирование аномальной пористости пород бассейна. Это вносит свою долю неопределенности в исходную базу данных численного моделирования термической эволюции бассейна. В модели предполагалось, что аномально медленное уплотнение было присуще вулканитам, алевролитам и песчаникам перми, триаса и нижней юры в течение всей истории их погружения. То же относится и к трещи-

новатости пород верхних 2 км фундамента. Ясно, что это можно рассматривать лишь как полезное приближение в модели. В самом деле, можно предположить, что аномальная трещиноватость пород возникла лишь в последние 10–15 млн лет в ответ на поднятие области, вызвавшее эрозию в миоцене. Такое предположение приведет к уменьшению пористости и увеличению теплопроводности указанных пород на большей части истории их погружения по сравнению с их значениями в модели, рассматриваемой в данной статье. Соответственно, температура пород возрастет, созревание органического вещества станет более ранним и активность последней гидротермальной активизации, предполагаемая в новой модели, будет более умеренной. Такой анализ может быть проведен в развитие данной работы, однако он потребует дополнительной информации о временной истории процессов формирования аномальной пористости пород изучаемого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение пакета моделирования бассейнов ГАЛО позволило численно реконструировать термическую историю литосферы Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 в Колтогорско-Уренгойском грабене. Реконструкция проведена с учетом таких нестандартных явлений, как аномально высокий рост зрелости ОВ в породах юры и триаса, высокие градиенты температур в верхнем фундаменте и триасо-пермском осадочном комплексе, а также аномально низкие температуры в верхних горизонтах осадочного разреза бассейна. Анализ вариаций тектонического погружения бассейна использован для оценки интенсивности и продолжительности событий термической активизации и растяжения литосферы бассейна, имевших место в истории его погружения.

Предположение о внедрении силла в верхние горизонты фундамента в нижней юре помогает объяснить высокую зрелость ОВ в породах нижнего триаса. Рассмотрение резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время с неоднократным формированием и деградацией зон пермафроста вместе с учетом кратковременной гидротермальной активности в этот период времени позволило получить глубинные профили температур и ОСВ, согласующиеся со значениями, измеренными в современном разрезе бассейна.

Полученные результаты моделирования имеют значение для геотермических исследований значительной части Западно-Сибирского бассейна, поскольку отмеченные особенности в глубинных

распределениях температур и ОСВ характерны для многих регионов Западной Сибири, включая осадочные разрезы Красноленинского свода, Енисейско-Хатангского прогиба, Южно-Карской синеклизы, и т.д.

Представленная модель дает один из вероятных вариантов развития бассейна, согласующийся с имеющейся базой данных по его строению и развитию, она может уточняться по мере развития этой базы.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

РАСТЯЖЕНИЕ И ТЕРМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ В СИСТЕМЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЛО

Растяжение литосферы с результирующей (кумулятивной) амплитудой β численно воспроизводилось в системе моделирования GALO серией из n небольших последовательных интервалов адиабатического растяжения фундамента с амплитудой $\Delta\beta_i$. Тогда общая амплитуда растяжения β определяется как произведение малых амплитуд: $\beta = \Delta\beta_1 \times \Delta\beta_2 \dots \Delta\beta_i$. Например, первый период растяжения литосферы ЗСБ в районе скв. SG-6 в течение 23 млн лет с амплитудой растяжения $\beta = 1.30$ (табл. 3) численно воспроизводился серией из 300 последовательных событий растяжения с амплитудами $\Delta\beta_i = 1.001$ ($1 \leq i \leq 300$). Растяжение литосферы приводит к сокращению глубины МОХО (рис. 36) и повышению температуры мантии. Последний эффект становится заметным при высоких амплитудах растяжения $\beta > 1.3-1.5$ [Галушкин и др., 2014].

Необходимо отметить, что в системе моделирования ГАЛО “растяжение литосферы” означает равномерное растяжение всей моделируемой области ($0 \leq z \leq ZM$), то есть включает в себя утонение в β раз всех шагов dz по глубине в пределах осадочного слоя, консолидированной коры и мантии до глубины ZM . Более подробно этот вопрос рассмотрен в работах [Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016]. В других системах моделирования, таких как Fobos Pro, TecMod2D, предполагается разная степень растяжения для земной коры (β) и подкорковой мантии литосферы (δ). Такие системы использовались, например, при моделировании тепловой эволюции литосферы бассейна Бремер в Австралии [Гончаров и др., 2006], грабена Викинг [Rürke et al., 2008] и бассейна Воринг [Theissen, Rürke, 2010] в Норвежском море, пассивной окраины Ганы [Rürke et al., 2010], ЗСБ [Добрецов и др., 2013], Баренцева моря [Clark et al., 2014], и других районов мира. В этих моде-

лях параметры β и δ подбирались таким образом, чтобы расчетные значения температуры и ОСВ в породах бассейна были близки к значениям, измеренным в его современном разрезе. При этом степень растяжения подкорковой мантии, δ , могла в несколько раз превышать амплитуду растяжения земной коры β [Галушкин и др., 2014]. Этот факт трудно обосновать с физической точки зрения из-за отсутствия активной зоны сдвига на границе Мохо. На наш взгляд, более правильный и естественный подход используется в системе ГАЛО. Здесь тепловая активизация литосферы имитируется не интенсивным растяжением подкорковой мантии, а подъемом изотермы 1100°C (см. ниже) [Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016]. В системе ГАЛО основание литосферы определяется пересечением текущей геотермы с кривой солидуса перидотита с 0.2% H_2O от Wyllie [1979] (рис. 36). Поэтому уменьшение толщины литосферы, а следовательно, и увеличение параметра δ в периоды интенсивной термической активизации может быть значительным, но не связанным прямо с процессом растяжения литосферы.

В системе ГАЛО процесс тепловой активации литосферы воспроизводится путем постепенного повышения глубинной изотермы 1100°C , имитирующей подъем теплового диапира. В этом случае распределение температуры по глубине на глубинах ниже этой изотермы заменяется линейным увеличением от 1100°C в верхней части диапазона до $T = TM$ у основания счетной области ($z = ZM$). На глубинах выше изотермы 1100°C распределение температуры определялось путем решения уравнения теплопередачи.

Отметим, что система моделирования бассейнов ГАЛО может анализировать одновременное действие термической активизации и растяжения бассейна, как это имело место, например, в бассейне Иллизи в Алжире [Makhous, Galushkin, 2003] или в бассейнах Мурзук и Радамес в Ливии [Галушкин и др., 2014].

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ТЕРМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В СИСТЕМЕ ГАЛО

В этом приложении рассмотрен алгоритм, используемый в системе моделирования бассейнов ГАЛО и программном пакете ICE 2020 для расчета теплового эффекта гидротермальной активности в осадочных слоях бассейна. Допустим, гидротермальная циркуляция охватывает осадочные слои на глубине $z_1 \leq z \leq z_2$ и остается активной в

течение времени $t_1 \leq t \leq t_2$. Расчет распределения температур во время такой циркуляции является сложной математической задачей с рядом слабо определённых исходных параметров, например, таких как распределения проницаемости, пористости и других петрофизических параметров горных пород. Чтобы избежать этих трудностей, наш алгоритм не рассматривает процесс гидротермального теплообмена, а лишь анализирует его влияние на распределение температуры и созревание ОБ, что, в основном, связано с увеличением температурного градиента в области гидротермальной активности. Поэтому в системе ГАЛО процесс гидротермальной циркуляции численно моделируется заменой существующего распределения температур $T(z, t)$ на линейное “гидротермальное” распределение: $T_{hydr}(z, t) = T(z_2, t) - \Delta T(z_2 - z)/(z_2 - z_1)$. Эта замена производится в пределах интервала глубины активности подземных вод $z_1 \leq z \leq z_2$ и для каждого временного шага для $t_1 \leq t \leq t_2$, где t_1 и t_2 – время начала и окончания гидротермальной активности. Параметры гидротермальной активизации ΔT , z_1 , z_2 , t_1 , t_2 выбраны таким образом, чтобы устранить несоответствие расчетных кривых 2 на рис. 6а и 6б с измеренными значениями T и %Ro, показанными символами на этих рисунках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов, В.И.* К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2007. Сер. 7. Вып. 1.
- Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука. 1991. 193 с.
- Белоконь-Карасева Т.В., Башкова С.Е., Беляева Г.Л. и др.* Перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверхглубокого бурения. 2006.
<http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2006/06/Stat/stat01.html>
- Беляева Г.Л.* Закономерности изменения степени катагенеза ОБ пород больших глубин в связи с прогнозом нефтегазоносности (на примере глубоких и сверхглубоких скважин). Автореферат канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский Гос. Тех. унив. 2005.
- Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Богоявленский И.В., Будагова Т.А.,* 2013. Перспективы нефтегазоносности больших глубин шельфа и суши Южно-Карского региона // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2013. Т. 2(6). С. 1–21.
- Величко А.А. (ред.)* Западная Сибирь. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен. М.: Наука. 1993. Вып. 1. С. 27–46.
- Величко А.А. (ред.)* Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС. 1999. 260 с.
- Гаврилов А.В.* Типизация Арктических шельфов по условиям формирования мерзлых толщ // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 69–79.
- Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
- Галушкин Ю.И., Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Численное моделирование эволюции катагенеза отложений юры и триаса. Тюменская сверхглубокая скважина / Мазур В.Б. (ред.). Пермь. 1996. С. 279–286.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (1). С. 3–11.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 2. Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (2) С. 23–29.
- Галушкин Ю.И., Эль Магхби А., Эль Гтави М.* Термический режим и амплитуда растяжения литосферы бассейна Сирт, Ливия – численные оценки в системе моделирования плоских бассейнов // Физика Земли. 2014. № 1. С. 75–88.
- Горбачев В.И. (ред.)* Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6). Результаты и перспективы. Пермь: АО “КамНИИКИГС”. 2018. 272 с.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабищев А.В.* Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(8). С. 1145–1161.
- Еришов Э.Д. (ред.)* Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. 456 с.
- Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Малышев Н.А. и др.* Историко-геологическое моделирование процессов нафтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(8). С. 1179–1226.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А.,* 2011. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 15–24.
- Кравченко М.Н.* Ресурсный потенциал углеводородов ниже-среднеюрских и доюрских глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автореферат канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012.
- Мясникова Г.П., Оксенюк Е.Е.* Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Нефть и газ. 2012. № 3. С. 13–19.
- Полякова И.Д., Богоявленский В.И.* Баженовская свита – источник промышленных нефтей и жирных газов в ти-

- тон неокомских отложениях Южно-Карского региона // Докл. РАН. 2011. Т. 440(1). С. 105–110.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Трапин А.В.* Пермо-триасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта в Западно-Сибирской геосинеклизе // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50(1). С. 4–20.
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1: 10 000 000. М.: ГУГК. 1980. 150 с.
- Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О.* Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42 (11–12). С. 1875–1887.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 1) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX (2). С. 3–22.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X (2). С. 3–26.
- Burnham A.K.* Global Chemical Kinetics of Fossil Fuels: How to Model Maturation and Pyrolysis. Cham, Switzerland: Springer International. 2017.
- Clark S.A., Glorstad-Clark E., Faleide J.I. et al.* Southwest Barents Sea rift basin evolution: comparing results from backstripping and timeforward modelling // Basin Research. 2014. V. 26 P. 550–566.
- Cloetingh S. et al.* Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins. Elsevier. 2015.
<https://doi.org/10.1016/8978-444-53802-4.00117-2>
- Doligez B., Bessis F., Burrus J. et al.* Integrated numerical simulation of the sedimentation heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin. The THEMIS model. Thermal modelling in sedimentary basins / J. Burrus (ed.). Paris. 1986. P. 173–195.
- Galushkin Yu. I.* Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene-Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin // Canad. J. Earth Science. 1997. V. 34(7). P. 935–948.
- Galushkin Yu.I., Yakovlev G.E.* Burial and thermal history of the West Bashkirian sedimentary basins // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 139–157.
- Galushkin Yu.I.* Non-standard Problems in Basin Modeling. Springer Internat. Publ. Swizeland. 2016. 268 p.
- Galushkin Yu.I.* Thermal history of the permafrost zone in the vicinity of the deep Tyumen SG-6 well, West Siberian Basin // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34(1). P. 108–121.
<https://doi.org/10.1002/ppp.2168>
- Galushkin Yu.I., Dubinin E.P.* Thermal history and extension of the lithosphere in the Mannar basin and realization its hydrocarbon potential, offshore Sri Lanka // Marine and Petrol. Geology. 2020. V. 119. № 104477. P. 1–18.
- Goncharov A.I., Deighton P., Petkovich H., et al.* Basement and crustal controls on hydrocarbons maturation: lessons from Bremer sub-basin for other frontier exploration areas // AAPG J. 2006. V. 46(1). P. 1–43.
- Hantschel T., Kauerauf A.I.* Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Springer Verlag Berlin Heidelberg. 2009. 476 p.
- Makhous M., Galushkin Yu.I.* Burial History and Thermal Evolution of the Lithosphere of the Northern and Eastern Saharan Basins // AAPG Bulletin. 2003. V. 87(10). P. 1623–1651.
- Melnik E.A., Suvorov V.D., Pavlov E.V., Mishenkina Z.R.* Seismic and density heterogeneities of lithosphere beneath Siberia: Evidence from the Craton long-range seismic profile // Polar Science. 2015. V. 9. P. 119–129.
- Perry H.K.C., Jaupart C., Mareschal J.-C., Shapiro N.M.* Upper mantle velocity-temperature conversion and composition determined from seismic refraction and heat flow // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. B07301.
<https://doi.org/10.1029/2005JB003921>
- Rüpke L.H., Schmalholz S.M., Schmid D.W., Podladchikov Y.Y.* Automated thermotectonostratigraphic basin reconstruction: Viking Graben case study // AAPG Bull. 2008. V. 92. P. 309–326.
- Rüpke L.H., Schmid D.W., Hartz E.H., Martinsen B.* Basin modelling of a transform margin setting: structural, thermal and hydrocarbon evolution of the Tano Basin, Ghana // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 283–298.
- Sclater J.G., Christie P.A.F.* Continental stretching: an explanation of the Post-Midcretaceous subsidence of the central North Sea basin // J. Geophys. Res. 1980. V. 85(B7). P. 3711–3739.
- Sweeney J.J., Burnham A.K.* Evolution of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics // AAPG Bull. 1990. V. 74(10). P. 1559–1570.
- Theissen S., Rupke L.H.* Feedbacks of sedimentation on crustal heat flow: New insights from the Voring Basin, Norwegian Sea // Basin Research. 2010. V. 22. P. 976–990.
- Ungerer Ph., Burrus I., Doligez B. et al.* Basin evolution by integrated twodimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // AAPG Bull. 1990. V. 74(3). P. 309–335.
- Ungerer Ph.* Modeling of petroleum generation and migration. Applied Petroleum Geochemistry / M.L. Bordenave (ed.). Paris: Technip. 1993. P. 397–442.
- Welte D.H., Horsfield B., Baker D. R.* Petroleum and Basin Evolution. Springer-Verlag. 1997. 535 p.
- Wyllie P.J.* Magmas and volatile components // Am. Mineral. 1979. V. 64. P. 469–500.

Thermal History of the Lithosphere of the Koltogor-Urengoi Graben, West Siberian Basin, in the Vicinity of the SG-6 Well: Numerical Reconstruction Using GALO Flat Basin Modeling System

Yu. I. Galushkin*

Earth Science Museum (Museum of Natural History), Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: yu_gal@mail.ru*

The GALO basin modeling system is used to numerically reconstruct the thermal regime of the West Siberian basin lithosphere in the Koltogor-Urengoi graben in the vicinity of the Tyumenskaya SG-6 superdeep well. The reconstruction explains the features in the formation of the thermal regime of the basin, which were not considered in the previous reconstructions of the region. These features include anomalously high growth of the maturity level of the organics in the Jurassic and Triassic rocks, high temperature gradients observed in the upper basement and Triassic–Permian sedimentary complex, the anomalously low rock temperatures in the upper layers of the recent sedimentary section of the basin. The temporal changes in the tectonic subsidence of the basin are analyzed to estimate the intensity and duration of thermal activation events and the extension of its lithosphere. The thermal impact of the sill that intruded into the upper basement horizons in the Lower Jurassic explains the high degree of maturation of the organic matter in the Lower Triassic rocks. Taking into account the abrupt climatic fluctuations in the Pliocene–Quaternary together with hydrothermal activity in the bottom part of the sedimentary cover in the Upper Pliocene–Lower Pleistocene, we obtained the depth profiles of temperatures and vitrinite reflectance, which agree well with the measured values.

Keywords: SG-6 well, basin modeling, tectonic subsidence, hydrothermal activity, permafrost