

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА В РАЙОНЕ СКВ. ТЮМЕНСКАЯ СГ-6

© 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 30.04.2022 г.

После доработки 19.12.2022 г.

Принята к публикации 08.02.2023 г.

Численные реконструкции термического режима литосферы Западно-Сибирского бассейна в Колтогорско-Уренгойском грабене в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 используются для анализа распределения теплопроводности пород бассейна с глубиной. Выделяются пять глубинных интервалов, отличающихся характером изменения теплопроводности пород с глубиной: зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия. Рассмотрены алгоритмы расчета теплопроводности и определены основные факторы, влияющие на ее изменение с глубиной, для каждого из указанных пяти интервалов. Резкое уменьшение теплопроводности пород в низах осадочного чехла и в кровле фундамента в районе скв. СГ-6 связано с разуплотнением пород под влиянием процессов тектонического растрескивания и гидротермального выветривания. Проведенный анализ предполагает, что при измерениях теплопроводности методом оптического сканирования не соблюдаются условия стационарности процесса и что по этой причине указанный метод может завышать действительные значения теплопроводности пород.

Ключевые слова: скважина СГ-6, моделирование бассейнов, теплопроводность, пористость, температура пород, пермафрост.

DOI: 10.31857/S0002333723040063, **EDN:** TLDURO

ВВЕДЕНИЕ

Теплопроводность пород осадочного разреза, коры и мантии, ее изменение с глубиной и временем имеют определяющее значение в расчетах распределений температуры и теплового потока в истории погружения бассейна в рамках систем моделирования бассейнов. В статье используются реконструкции термической истории литосферы Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 в Колтогорско-Уренгойском грабене (рис. 1), рассмотренные в статье [Галушкин, 2023а], чтобы оценить изменение теплопроводности пород литосферы района с глубиной. Пять глубинных интервалов, отличающихся характером изменения теплопроводности пород с глубиной, выделяются в изучаемом районе ЗСБ: зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия. В статье рассмотрены алгоритмы и результаты расчетов теплопроводности для каждого из выделенных интервалов глубин в пределах литосферы района и определены основные факторы, влияющие на изменение теплопровод-

ности пород с глубиной. Вычисленные значения теплопроводности пород в осадочном разрезе скв. СГ-6 не противоречат измерениям кондуктивной теплопроводности в различных районах ЗСБ [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, 1992], но заметно отличаются от измерений теплопроводности методом оптического сканирования [Попов, 1983; 1984; 2015; Попов et al., 1999; 2016; Ramshkevich et al., 2016]. Последний раздел статьи посвящен анализу причин таких несогласий в оценках теплопроводности пород.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ

Теплопроводность осадочных пород в зоне пермафроста и вблизи ее

Теплопроводность мерзлых осадочных пород вычисляется через геометрическое осреднение теплопроводностей матрицы пород (K_m), воды (K_w) и льда (K_i) [Lachenbruch et al., 1982]:

$$K = K_m^{(1-\phi(z,t))} K_w^{\phi(z,t)W(T)} K_i^{\phi(z,t)(1-W(T))} \text{ for } T < TL. \quad (1)$$

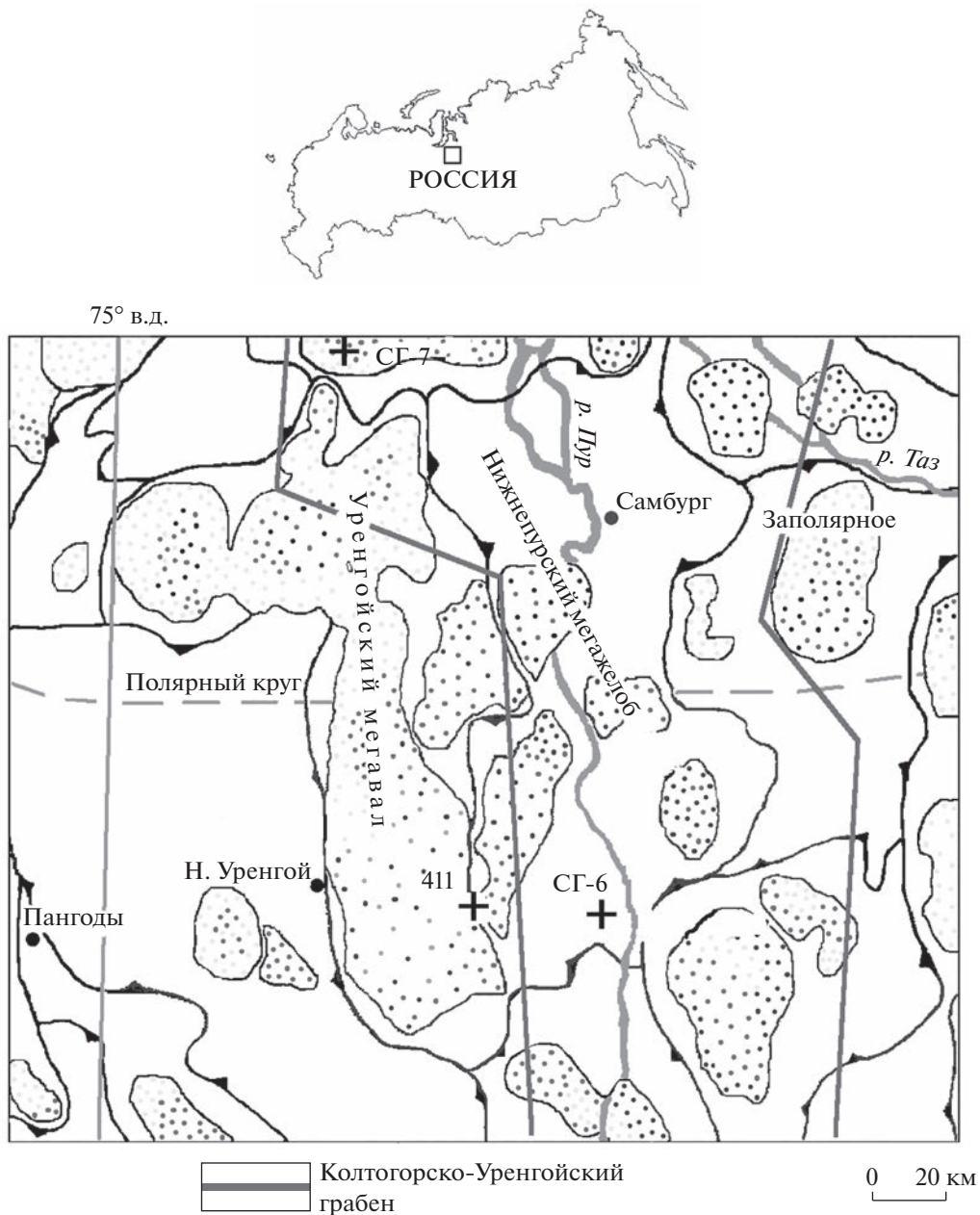


Рис. 1. Положение сверхглубоких скважин Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинская СГ-7 в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена.

Здесь TL – температура ликвидуса льда и $W(T)$ – доля воды в порах, не замерзшей при температуре $T < TL$, $\phi(z, t)$ – пористость породы в зависимости от глубины z и времени t . Теплопроводность талых пород вычисляется по формуле [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Chapman, 1989]:

$$K = K_m^{(1-\phi(z,t))} K_w^{\phi(z,t)} \quad \text{for } T > TL. \quad (2)$$

В расчетах учитывается уменьшение матричной теплопроводности пород с ростом температуры [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Chapman 1989]:

$$K_m = K_m(T = 20^\circ\text{C}) / [1 + \alpha(T - 20^\circ\text{C})], \quad (3)$$

где α – температурный коэффициент изменения матричной теплопроводности. Теплопроводность льда в расчетах принимается равной 2.26 Вт/м · К.

В модели термического развития литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6, рассмотренной в работе [Галушкин, 2023а], пористость осадочных пород убывала с глубиной по экспоненциальному закону: $\phi(z, t) = \phi_0 \exp(-z/B)$. Здесь ϕ_0 – средняя пористость пород в верхних 150 м отложений породы данной литологии; B – масштаб уплотнения породы с глубиной. Породы осадочного разреза скв.

СГ-6 представлены смесью пяти литологических единиц: глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в различных пропорциях (см. табл. 1 в работе [Галушкин, 2023а]). 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 параметры ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для смесей пород в разрезе скв. СГ-6 согласно алгоритмам, описанным в цитированных работах, можно увидеть в табл. 2 в работе [Галушкин, 2023а]. При расчетах температуры в системах моделирования бассейнов учитывается также изменение теплопроводности воды с температурой [Deming, Chapman 1989; Галушкин, 2007]:

$$K_w = 0.565 + 0.00188T - 0.00000723T^2 \\ (0 < T < 137^\circ\text{C}),$$

$$K_w = 0.602 + 0.00131T - 0.00000514T^2 \\ (137 < T < 300^\circ\text{C}).$$

В этом выражении теплопроводность выражается в Вт/м · К. Теплопроводность воды в порах растет от 0.565 Вт/м · К при $T = 0^\circ\text{C}$ до 0.681 Вт/м · К при $T = 100^\circ\text{C}$ и затем снижается до 0.658 и 0.532 Вт/м · К при $T = 200$ и 300°C , соответственно. Тем самым вариации теплопроводности воды в интервале температур $0 \leq T \leq 300^\circ\text{C}$ могут достигать 30%.

Рассчитанные изменения теплопроводности пород с глубиной в верхних 500 метрах современного осадочного разреза скв. Тюменская СГ-6, включающего зону пермафроста, показаны на рис. 2б. На рис. 2 приведены также рассчитанные и измеренные температуры пород (рис. 2а), содержание незамерзшей воды в порах породы (W), пористость пород (ϕ) и относительное содержание грубозернистой фракции в породе (S) (рис. 2в). Теплопроводность льда выше теплопроводности воды примерно в 4 раза, и поэтому теплопроводность мерзлой породы сильно зависит от содержания незамерзшей воды, $W(T)$, в порах породы [Кудрявцев 1981; Lachenbruch et al., 1982; Ершов 1989; Галушкин, 2007; Галушкин и др., 2012а; 2012б]. Тот факт, что теплопроводность пород в зоне мерзлоты превышает теплопроводность пород под этой зоной, связан с переходом от мерзлых пород в зоне мерзлоты к талым породам под ней (рис. 2б). Изменение температурного градиента у основания зоны ВМП связано с указанным изменением теплопроводности (рис. 2а). Такие изменения характерны практически для всех районов Западной Сибири с современными зонами ВМП [Балобаев, 1991], а также для Аляски и северной Канады [Lachenbruch et al., 1982]. Основные изменения теплопроводности мерзлых пород с глубиной на рис. 2б, объясняются изменением

доли песчаников в породе (пунктирная линия S на рис. 2в) и увеличением доли незамерзшей воды в порах с повышением температуры породы T и приближением ее к ликвидусу льда TL (рис. 2в, [Галушкин, 2023а]). Относительно высокое содержание льда в верхних 300 м осадочных пород обуславливает их повышенную теплопроводность, тогда как уменьшение последней на глубинах от 200 до 310 м связано с уменьшением содержания льда и одновременным повышением содержания талых вод в порах. Последний эффект особенно заметен вблизи основания зоны ВМП (рис. 2б).

Теплопроводность пород осадочного разреза скв. СГ-6 ниже зоны пермафроста

Как отмечалось выше, расчет теплопроводности осадочных пород при температурах $T > TL$ проводился по формуле (2) с использованием среднемировых теплофизических параметров для глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, смеси которых представлены в подавляющей части осадочного разреза скв. СГ-6. Параметры ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для смесей пород, представленных в табл. 1 работы [Галушкин, 2023а]), можно видеть в табл. 2 той же работы. И только нижние 9 осадочных слоев, то есть породы перми, триаса, нижней и средней юры-составляли исключение. Дело в том, что моделирование в работе [Галушкин, 2023а] принимало во внимание заметное увеличение эффективной пористости пород этих слоев под влиянием тектонического растрескивания и гидротермального выветривания. Аномально высокая пористость глубинных пород как результат действия указанных процессов, характерна для осадочных разрезов скв. СГ-6 и СГ-7 и для многих месторождений Приобского, Уренгойского и Ямальского районов ЗСБ [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачев, 2018]. В модели [Галушкин, 2023а] наличие зон с повышенными значениями эффективной пористости глубинных пород формально воспроизводились заменой стандартно уплотненных вулканитов, алевролитов и песчаников в горизонтах перми, триаса, нижней и средней юры породами с нестандартным замедленным уплотнением. В стандартно уплотняющихся (среднемировых) вулканитах, алевролитах и песчаниках пористость убывает с глубиной по экспоненциальному закону: $\phi(z) = \phi_0 \exp(-z/b)$ 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 этих литологий в нашей модели принимались значения $b = 7.64, 7.05$ и 10.00 км при тех же ϕ_0 . Такие значения обеспечивали пористость пород указанных литологий около 20% на глубине 7 км. Параметры уплотнения для глинистых сланцев принимались равными средне-

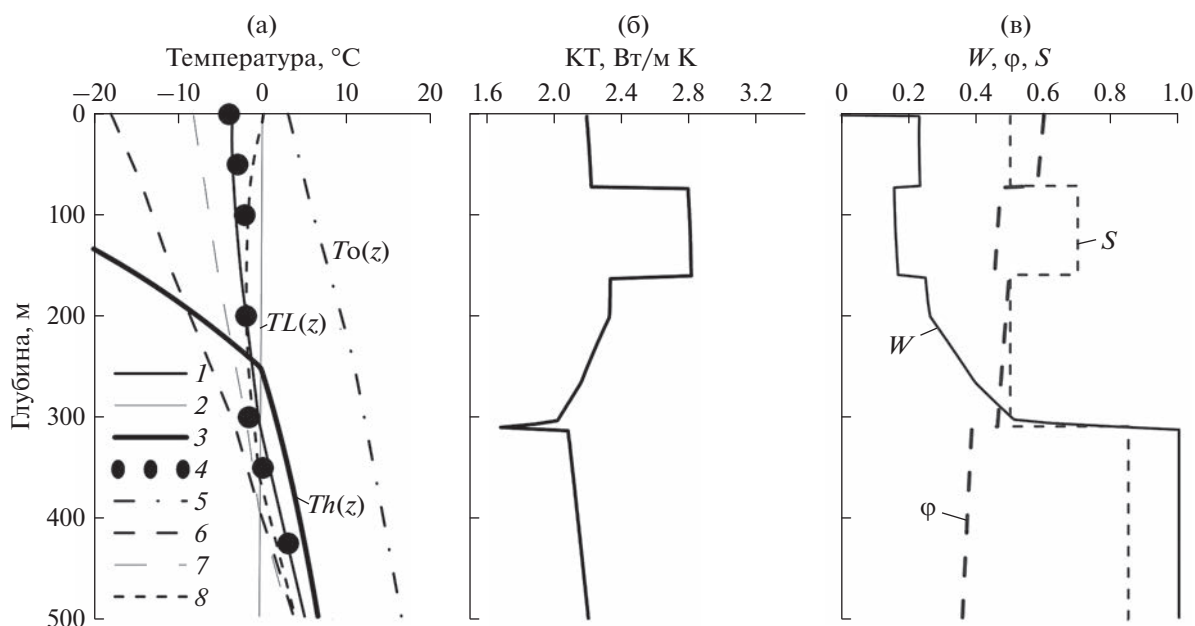


Рис. 2. Изменения температуры и теплофизических параметров пород с глубиной в верхних 500 метрах осадочного разреза скв. Тюменская СГ-6, рассчитанные в модели [Галушкин, 2023а]. (а): 1 – современное распределение температуры, $T(z)$; 2 – ликвидус льда, $TL(z)$; 3 – граница устойчивого существования метановых газогидратов, $Th(z)$; 4 – измерения температуры в скважине СГ-6 [Ершов, 1989; Балобаев, 1991; Фотиев, 2005; 2006]; 5, 6, 7 и 8 – рассчитанные распределения температур 3500 ($To(z)$), 18, 10 и 5 тыс. лет назад; (б) – изменение теплопроводности KT с глубиной; (в) – W – содержание незамерзшей воды в порах породы; ϕ – пористость; S – относительное содержание грубозернистой фракции в породе.

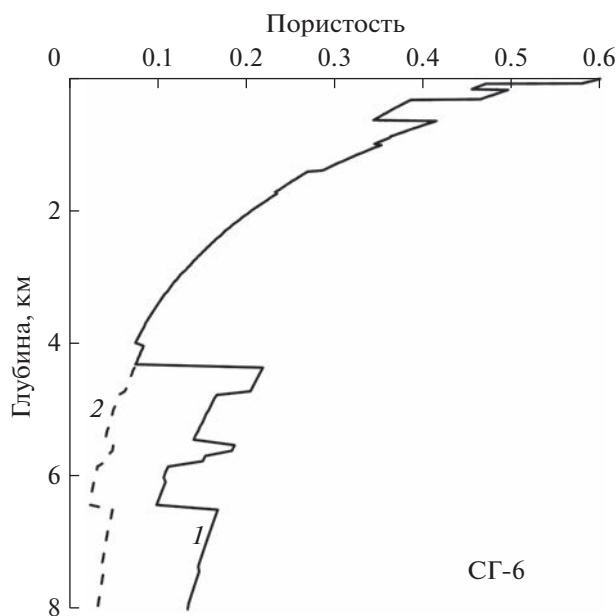


Рис. 3. Рассчитанное изменение пористости пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6. 1 – вычисления с учетом недоуплотнения пород (с аномально высокой пористостью вулканитов, алевролитов и песчаников в осадочных слоях средней и нижней юры, триаса и перми – см. текст); 2 – вычисления со стандартными, среднемировыми характеристиками уплотнения осадочных пород.

мировым значениям: $\phi_0 = 0.70$ и $b = 1.80$ км [Галушкин, 2023а]. Различие в значениях пористости, рассчитанных для стандартно- и нестандартно-уплотняющихся пород, демонстрирует рис. 3. Значения теплофизических параметров ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для пород первых 9-ти осадочных слоев разреза скв. СГ-6, можно видеть в табл. 2 работы [Галушкин, 2023а]. Эти параметры использовались в нашем моделировании для расчета пористости и теплопроводности осадочных пород на произвольной глубине и на каждом шаге времени по известным формулам аппарата моделирования бассейнов (например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]).

Распределение теплопроводности пород с глубиной в современном разрезе скв. СГ-6, вычисленное со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия) параметрами уплотнения пород, показано на рис. 4а. Видно, что основной эффект учета разуплотнения пород в нижних горизонтах осадочного чехла и верхних 2 км фундамента заключается в заметном увеличении их пористости (рис. 3) и, как результат, в заметном снижении их теплопроводности (рис. 4а). Последнее приводит к увеличению градиента температур в глубоких горизонтах осадочной толщи и кровле фундамента, который теперь лучше согласуется с измеренным градиентом температур (сравните кривые 2 и 3 на рис. 5а).

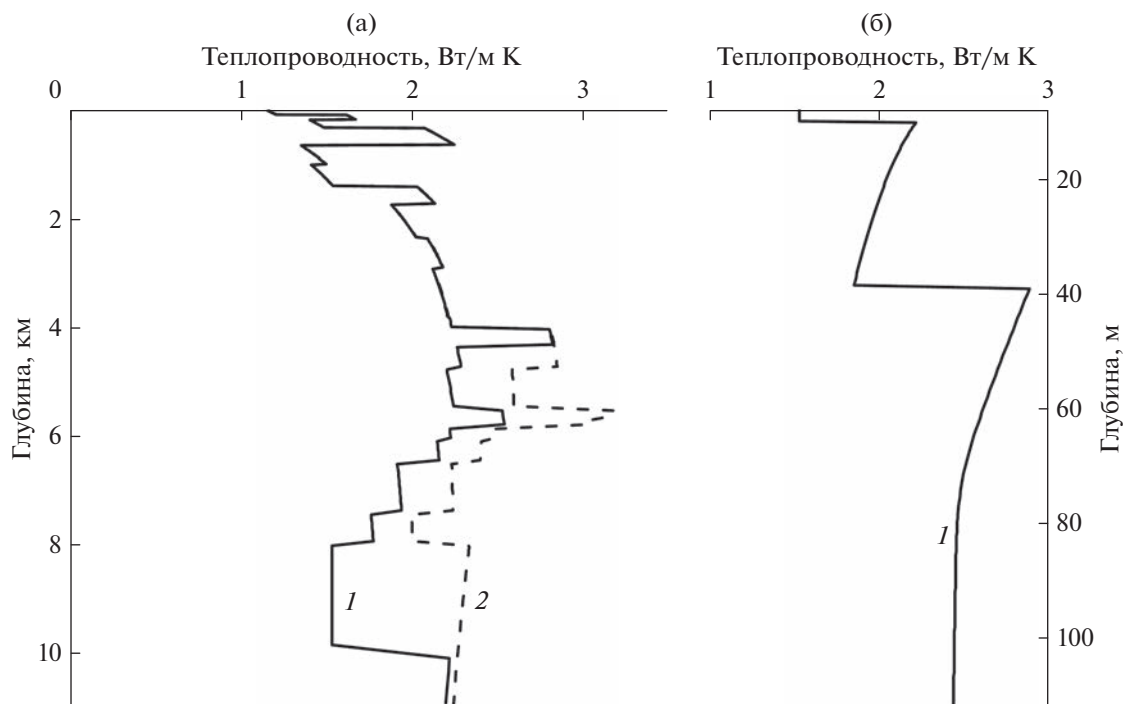


Рис. 4. Изменение теплопроводности пород литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6 с глубиной: (а) — распределение теплопроводности в современном разрезе скв. СГ-6 и кровле фундамента, рассчитанное со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия 1) параметрами уплотнения пород (см. текст); (б) — распределение теплопроводности в консолидированной коре и мантии.

Рисунок 4а показывает, что четыре основных фактора оказывают влияние на изменение теплопроводности пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6 (рис. 4а). Это — литологический состав пород. Например, резкое увеличение теплопроводности в пределах отдельных осадочных формаций связано с увеличением доли песчаной фракции в породе. Второй фактор связан с уменьшением объема порового пространства нормально уплотняемых пород с глубиной погружения породы. Уменьшение объема пор, и вместе с этим уменьшение объема поровых вод, приводит к росту теплопроводности с глубиной. Этот эффект будет замечен до тех пор, пока доля объема матрицы (скелета) в объеме породы не станет превышать 95–98%. Тогда становится заметным третий фактор изменения теплопроводности троты с глубиной, а именно, уменьшение теплопроводности ее матрицы с увеличением температуры породы в процессе ее погружения в согласии с уравнением (3). И, наконец, четвертый фактор резкого уменьшения теплопроводности, связанный с разуплотнением породы под влиянием ее тектонического растрескивания и гидротермального выветривания.

Теплопроводность пород консолидированной коры

Верхние слои фундамента в Колтогорско-Уренгойском грабене также подвержены растрес-

киванию [Предчетенская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачев, 2018]. В модели из статьи [Галушкин, 2023а] этот факт учитывался введением эффективной пористости $\phi = 20\%$ в породах верхних двух километров фундамента. Теплопроводность этих пород вычислялась по обычной формуле [Ungerer, 1993]: $K_{\text{породы}} = K_{\text{базальта}}^{(1-\phi)} K_w^{\phi} = 1.88^{0.80} \times 0.67^{0.2} = 1.53 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$, где $1.88 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$ — теплопроводность базальта и $0.670 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$ — среднее значение теплопроводности воды при температуре 100–200°C. Теплопроводность пород консолидированной коры на глубинах более 2 км от поверхности фундамента уменьшалась с повышением температуры [Perry et al., 2006]:

$$K = 2.264 - (618.2/T) + 3 \times [(355.6/T) - 0.3025] \quad (4)$$

Здесь теплопроводность K в Вт/м · К, температура T в К.

Теплопроводность пород мантии

Теоретические и экспериментальные оценки теплопроводности пород мантии в работе [Hofmeister, 1999] показали, что вклад фотонной проводимости (радиационная составляющая теплопроводности) в теплопроводность растет с ростом

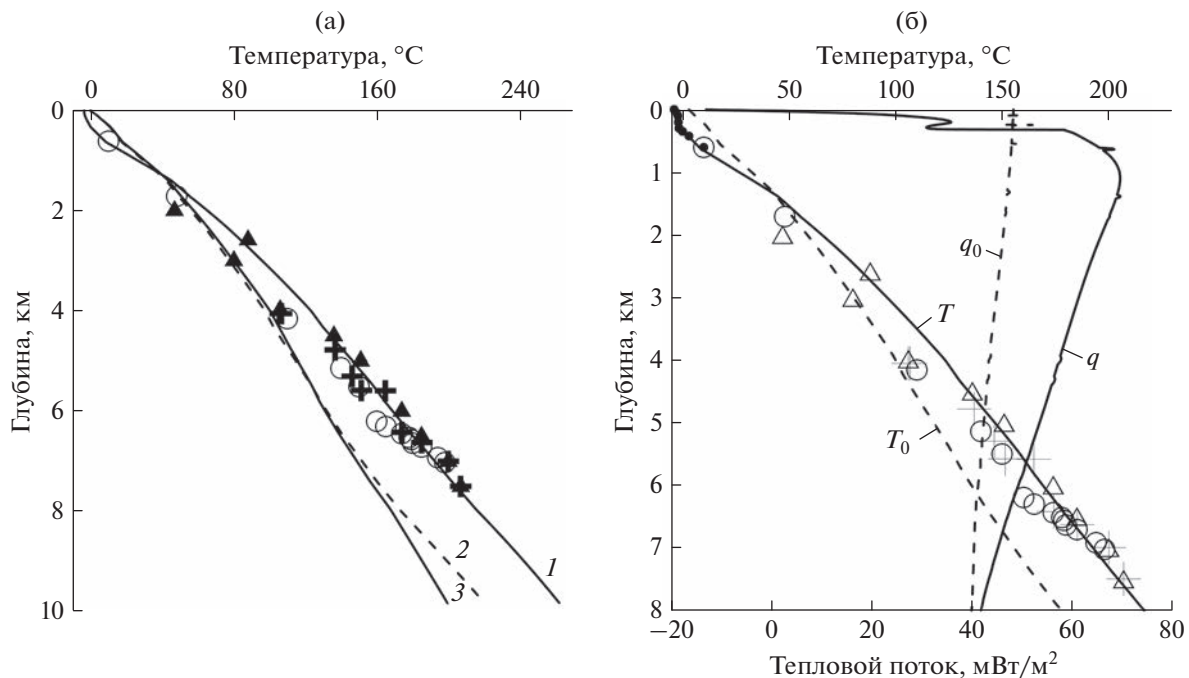


Рис. 5. Распределение температуры (а), (б) и теплового потока (б) с глубиной в современном разрезе ЗСБ в районе скв. СГ-6. Кривая 1 на рис. (а) и T и q на рис. (б) — температура и тепловой поток, рассчитанные в модели по работе [Галушкин, 2023а] с учетом 4-х событий в истории бассейна: 1) — внедрения силла 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. Пунктирная кривая 2 на рис. (а) — расчеты без учета события 2. Кривая 3 на рис. (а) — распределение температур, вычисленное без учета событий 2), 3) и 4). Символы — значения температур, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6. Пунктирные кривые T_0 и q_0 на рис. (б) — распределения температуры и теплового потока 3.5 млн лет назад.

температуры значительно медленнее, чем это предполагалось в предыдущем теоретическом исследовании [Schatz, Simmons, 1972]. В результате в работах [Hofmeister, 1999; McKenzie et al., 2005] была предложена формула, описывающая изменение теплопроводности пород мантии k_H с температурой:

$$k_H(T) = \frac{b}{1 + cT} + \sum_0^3 d_m(T + 273)^m. \quad (5)$$

Эта формула хорошо описывала данные экспериментальных измерений теплопроводности пород мантии в работе [Hofmeister, 1999], если в выражении (5) принять следующие значения параметров: $b = 5.3$, $c = 0.0015$, $d_0 = 1.753 \times 10^{-2}$, $d_1 = -1.0365 \times 10^{-4}$, $d_2 = 2.245 \times 10^{-7}$, and $d_3 = -3.4071 \times 10^{-11}$. В уравнении (5) теплопроводность k_H в Вт/м · К и температура T в °С. Формула (5) использовалась в нашем моделировании для расчета теплопроводности пород мантии. Изменение теплопроводности пород фундамента с глубиной в настоящее время, вычисленное по формулам (4) и (5), показано на рис. 4б. Согласно расчетам теплопроводность пород мантии уменьшается от значения около 2.9 Вт/м · К в кровле мантии до 2.4 Вт/м · К на глубине более 100 км.

ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗСБ

Согласно уравнению (2) теплопроводность осадочных пород определяется пористостью ϕ , матричной теплопроводностью породы K_m и теплопроводностью воды K_w . В свою очередь, теплопроводность матрицы пород определялась по известной формуле [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007]:

$$K_m = K_{m1}^{C1} K_{m2}^{C2} \times \dots \times K_{mn}^{Cn}. \quad (6)$$

Здесь предполагается, что порода представляет собой смесь из n литологических единиц (глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в осадочном разрезе скв. СГ-6; см. табл. 1 в работе [Галушкин, 2023а]). В уравнении (6) K_{mi} — теплопроводность матрицы i -ой литологической единицы, C_i — доля этой единицы в породе. Как отмечалось выше, в наших расчетах использовались средние значения параметров K_{mi} , опубликованные в работах по моделированию бассейнов [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Значения теплопроводности пород, вычисленные согласно (2) во всем осадочном разрезе за исключением его

разуплотненной части и показанные для современного разреза на рис. 4а, не противоречили значениям кондуктивной теплопроводности, измеренным в различных районах ЗСБ [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, Ставицкий, 1987]. Однако они заметно противоречили измерениям теплопроводности пород бассейна, представленным в работах Ю.А. Попова (1983–2016 гг.). Ввиду особой роли теплопроводности осадочных пород бассейна в формировании его теплового режима и в численных реконструкциях его термической истории остановимся на этом вопросе подробнее.

Измерения теплопроводности пород методом оптического сканирования, опубликованные в работах [Попов, 1983; 1984; 2015; Роров et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016] занимают особое место в базе данных по измерениям теплопроводности пород ЗСБ. Рисунок 6а демонстрирует такие измерения в образцах пород из кернов скв. СГ-6. Эти кривые взяты из рис. 3 работы [Ramushkevich et al., 2016], где представлены два вида кривых изменения теплопроводности и теплового потока с глубиной в современном разрезе скв. СГ-6 — без поправки на P - T -условия в породах разреза (синий линии на этом рисунке) и с поправками на P - T -условия (красные линии). Зависимость теплопроводности от глубины, показанная синей кривой $KT(z)$ на правом рисунке работы [Ramushkevich et al., 2016], совпадает с кривой, показанной на рис. 3 в ранней работе [Попов и др., 1996]. В настоящей статье для дискуссии используются измерения теплопроводности и оценки теплового потока, приведенные в более поздней работе [Ramushkevich et al., 2016] и полученные с учетом поправок на P - T -условия в породах разреза. Видно, что значения теплопроводности, полученные методом оптического сканирования, в 1.3–1.8 раза превышают среднемировые значения для аналогичных пород осадочного разреза. Для образцов, взятых с глубины 5.7–5.8 км, они превышают теплопроводность перидотита (около 3.56 Вт/м · К). Соответственно, тепловые потоки на рис. 6в, полученные умножением наблюдаемых градиентов температуры на измеренную теплопроводность, на 40–60% превышают оценки тепловых потоков, опубликованные в литературе [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, Ставицкий, 1987]. При этом обращает на себя внимание необычный характер изменения теплового потока с глубиной. Поток почти линейно увеличивается от 60 мВт/м² на глубине около 3.5 км до 90 мВт/м² на глубине 5.7, затем резко уменьшается до 75 мВт/м² на глубине 6.3 км (рис. 6б; сравните с кривой q на рис. 5б). Трудно найти физическое обоснование такому поведению потока, поскольку на этих глубинах не наблюдается источников аномально высокого тепловыделения. Материнские свиты характеризуются аномально высоким радиогенным выделением тепла, но их мощности не превышают 100 м и потому

они не могут заметно исказить глубинное распределение теплового потока. Можно предположить, что завышение в оценках теплопроводности пород в работах Ю.А. Попова связано с нестационарностью процесса измерения теплопроводности методом оптического сканирования. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Рисунок 7а показывает общую схему измерения измерения теплопроводности пород методом оптического сканирования [Роров et al., 2016]. Метод использует решение уравнения теплопроводности для квазистационарного температурного поля в подвижной системе координат $OXYZ$. Начало системы координат O совпадает с расположением источника тепла на поверхности твердого образца (4 на рис. 7а). Ось OZ перпендикулярна поверхности образца, а оси OX и OY лежат вдоль плоской поверхности образца. Источник тепла движется с постоянной скоростью в направлении оси OX . Избыточные температуры $(T_2 - T_1)$ и $(T_3 - T_1)$ определяются как разности между температурами T_2 и T_3 , зарегистрированными датчиками 2 и 3 позади нагревателя, и начальной температурой поверхности образца T_1 , зарегистрированной датчиком 1 перед нагревателем. Эти разности описываются уравнениями (7) и (8) [Попов, 1983]:

$$T_2 - T_1 = q / (2\pi x_0 \lambda); \quad (7)$$

$$T_3 - T_1 = [q / (2\pi R \lambda)] \exp[-(V(R - x_0) / 2\kappa)], \quad (8)$$

где: V — скорость движения источника тепла по поверхности образца; q — мощность источника тепла; $R^2 = (x_0^2 + y_0^2)$, x_0 и y_0 — расстояние пунктов измерения температуры от источника тепла (см. рис. 7а); λ и κ — теплопроводность и термическая диффузия породы образца, соответственно. Аналогичные измерения проводятся с двумя испытуемыми образцами с известными теплопроводностями. Температуры, измеренные в первом и втором испытательных образцах, равны T_{2R1} , T_{1R1} и T_{2R2} , T_{1R2} , соответственно, и теплопроводности: λ_{R1} и λ_{R2} . Положение двух испытательных образцов показано цифрой 1 на рис. 7б. Используя уравнение (7) получают требуемую теплопроводность образца [Попов, 1983; 1984; 2015; Роров et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016]:

$$\lambda = [\lambda_{R1}(T_{2R1} - T_{1R1}) + \lambda_{R2}(T_{2R2} - T_{1R2})] / [2(T_2 - T_1)]. \quad (9)$$

Формула (9) является основным соотношением, используемым Ю.А. Поповым в экспериментах по определению теплопроводности пород методом оптического сканирования.

Чтобы оценить условия применимости соотношения (9), мы сочли необходимым получить его из известных решений уравнения теплопроводности (см. формулы (П6) и (П7) в Приложении). Из Приложения следует, что уравнения (П6), (П7) и (П9) являются следствием решения

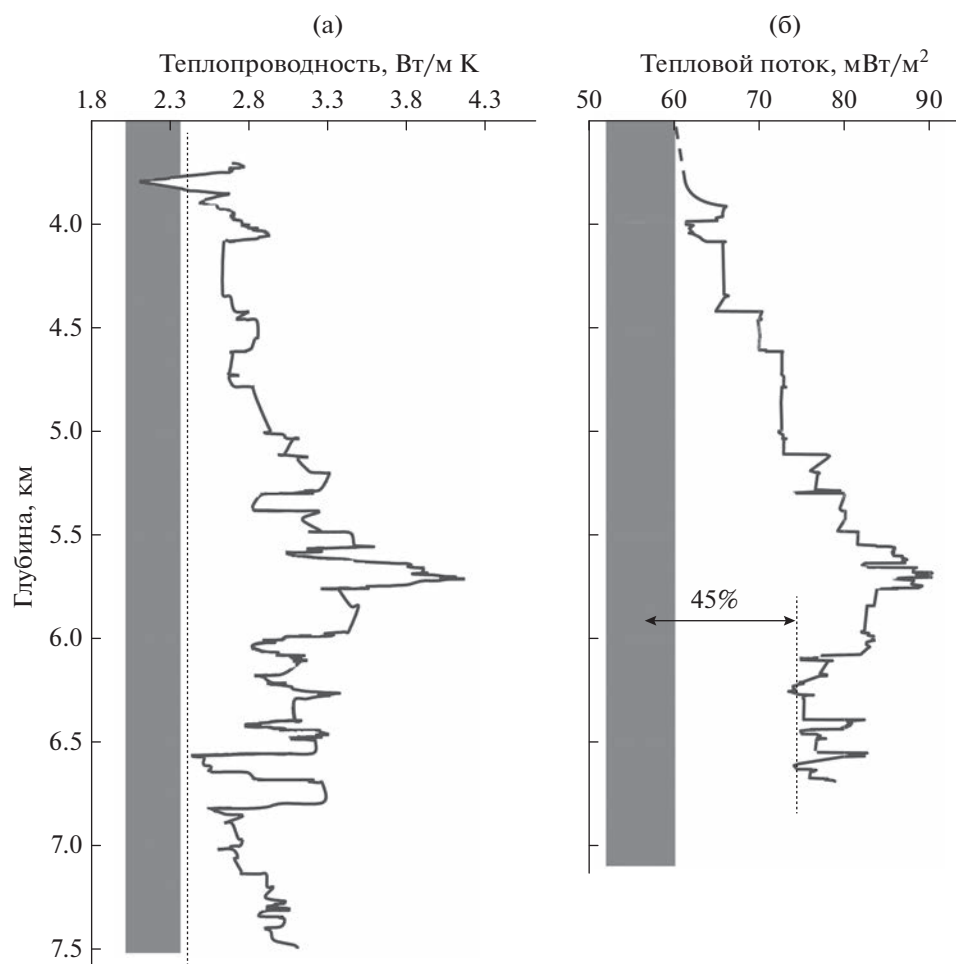


Рис. 6. Распределения теплопроводности (а) и теплового потока (б) с глубиной в разрезе скв. СГ-6, вычисленные с учетом изменения P - T -условий в рассматриваемом разрезе скважины СГ-6 (по работам [Попов и др., 2015; Romushkevich, 2016] с изменениями). Темный вертикальный прямоугольник на рис. (а) показывает пределы рассеяния данных измерения теплопроводности из работы [Курчиков, Ставицкий, 1987] и такой же прямоугольник на рис. (б) показывает пределы измеренных значений теплового потока согласно [Дучков и др., 1987].

уравнения теплопроводности, описывающего стационарное тепловое поле, создаваемое источником тепла, движущимся с постоянной скоростью v вдоль оси x . Следовательно, одно из требований применимости указанных формул это выполнение условий стационарности теплового поля. Проверим, соблюдаются ли они в экспериментах по измерению теплопроводности методом оптического сканирования. Длина образца породы, теплопроводность которой необходимо измерить, составляет около 60 мм, расстояние от источника тепла до датчика температуры (x_0) около 15 мм (рис. 7а) и скорость источника тепла $V = 1$ –10 мм/с [Ramushkevich et al., 2016]. Тогда расстояние x_0 между источником тепла и детекторами образца проходит за время $t_1 = x_0/V = 1.5$ –15 с (рис. 7). Характерное время, за которое тепловая волна пройдет расстояние x_0 , равно примерно $t_2 = x_0^2/\kappa$, где κ – коэффициент термической диффузии ($\kappa =$

$= 0.092$ – 5 мм²/с $= (0.092$ – $5) \times 10^{-6}$ м²/с [Ramushkevich et al., 2016]. Следовательно, $t_2 = x_0^2/\kappa = 45$ –2450 с. Чтобы процесс можно было рассматривать как стационарный, необходимо, чтобы источник двигался достаточно медленно, так чтобы тепловая волна смогла несколько раз (5–10) пройти расстояние x_0 за время t_1 . Следовательно, должно выполняться условие $t_2 \ll t_1$. Наши оценки показывают, что для измерения теплопроводности методом оптического сканирования оно не выполняется. В самом деле, метод предполагает 50–70 измерений в час или около 1 измерения в минуту. За такое время согласно нашим оценкам тепловой баланс установиться не успевает. Для достижения условий стационарности необходимо снизить скорость движения образца v относительно источника тепла на два-три порядка. Источник тепла можно остановить, но даже в этом случае для достижения стационарного распре-

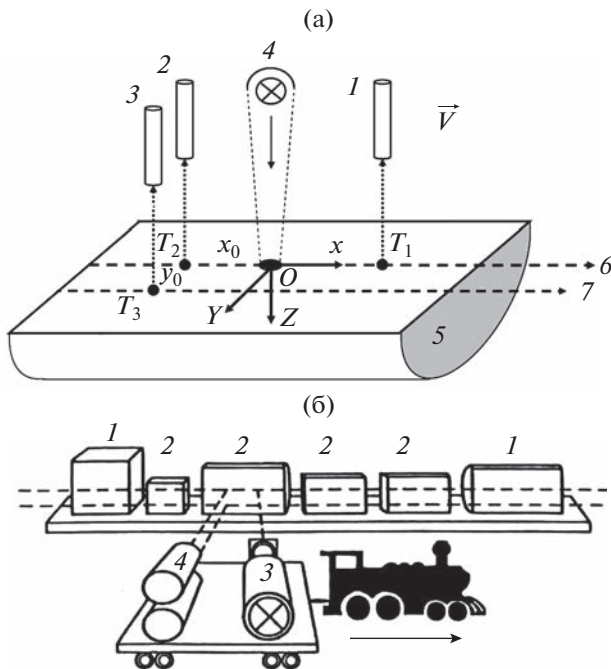


Рис. 7. (а) – Схема метода оптического сканирования для измерения теплопроводности пород (согласно работе [Porov et al., 2016]): 1, 2, 3 – инфракрасные радиометры для измерения температуры; 4 – источник тепла; (б) – схема оборудования для оптического сканирования: 1 – стандарты с известной теплопроводностью; 2 – исследуемые образцы; 3 – источник тепла; 4 – инфракрасные радиометры для измерения температуры (нижний – для измерения термической диффузии).

ления температур в образце необходима стационарная работа источника по крайней мере в течение времени $t_3 = (30 \text{ мм})^2 / (0.092 - 5) \text{ мм}^2/\text{с} = 180 - 9783 \text{ с}$, где 30 мм – толщина образца. Но в этом случае следует иметь в виду, что краевые эффекты могут оказывать заметное влияние на тепловое поле, так что формулы (7)–(9) снова нуждаются в корректировке.

При нарушении условий стационарности правая часть соотношения (9) будет зависеть еще от коэффициентов термической диффузии образца и стандарта, а также от продолжительности эксперимента. Можно предположить, что именно это является причиной аномально высоких значений теплопроводности пород (и теплового потока), измеренных в районе скв. СГ-6, СГ-7 и в нескольких других скважин в работах [Попов и др., 2015; Porov et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016; и др.]. Измерение теплопроводности пород методом оптического сканирования требует детального анализа условий стационарности процесса измерения и проверки выполнения соотношений (7)–(9) в ходе эксперимента. Известно, что стационарные методы измерения теплопроводности являются одними из наиболее распро-

страненных и физически обоснованных методов, применяемых в разных бассейнах мира [Дучков и др., 1987; 2013; Porov et al., 1999; 2016]. Система моделирования бассейнов ГАЛО, применяемая в данной статье, предпочитает использовать проверенные среднемировые данные для матричных теплофизических параметров горных пород, что позволяет к тому же учитывать изменения этих параметров при изменении пористости и литологии горных пород в процессе погружения бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пять глубинных интервалов литосферы ЗСБ в районе сверхглубокой скв. Тюменская СГ-6 (зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия) заметно различаются по характеру изменения теплопроводности пород с глубиной. Теплопроводность мерзлых пород сильно зависит от доли песчаной фракции в породе, от содержания в породах пород воды, незамерзающей при отрицательных температурах, и от содержания в них льда. Увеличение доли песчаной фракции в породе приводит к увеличению ее теплопроводности. Уменьшение объема пор в процессе консолидации породы с погружением ее на глубину также приводит к росту теплопроводности. Уменьшение теплопроводности осадочных пород на больших глубинах может быть связано с уменьшением теплопроводности матрицы пород, вызванным ростом температуры в процессе погружения породы. Резкое уменьшение кондуктивной теплопроводности пород нижней части осадочного разреза и кровли фундамента в районе скв. СГ-6 связано с разуплотнением пород под влиянием процессов тектонического расстрескивания и гидротермального выветривания. Экспериментальное изучение показывает, что теплопроводности пород консолидированной коры и мантии уменьшаются с глубиной. Анализ предполагает, что процесс измерения теплопроводности методом оптического сканирования не является стационарным, что объясняет завышенные значения теплопроводности пород, измеренные этим методом.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Соотношение (9) основано на известном решении уравнения теплопроводности из работы [Карслоу, Егер, 1964], описывающем распределение температуры вблизи движущегося источника тепла. Пусть во всё время $t > 0$ в начале координат выделяется количество тепла в единицу времени, равное q . При этом неограниченная среда с начальной температурой $T(x, y, z, t = 0) = 0$ движется в направлении ось x с постоянной скоростью V . Источник тепла остается в начале координат ($x = 0, y = 0, z = 0$). Тогда распределение температуры в

среде в момент времени t будет иметь вид [Карслоу, Егер, 1964, глава 10]:

$$T(x, y, z, t) = \frac{q}{2Rk\pi^2} \exp\left(\frac{Vx}{2\kappa}\right) \times \int_{\frac{R}{2\sqrt{\kappa t}}}^{\infty} \exp\left[-\gamma^2 - \frac{V^2 R^2}{16 \times \kappa^2 \gamma^2}\right] d\gamma. \quad (\text{П1})$$

Здесь: k – теплопроводность среды; $\kappa = k/\rho C_p$ – термическая диффузия среды; ρ и C_p – плотность и теплоемкость пород среды. Согласно уравнению (3.325) в справочнике [Градштейн, Рыжик, 1963] имеем соотношение:

$$\int_0^{\infty} \exp\left[-ax^2 - \frac{b}{x^2}\right] dx = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a}} \exp(-2\sqrt{ab}) \quad (\text{П2})$$

$(a > 0; b > 0).$

Тогда, в стационарном режиме, то есть в пределе при $t \rightarrow \infty$ и $(R/(2\kappa t))^{1/2} \rightarrow 0$, выражение (П1) переходит в следующее:

$$T(x, y, z, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4Rk\pi} \exp\left(\frac{Vx}{2\kappa}\right) \exp\left(-\frac{VR}{2\kappa}\right). \quad (\text{П3})$$

Следовательно, температура на расстоянии x перед источником тепла равна:

$$T(x < 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4IxIk\pi} \exp\left(-\frac{2VxI}{2\kappa}\right) \quad (\text{П4})$$

и на расстоянии x за источником:

$$T(x > 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4IxIk\pi}. \quad (\text{П5})$$

Таким образом, в стационарном состоянии температура точек на оси x за источником тепла ($x > 0$, $y = 0$, $z = 0$) не зависит от скорости движения среды V .

Переход от теплопереноса в бесконечном пространстве к теплопереносу в полупространстве без передачи тепла через плоскость $z = 0$ приводит к увеличению температур (П4) и (П5) в два раза. Для стационарного полупространства и источника тепла, движущегося вдоль оси x с постоянной скоростью V , мы получаем из (П4) и (П5) искомое выражение:

$$T(x > 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{2IxIk\pi} \exp\left(-\frac{2VxI}{2\kappa}\right) \quad (\text{П6})$$

для температуры в точке на расстоянии x перед источником тепла ($x > 0$) и выражение:

$$T(x < 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{2IxIk\pi} \quad (\text{П6})$$

для температуры на расстоянии x за источником тепла ($x < 0$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука. 1991. 193 с.
- Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Богоявленский И.В., Будагова Т.А. Перспективы нефтегазоносности больших глубин шельфа и суши Южно-Карского региона // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2013. Т. 2(6). С. 1–21.
- Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
- 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. Термическая история литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 – численная реконструкция в рамках системы моделирования плоских бассейнов ГАЛО // Физика Земли. 2023а. № 4. С. 115–134.
- Горбачев В.И. Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6). Результаты и перспективы. Пермь: АО “КамНИИКИГС”. 2018. 272 с.
- Градштейн И.С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, сумм рядов и произведений. М.: Госуд. изд-во физмат. лит. 1963. 1100 с.
- Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука. 1987. 196 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е., Злобина О.Н. Теплопроводность пород осадочного чехла Арктической части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1952–1960.
- Ершов Э.Д. Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. 456 с.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука. 1964. 488 с.
- Кравченко М. Н. Ресурсный потенциал углеводородов ниже-среднеюрских и доюрских глубоководных горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автореферат канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012.
- Кудрявцев В.А. Мерзлотоведение. М.: изд-во Моск. ун-та. 1981. 240 с.
- Курчинов А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра. 1987.
- Мясникова Г.П., Оксенойд Е.Е. Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Нефть и газ. 2012. № 3. С. 13–19.
- Попов Ю.А. Теоретические модели метода измерений тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Часть 1 // Геология и разведка. 1983. № 9. С. 97–103.

- Попов Ю.А. Теоретические модели метода измерений тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Часть 2 // Геология и разведка. 1984. № 2. С. 81–86.
- Попов Ю.А., Рамушкевич Р.А., Попов Е.Ю. Теплофизические исследования пород разреза Тюменской сверхглубокой скважины. Тюменская сверхглубокая скважина / Мазур В.Б. (ред.). Пермь. 1996. С. 163–175.
- Попов Ю.А. Проблема качества исходных петротеплофизических и геотермических данных при моделировании осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем. EAGE. 2015. “Геомодель – 2015”. Россия. г. Гелленджик. 7–10 сентября 2015 г.
- 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.
- 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.
- Deming D., Chapman D.S. Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt // AAPG Bull. 1989. V. 73. № 12. P. 1455–1471.
- 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. Non-standard Problems in Basin Modeling. Springer Internat. Publ. Swizeland. 2016. 268 p.
- Hofmeister A. Mantle values of thermal conductivity geotherm from phonon lifetimes // Science. 1999. V. 283. P. 1699–1709.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V. et al. Permafrost, heat flow and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 9301–9316.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth. Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233. P. 337–339.
- 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>
- Popov Yu.A., Pribnow D.F.C., Sass J.H. et al. Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning // Geothermics. 1999. V. 28. P. 253–276.
- Popov Y., Beardsmore G., Clauser C. et al. ISRM Suggested Methods for Determining Thermal Properties of Rocks from Laboratory Tests at Atmospheric Pressure. Rock Mech Rock Eng. 2016. <https://doi.org/10.1007/s00603-016-1070-5>
- Romushkevich R., Popov E., Popov Yu. et al., 2016. Thermal Properties of West Siberian Sediments in Application to Basin and Petroleum Systems Modeling. EGU2016-12463. URL: <https://www.researchgate.net/publication/303985431>.
- Schatz J.F., Simmons G. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures // J. geophys. Res. 1972. V. 77. № 35. P. 6966–6983.
- Ungerer Ph. Modeling of petroleum generation and migration. Applied Petroleum Geochemistry / M.L. Bordenave (ed.). Paris: Technip. 1993. P. 397–442.

Changes in Thermal Conductivity of the Rocks of the West Siberian Basin Lithosphere in the Vicinity of the Tumenskaya SG-6 Well

Yu. I. Galushkin*

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

*e-mail: yu_gal@mail.ru

Numerical reconstructions of the thermal regime of the lithosphere of the West Siberian basin in the Koltogor-Urengoi graben in the vicinity of the Tyumenskaya SG-6 superdeep well are used to analyze the depth distribution of thermal conductivity of basin rocks. Five depth intervals which differ in the character of changes in thermal conductivity of rocks are distinguished: the permafrost zone, the sedimentary section below this zone, the zone of anomalous rock weakening, the consolidated crust, and the mantle. The algorithms for calculating the thermal conductivity are considered and the main factors affecting its change with depth are determined for each of the five intervals. A sharp decrease in the thermal conductivity of rocks in the bottom part of the sedimentary cover and in the basement top in the vicinity of the SG-6 well is associated with rock weakening due to tectonic fracturing and hydrothermal erosion. The analysis suggests that the stationarity conditions of the process are not observed in optical scanning thermal conductivity measurements and, therefore, this method may overestimate the true thermal conductivity of rocks.

Keywords: SG-6 well, basin modeling, thermal conductivity, porosity, rock temperature, permafrost