УДК 550.36

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ KUN-1 (О. КУНАШИР). ЧАСТЬ I: ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР, ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА, ГИДРОГЕОЛОГИИ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ СУТОЧНЫХ ВОЛН

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Юрков А.К., Дергачев В.В.. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Корсунцев В.Г. – Геофизическая служба РАН, Южно-Курильск

Аннотация. Геотермические исследования в 300-метровой скважине kun-1 направлены на комплексное изучение факторов пространственно-временной изменчивости теплового поля Южных Курил. С этой целью в 2007 г. в скважине была установлена 16-канальная станция непрерывного температурного мониторинга, с помощью которой проводятся измерения температуры горных пород на различной глубине с дискретностью 0,5 часа. В статье описана первая часть этих исследований. Показано, что вертикальное распределение среднегодовой температуры определяется глубинным тепловым потоком, влиянием палеоклимата, рельефа, гидрогеологии. Оценка невозмущенного температурного градиента с учетом этих факторов составила 111,2±2,3 К/км, а плотности теплового потока 189±34 мВт/м^2. Описан метод идентификации гидрогеологических температурных аномалий, связанных с фильтрацией подземных вод в ограниченном пространстве (в скважине или заколонном пространстве), основанный на анализе соотношения амплитуды и формы аномалии. Приведены оценки температуропроводности верхнего слоя пород *in situ*, полученные по данным о затухании и сдвиге фазы суточной температурной волны с глубиной ($0{,}6\cdot10^{-6}$ м^2/с).

о.Кунашир, буровая скважина, температура, температурный мониторинг, тепловые свойства, тепловой поток, локализация фильтрационной температурной аномалии.

COMPLEX GEOTHERMAL INVESTIGATIONS IN THE BOREHOLE KUN-1 (KUNASHIR ISLAND). PART 1:VERTICAL TEMPERATURE DISTRIBUTION, HEAT FLOW, TOPOGRAPHY AND HYDROGEOLOGY INFLUENCE, DIURNAL WAVE PROPAGATION

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Yurkov A.K., Dergatchev V.V. – Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg

Korsuntsev V.G. – Geophysical survey of RAS, Yuzhno-Kurilsk

Abstract. Geothermal investigations in the borehole kun-1 were performed with the aim of complex studying of spatial-temporal thermal field variability in the Southern Kuril Islands. The continuous 16-channel temperature logger was established in the borehole in 2007. Temperature was monitored at different depth with thirty minutes reading interval. The paper describes the first part of these investigations. It is shown that vertical distribution of mean annual temperatures is determined by heat flow, paleoclimate, topography, and water flow influences. Accounting for these factors allows to estimate undisturbed thermal gradient (111,2±2,3 К/км) and heat flow (189±34 mW/m^2). A method is proposed to identification of water flow induced temperature anomalies. The method is based on the anomaly magnitude/shape analysis and allows distinguish water flow localized in limited space (borehole or behind casing space) from the same in porous media. Thermal diffusivity of rocks was determined by analysis of diurnal temperature wave attenuation and phase shift with depth ($0{,}6\cdot10^{-6}$ m^2/s).

Kunashir Island, borehole, temperature, temperature monitoring, thermal properties, heat flow, localization of the filtration temperature anomaly.

Введение

Температурные исследования, проводимые в буровых скважинах, обеспечивают получение информации о процессах, происходящих в недрах Земли, гидрогеологической и тектонической активности земной коры, температурной истории земной поверхности, тепловых свойствах по-

род. Традиционно в каждой скважине выполняются однократные температурные измерения, что позволяет оценить вертикальное распределение температур (градиента, плотности теплового потока). В редких случаях проводятся повторные исследования с интервалом от нескольких месяцев до нескольких лет (Chapman, Harris, 1993; Safanda et al., 2007). Но наиболее полную информацию о факторах, формирующих тепловое, поле содержат данные о пространственно-временном распределении температур, получаемые с помощью непрерывного температурного мониторинга (Haenel, Rybach, Stegena, 1988; Cermak et al., 2008). Возможность подобных измерений появилась сравнительно недавно, когда были разработаны высокоточные автономные станции непрерывного (с частотой опроса от нескольких секунд) температурного мониторинга. В течение последнего десятилетия геотермический мониторинг проводился в Канаде (Pomquet station, Nova Scotia), США (Microclimate Research Station, Fargo, North Dacota и Barrow Environmental Observatory, Alaska, Emigrant Pass Observatory, Utah), Чехии (Prague microclimate Station), Словении и Португалии. Основное внимание в этих проектах уделялось, главным образом, температурным изменениям в верхнем почвенном слое (первые метры), для количественной оценки влияния поверхностных условий (температуры, осадков, снежного покрова, характера растительности, а также фильтрации, испарения, таяния и замерзания почвенной влаги) на распространение климатического сигнала. Мониторинг в скважинах на глубинах в первые сотни метров проводился фрагментарно и в ограниченные – от нескольких дней до первых месяцев – интервалы времени в Чехии, на п-ове Камчатка и на п-ове Юкатан (Cermak, Safanda, Kresl, 2008).

В октябре 2007 г. на о. Кунашир в 300-метровой скважине kun-1 нами была установлена станция непрерывного температурного мониторинга (разработка ИНГГГ СО РАН - С.А. Казанцев, А.Д. Дучков) и проведен термокаротаж. С этого момента и до настоящего времени проводятся температурные измерения с периодичностью 0,5 часа в скважине на глубинах: 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240 м, а также в шпуре на глубинах 0,07; 0,37; 1,07 м и в воздухе на высоте 1,73 м. В ходе этого эксперимента предполагается дать комплексную оценку факторов пространственно-временной изменчивости теплового поля. Первые результаты этих исследований освещены в настоящей статье.

Характеристика скважины, результаты карротажа

Скважина Kun-1 пробурена в 2000 г. в пос. Южно-Курильск, расположенном на возвышенной (19 м над уровнем моря) морской косе, ограниченной с востока Тихим океаном, а с запада – Южно-Курильской бухтой и долиной реки Серебрянки. До глубины 273 м скважина вскрывает вулканогенно-осадочные породы неогенового возраста, представленные пемзовыми, псаммитовыми и псефитовыми туфами, обломками андезитов. Ниже, в интервале 273-303 м вулканогенно-осадочные породы переслаиваются со средне и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. С 2001 г. Центром государственного мониторинга геологической среды здесь проводятся непрерывные измерения уровня подземных вод с целью прогноза сильных землетрясений. Температурный каротаж в скважине был проведен 27 сентября 2007 г. с помощью 16-канальной станции, на спуске, поточечно с интервалом 5 м. Среднеквадратическое расхождение между показаниями датчиков в интервале 20-200 м составляет 0,015 К. Температура горных пород резко уменьшается с глубиной в интервале 0 – 20 м, что, очевидно, обусловлено проникновением сезонной температурной волны. Данные температурного мониторинга (рис. 1), проведенные в течение предшествующего каротажу года (20.09.06 по 26.09.07), позволяют вычислить среднегодовые значения температуры в верхней части разреза и скомпенсировать сезонную аномалию. На глубине 20 м наблюдается инверсия тем-

пературного градиента и его возрастание до величины 0,1 К/м на глубине 40-45 м. В интервале 145-235 м отмечается еще одна температурная аномалия, вероятно, связанная с нисходящим течением подземных вод. Локализация этого течения – в пористой среде, заколонном пространстве или внутри обсадной колонны – уже не столь очевидна. Последний случай, правда, можно уверенно исключить, учитывая, что скважина пробурена недавно и целостность колонны не нарушена.

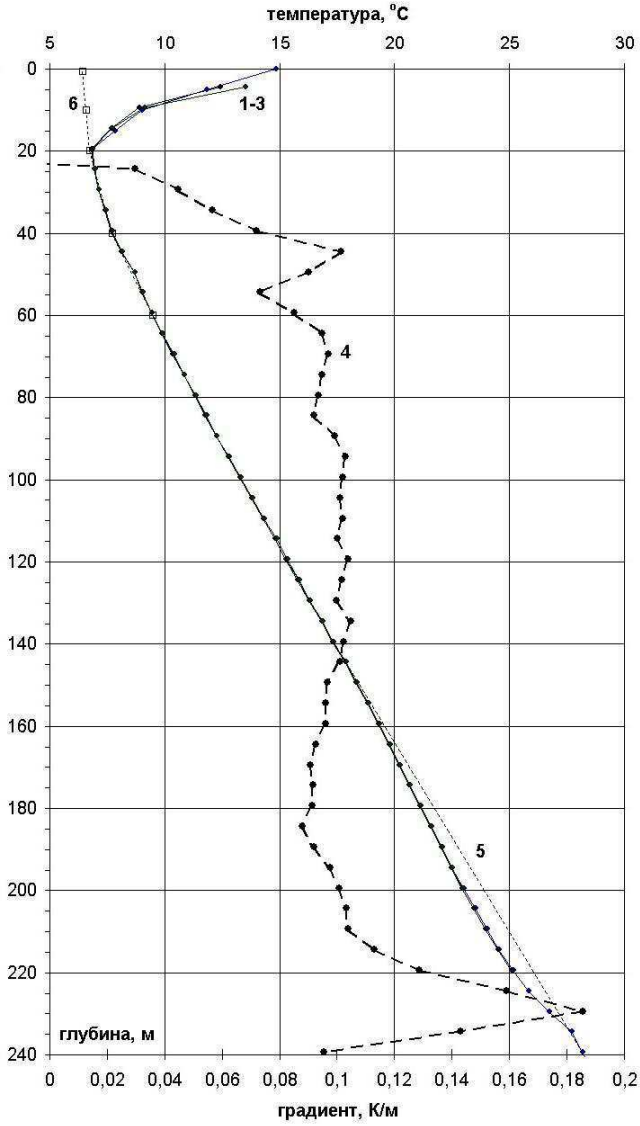


Рис. 1. Результаты термокаротажа скважины kun-1: 1-3 – первичные термограммы, записанные тремя нижними датчиками; 4 – температурный градиент; 5 – участок линейной интерполяции в интервале гидрогеологической аномалии; 6 – участок скомпенсированной сезонной аномалии (среднегодовые значения температуры по данным мониторинга)

Экстремальные свойства геотемпературных аномалий как индикатор локализации течений подземных вод

Покажем, что, анализируя соотношение между формой и величиной аномалии, можно отличить фильтрацию подземных вод в поровом пространстве пород от течений, приуроченных к самой скважине. Рассмотрим одномерную стационарную модель поля температур в однородной пористой среде при совместном действии кондуктивного и конвективного механизмов теплопереноса. При одномерном течении несжимаемой жидкости с постоянной скоростью, направленной вдоль оси z, установившееся распределение температуры, которую считаем одинаковой для твердых пород матрицы и жидкости, можно описать уравнением

$$\lambda_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c_l \rho_l (\mathbf{V} \cdot \mathbf{e_z}) \frac{\partial T}{\partial z} \quad , \qquad (1)$$

где T – температура, λ_m – теплопроводность пород матрицы в области водообмена, c_l, ρ_l – теплоемкость и плотность жидкости, $\mathbf{V}$ – вектор скорости фильтрации в однородной пористой среде, $\mathbf{e_z}$ – единичный вектор в положительном направлении оси z.

Линейные участки термограммы на рис. 1 выше «горизонта питания» z_1=145 м и ниже «горизонта разгрузки» z_2=235 м иллюстрируют решение уравнения (1) при отсутствии конвекции ($V=0$). Температура в этих областях (включая границы области водообмена) определяется только кондуктивным механизмом теплопереноса. Это позволяет при моделировании теплового режима в данной скважине задать на границах области водообмена постоянные температуры. Отметим, что «невозмущенность» температурного режима на нижней границе интервала нисходящего течения указывает на его «недавнее» появление (Демежко, Рывкин, Голованова, 2006). В противном случае, поступающая сверху вода охладила бы некоторый слой пород ниже интервала водообмена.

Выберем за начало отсчета глубины и температуры, соответственно, глубину и температуру горизонта $z=z_1$, ось z направим вертикально вниз. Решая уравнение теплопереноса (1) при граничных условиях $T_1=T(z_1)$, $T_2=T(z_2)$ в безразмерных переменных

$$y=\frac{z-z_1}{z_2-z_1};\ T^*=\frac{T-T_1}{T_2-T_1}\ ,$$

где y и T^* – соответственно безразмерные глубина и температура, получим

$$T^*(y,p)=\frac{e^{py}-1}{e^p-1}\ . \qquad (2)$$

Единственный параметр p в распределении температуры (2) с точностью до знака совпадает с числом Пекле

$$p=Pe\cos(\mathbf{V},\mathbf{e_z}),\ Pe=\frac{c_l\rho_l}{\lambda_m}Vh,\ h=z_2-z_1, \qquad (3)$$

где h – мощность области водообмена. Если фильтрация отсутствует ($p=0$), из решения (2) получим стационарное распределение температуры в твердом теле между изотермическими горизонтами при кондуктивном теплопереносе

$$T^*(y,0)=y\ . \qquad (4)$$

Разность выражений (2) и (4) определяет фильтрационную температурную аномалию

$$U(y,p)=T^*(y,p)-T^*(y,0)=\frac{e^{py}-1}{e^p-1}-y. \qquad (5)$$

Видно, что при $p=0$ аномалия отсутствует, т.е. $U(y,0)=0$, а при $p\neq 0$ она исчезает на границах области водообмена

$$U(0,p)=U(1,p)=0\,. \qquad (6)$$

Следовательно, при $p\neq 0$ внутри этой области имеется экстремум температурной аномалии. Глубина экстремума определяется из (5)

$$y_{extr}(p)-\frac{1}{2}=\begin{cases}-\frac{1}{2}+\frac{1}{|p|}\ln\frac{|p|}{1-e^{-|p|}}, & p<0\\ 0, & p=0\\ \frac{1}{2}-\frac{1}{p}\ln\frac{p}{1-e^{-p}}, & p>0\end{cases}. \qquad (7)$$

Знак второй производной аномальной температуры $U(y, p)$ по y совпадает, согласно (5), со знаком параметра p. Следовательно, с учетом условий (6), при нисходящем течении ($p>0$) аномальная температура достигает минимума, поэтому аномалия отрицательна. При восходящем течении достигается максимум $U(y, p)$ и аномалия положительна. Подставляя (7) в (6) получим экстремальную температуру фильтрационной аномалии

$$U_{extr}(p)=U(y_{extr}(p),p)\ . \qquad (8)$$

Уравнения (7) и (8), выражающие зависимость экстремальных величин аномалии от параметра p можно рассматривать, как параметрическое определение зависимости экстремальной температуры аномалии от глубины экстремума. Зависимость $U_{extr}(y_{extr})$ приведена на рис. 2, где центру симметрии соответствует отсутствие фильтрации ($p=0$). Чем ближе к кривой расположена точка с экспериментально определенными координатами y_{extr} и U_{extr}, тем с большей уверенностью можно утверждать наличие регио-

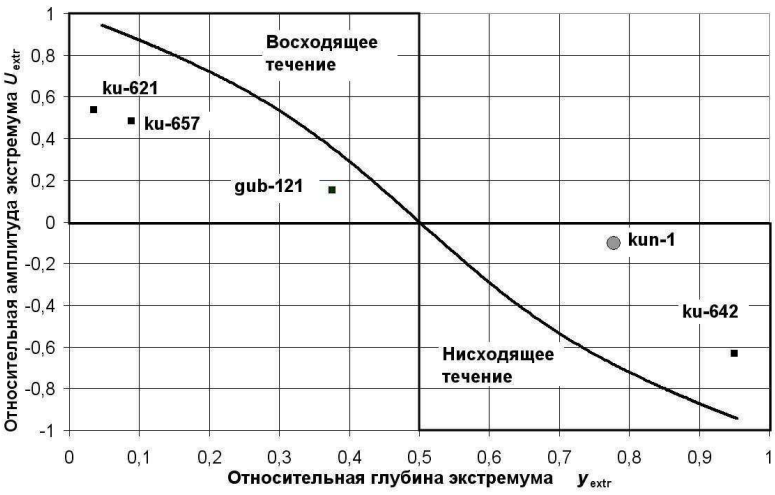


Рис. 2. Зависимость между относительными амплитудой экстремума температурной аномалии U_{extr} и его координатой y_{extr} при региональной фильтрации в однородном поровом пространстве. Точками обозначены экспериментальные данные, свидетельствующие о нарушении этой зависимости вследствие локализации течения в скважине

нальной фильтрации. В скважине kun-1 y_{extr}=0,78; U_{extr}= –0,10, что позволяет отнести аномалию температуры к влиянию заколонного перетока. Для сравнения на рис. 2 приведены значения y_{extr} и U_{extr} для ряда уральских скважин, природа температурных аномалий в которых известна. В скважинах ku-642, 621, 657 наблюдаются перетоки внутри открытого ствола, в скважине gub-121 – в заколонном пространстве вследствие размыва нарушенной скважиной соляной толщи.

Влияние рельефа на распределение температуры

Протяженность возвышенной морской косы, на которой расположено устье скважины kun-1, позволяет использовать для оценки влияния рельефа на температурное поле двумерное приближение, известное, как поправка Лиса (Карслоу, Егер, 1964, с. 419). Методика основана на том, что некоторые точные решения двумерного уравнения Лапласа описывают стационарное распределение температуры в однородных полубесконечных областях с локально криволинейной границей, моделирующей форму поверхности рельефа. Температура на этой поверхности линейно зависит от высоты рельефа и адиабатического градиента, а градиент температуры вдали от неоднородности совпадает с геотермическим градиентом G_0, невозмущенным рельефом. Одна из таких форм границы – сечение симметричного горного хребта вертикальной плоскостью – подобна рельефу земной поверхности в районе скважины kun-1. При подборе двух свободных параметров модели принималось: высота «хребта» – 25 м, ширина на половине высоты – 100 м, расстояние устья скважины от оси симметрии – 30 м, адиабатический градиент – 0,0065 К/м. Температура поверхности при моделировании считалась равной среднегодовой на глубине 0,6 м (по данным годичных наблюдений). Невозмущенный рельефом температурный градиент (G_0=0,1096 К/м) подбирался так, чтобы в интервале глубин 200-240 м его значение совпадало с наблюденным (0,1079 К/м). Как видим, поправка для градиента 0,0017 К/м не превышает 2%.

На рис. 3 приведены: исходная термограмма, расчетное распределение температур, обусловленное исключительно рельефом, исправленная за рельеф термограмма и соответствующие этим трем графикам температурные аномалии.

Температура, исправленная за рельеф, в нижней части скважины примерно на 1 К выше наблюдаемой (верхняя шкала на рис. 3), что уже существенно при оценке палеотемператур.

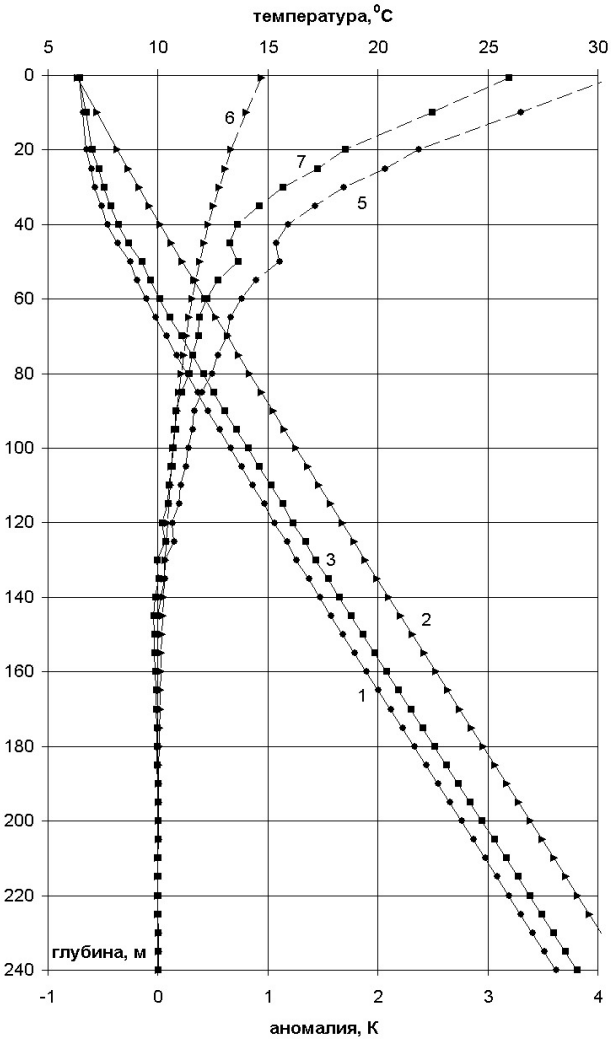


Рис. 3. Результаты введения поправок в распределение температур по скв. kun-1, учитывающих влияние рельефа: 1 – исходная термограмма; 2 – распределение температуры, обусловленное исключительно рельефом; 3 – распределение температуры с введенными поправками; 5-7 – температурные аномалии, соответствующие распределениям 1-3

Оценка температуропроводности по распространению суточных волн

На рис. 4 приведены изменения температуры воздуха и почвы за период 02.11.07 – 08.11.07. Видно, что данные температурного мониторинга в почве на глубинах 0,07 и 0,37 м достаточно хорошо отражают суточную температурную волну в воздухе.

Температура на глубинах 0,07 и 0,37 м за весь период наблюдений не опускалась ниже 0 ^{0}С, поэтому, в отсутствие фазовых переходов, при моделировании считаем, что в почве действует единственный механизм распространения температурной волны – кондуктивный. При гармонически меняющейся температуре поверхности установившимся решением нестационарного одномерного уравнения теплопроводности в однородном полубесконечном твердом теле являются гармонические колебания температуры с той же частотой (Карслоу, Егер, 1964).

$$U(z,t) = A_0 e^{-kz} \sin(\omega t - kz - \varphi), \quad k = \sqrt{\omega / 2a}, \qquad (9)$$

где $U(z, t)$ – изменение температуры на глубине z в момент t, A_0 и φ – соответственно амплитуда и начальная фаза колебаний на земной поверхности, k – «кондуктивное» волновое число, зависящее от частоты колебаний ω и температуропроводности почвы a. Амплитуда колебаний затухает с глубиной экспоненциально, поэтому

$$\ln A = \ln A_0 - kz. \qquad (10)$$

По данным, приведенным на рис. 4 были оценены амплитуды 6 суточных волн $A = ½(T_{extr} - (T_{-1} + T_{+1})/2)$, где T_{extr}- – температура в максимуме или минимуме, T_{-1} и T_{+1} – температуры в соседних экстремумах. По каждой паре значений амплитуды на глубинах 0,07 и 0,37 м рассчитывались параметры линейной зависимости ln A от глубины z, угловой коэффициент которой и есть волновое число k, а величина $ln\ A_0$ определяет амплитуду колебаний темпе-

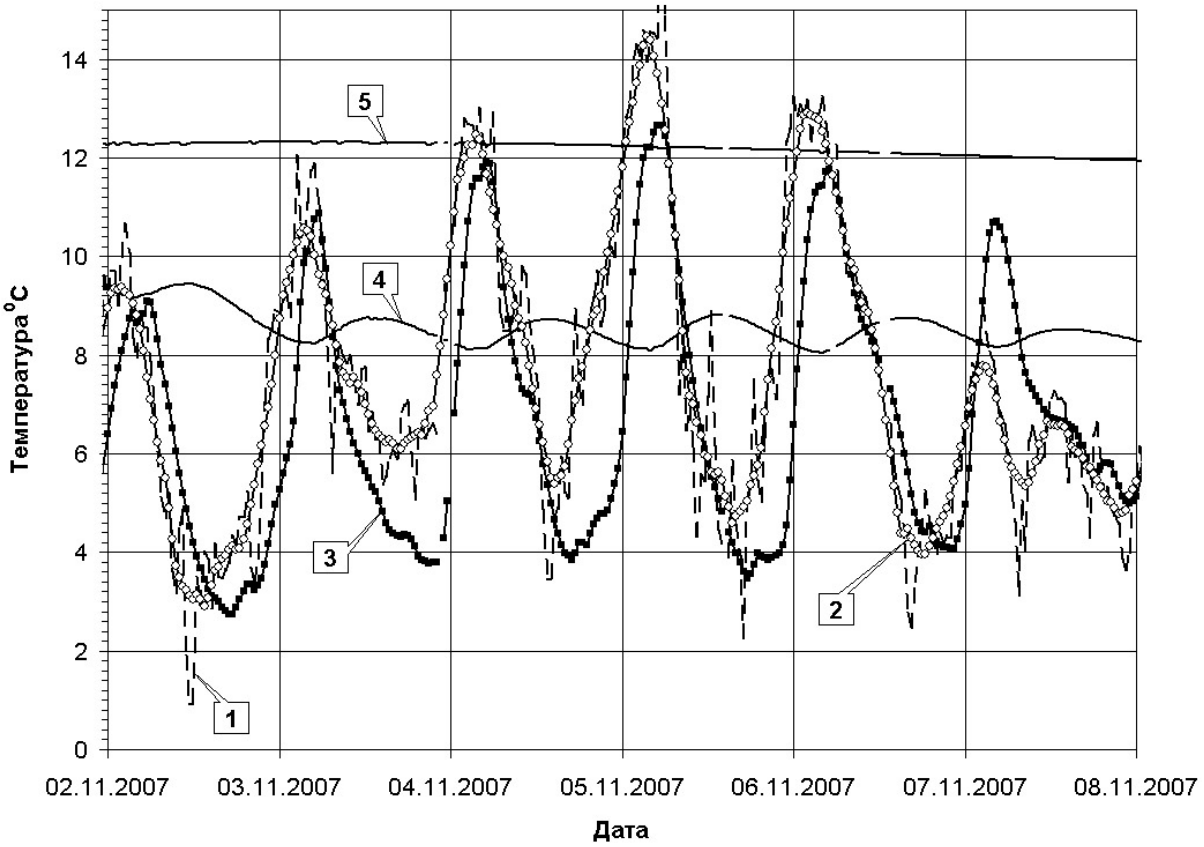


Рис. 4. Изменения температуры воздуха (1 – измеренные каждые 0,5 часа, 2 – сглаженные) и почвы на глубинах 0,07 м (3), 0,37 м (4) и 1,07 м (5)

Таблица 1. Расчет температуропроводности по характеру затухания суточных температурных волн

Дата	Элемент	Амплитуда $A(z)$, К		Параметры линейной зависимости		Температуро-проводность a, 10^{-6} м^2/с	Амплитуда на поверхности A_0, К
		0,07 м	0,37м	k, м$^{-1}$	$\ln A_0$		
03.11	max	3,5	0,305	8,134	1,822	0,550	6,19
04.11	max	3,9	0,31	8,441	1,952	0,510	7,04
05.11	max	4,4	0,375	8,208	2,056	0,540	7,82
06.11	max	4,35	0,33	8,596	2,072	0,492	7,94
05.11	min	4,05	0,37	7,977	1,957	0,572	7,08
06.11	min	3,45	0,23	9,027	1,870	0,446	6,49
Среднее		3,94	0,32	8,397	1,955	0,518	7,09
Стандартное отклонение		0,407	0,053	0,379	0,099	0,045	0,70
Погрешность среднего				0,155		0,018	0,29

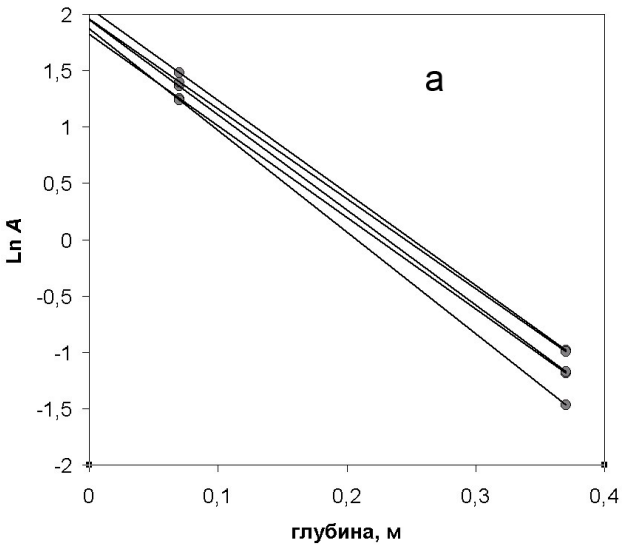
ратуры поверхности (рис. 5а, табл. 1). По этим данным температуропроводность a=(0,52±0,02)·10^{-6} м^2/с, A_0=(7,1±0,3) К. Отметим, что полная амплитуда колебаний температуры земной поверхности $2A_0$≈14 К существенно выше амплитуды колебаний температуры воздуха, не превышающей 9 К. Вероятно, это связано с тем, что поверхность земли нагревается прямыми солнечными лучами, а воздушный датчик защищен от них экраном.

Из уравнения (9) видно, что оценить температуропроводность можно и по временному сдвигу температурной волны на различных глубинах. На рис. 5б приведена зависимость временного сдвига относительно температурных колебаний, зарегистрированных воздушным датчиком от глубины. Временной интервал между одноименными элементами суточной волны (мы использовали максимумы и минимумы) связан с волновым числом соотношением:

$$\Delta t = \frac{k\Delta z}{2\pi}\tau \ , \qquad (11)$$

где Δt – временной интервал между двумя максимумами или минимумами, $\tau=2p/\omega$ – период колебаний, Δz – разность глубин. Отсюда температуропроводность равна:

$$a = \frac{(\Delta z)^2\tau}{4\pi(\Delta t)^2} \ . \qquad (12)$$



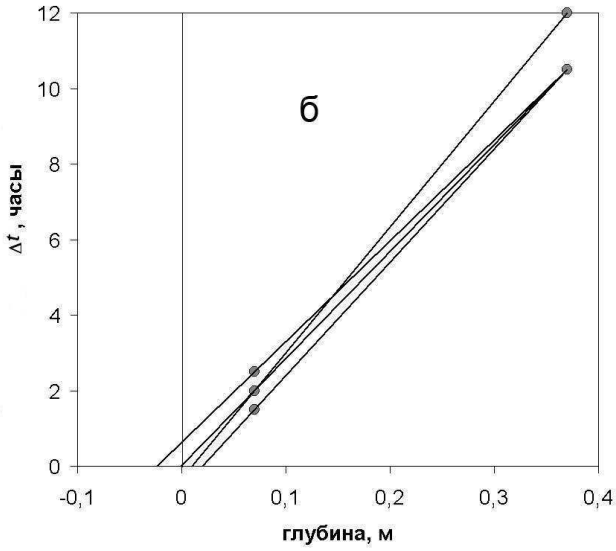


Рис. 5. Экспериментальные зависимости затухания (а) и временного сдвига суточной волны (б) от глубины

Исходные данные и результаты расчета приведены в табл. 2.

Средняя температуропроводность по пяти определениям a=(0,63±0,05)·10^{-6} м^2/с, что весьма близко к предыдущей оценке, рассчитанной по затуханию амплитуды с глубиной, но ее погрешность более, чем в два раза выше. Высокая погрешность, очевидно, связана с недостаточным интервалом дискретизации временных измерений (0,5 часа) и, как следствие, с низкой точностью определения временных сдвигов. Отметим, что расчеты температуропроводности были проведены без участия данных об изменениях температуры воздуха. Экстраполяция зависимости временного сдвига на дневную поверхность позволяет определить сдвиг суточной волны между приземным воздухом и земной поверхностью. В среднем эта величина равна –0,05±0,21 часа, т.е. близка к нулю.

Различие между оценками температуропроводности, полученными двумя способами (0,109·10^{-6} м^2/с), в два раза выше суммарной погрешности этих оценок (0,048·10^{-6} м^2/с), т.е. статистически значимо. Так же значимо различаются и волновые числа – на 0,72 м $^{-1}$ при суммарной погрешности 0,33 м $^{-1}$. Такое различие может быть связано с появлением дополнительного – конвективного механизма теплопереноса. В работах (Демежко, Рывкин, Голованова, 2006; Рывкин, Демежко, Голованова, 2007) было показано, что распространение гармонического температурного сигнала с поверхности при совместном действии кондуктивного и фильтрационного механизмов теплопереноса можно описать зависимостью, аналогичной (9)

$$U(z,t) = De^{-k_a z}\sin(\omega t - k_f z - \varphi),$$

$$k_a = \frac{k}{r_a}, \quad k_f = \frac{k}{r_f},$$

$$r_a = r_f^2(r_f + 2^{1/2}\beta), \quad r_f = ((\beta^4+1)^{1/2} + \beta^2)^{1/2}, \quad (13)$$

$$\beta = \frac{V_*}{V_c}, \quad V_* = \frac{c_l\rho_l}{c_m\rho_m}V, \quad V_c = 2\sqrt{a_m\omega} = \sqrt{\frac{8\pi a_m}{\tau}},$$

где волновые числа k_a и k_f, определяющие соответственно затухание амплитуды и сдвиг фазы, в отличие от (9), не равны и оба зависят не только от частоты колебаний и тепловых свойств пород и флюида, но также от скорости фильтрации. Индексы l и m при теплоемкости c, плотности ρ и температуропроводности a относятся, соответственно, к флюиду и породам; параметр $\beta=V_*/V_c$ – отношение эффективной скорости фильтрации в пористой среде V_* к скорости кондуктивного распространения температурной волны V_c.

При увеличении скорости нисходящей фильтрации ($\beta>0$) оба волновых числа уменьшаются, причем амплитудное – быстрее. Другая ситуация наблюдается при восходящей фильтрации ($\beta<0$, рис. 6): амплитудное волновое число увеличивается, а фазовое уменьшается так же, как и при нисходящей. Если период температурной волны, а также тепловые свойства пород и флюида

Таблица 2. Расчет температуропроводности по временному сдвигу суточных температурных волн

Дата	Элемент	Δt (воздух--0,07м), часы	Δt (воздух--0,37м), часы	Δt (0,07-0,37 м), часы	k, м $^{-1}$	a, 10 $^{-6}$м^2/с	Δt (воздух--поверхность), часы
03,11	max	2,0	10,5	8,5	7,418	0,661	0,02
04,11	max	1,5	10,5	9,0	7,854	0,589	-0,60
05,11	max	2,0	10,5	8,5	7,418	0,661	0,02
05,11	min	2,0	12,0	10,0	8,727	0,477	-0,33
06,11	min	2,5	10,5	8,0	6,981	0,746	0,63
Среднее		2,0	10,8	8,8	7,679	0,627	-0,05
Стандартное отклонение		0,35	0,67	0,76	0,662	0,100	0,46
Погрешность среднего					0,296	0,045	0,207

известны, то отношение k_a/k_f однозначно определяет параметр β, следовательно, скорость конвекции. В рассмотренном примере k_a/k_f=1,094, τ=1 сутки, что соответствует восходящему потоку с $V=V_*$=4 см/сутки (при a=0,52·10^{-6} м^2/с, V_c=1,06 см/сутки; см. рис. 6, жирная точка). Причина появления столь мощного восходящего потока в верхнем слое почвы нам не вполне понятна. Одно из объяснений может быть связано с капиллярным подъемом почвенной влаги в интенсивно просыхающий на солнце верхний слой.

Интересно, что подобное же соотношение волновых чисел наблюдалось и в других экспериментах. В работе (Smerdon et al., 2003) исследовалось распространение годовых колебаний температуры поверхности по данным 19-летнего температурного мониторинга в скважине Микроклиматической исследовательской станции в г. Фарго (США, штат Сев. Дакота). По характеру затухания амплитуды и сдвигу фазы с помощью методики, сходной с описанной выше, были определены два различных средних значения температуропроводности в 10-м интервале глубин: a_a=0,364·10^{-6} м^2/с и a_f=0,380·10^{-6} м^2/с, откуда k_a/k_f =$(a_a,/a_f)^2$=1,089. По нашим расчетам при τ=1год такое различие свидетельствует о восходящем потоке со скоростью V=0,2 см/сутки. И в этом случае, учитывая низменное положение станции и высокий уровень грунтовых вод – всего 1-2 м от поверхности (Schmidt et al., 2001) – можно предположить постоянную подпитку из нижних водоносных горизонтов.

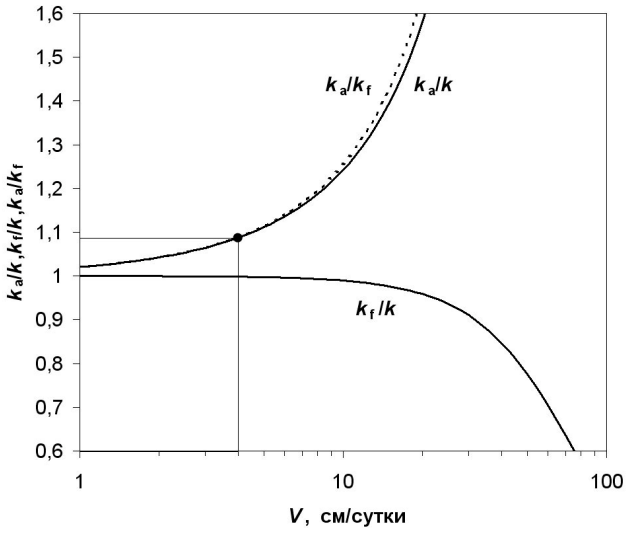


Рис. 6. Изменение отношений волновых чисел в зависимости от скорости восходящей фильтрации. Период колебаний температуры поверхности τ=1 сутки. Жирная точка – пример оценки скорости фильтрации

Оценка плотности теплового потока

Стандартная методика определения плотности теплового потока базируется на раздельной оценке вертикальной составляющей геотермического градиента (по данным термокаротажа) и теплопроводности пород (по лабораторным данным)

$$q = \lambda G . \qquad (14)$$

Связанные с этим неопределенности обусловлены обоими сомножителями в правой части уравнения (14). Несмотря на то, что прямых измерений теплопроводности пород, вскрытых скважиной не проводилось, анализ геологического разреза и теплофизических свойств близких по составу пород (Волкова, 1975; Веселов и др., 1976; Sass et al., 1987) позволяет принять среднее значение теплопроводности, равным 1,7 Вт/(м·К) при стандартном отклонении 0,3 Вт/(м·К).

Величина ненарушенного влиянием рельефа геотермического градиента в интервале 200 – 240 м, как было показано выше, составляет G_0=109,6 К/км. При этом погрешность топографической поправки заведомо не превышает ее величины (1,7 К/м, или 1,6%). Другим источником неопределенности градиента является палеоклимат. Наиболее значительные искажения связаны с двумя палеоклиматическими эпизодами: потеплением на границе плейстоцена и голоцена примерно 10 тыс. л.н. и малым ледниковым периодом 100-600 л.н. (Демежко, 2001). Влияние плейстоцен-голоценового потепления прослеживается аномальным изменением градиента до глубин >2000 м. Причем в интервале 500-1500 м изменение геотермического градиента определяется исключительно этим событием. Малый ледниковый период отмечается по-

ложительной аномалией градиента в интервале 100-500 м.

Отрицательная температурная аномалия малого ледникового периода $\Delta T_{МЛП}$ по нашей оценке (более подробно результаты реконструкции палеоклимата будут описаны во второй части статьи) не превышает 3К. Сложнее обстоит дело с оценкой амплитуды плейстоцен/голоценового потепления в западной части Тихого океана. В работах (Демежко и др, 2007; Demezhko et. al., 2007) пространственное распределение амплитуд потепления $\Delta T_{П\text{-}Г}$ в Европе и Западной Сибири по результатам исследований было предложено аппроксимировать зависимостью:

$$\Delta T_{П-Г}(r) = 1{,}75 + 2{,}714 \cdot 10^4 r^{-1}, \quad (15)$$

где r – кратчайшее расстояние (по дуге большого круга, в км), от гипотетического центра потепления расположенного в Северной Атлантике, с координатами φ_0 =71,1° с.ш. и λ_0=0,31° з.д. до конкретной точки с координатами φ, λ. Зависимость (15) позволяет объяснить более 90% наблюдаемой (в геотермических реконструкциях) изменчивости амплитуд плейстоцен/голоценового потепления. Для координат скважины kun-1 (44° с.ш., 145,9° в.д., r=6935 км) $\Delta T_{П\text{-}Г}$ =5,6 К. Эта оценка не очень надежна, так как экстраполирована далеко от районов, по которым были получены экспериментальные данные. Единственным ее независимым подтверждением могут служить реконструкции палеотемператур поверхности моря вблизи восточного побережья Японии, основанные на алкеноновом анализе океанических кернов (Yamamoto et al., 2005). Согласно этим данным, средняя температура за период 12-30 тыс. л.н. составляла 15,4 °С, а за период 0-10 тыс. л.н. – 19,3 °С. Потепление, происшедшее 10-12 тыс. л.н., составило 3,9 К. Эта цифра, естественно, ниже полученной нами оценки, так как. она характеризует колебания температуры морской воды, амплитуда которых всегда меньше амплитуды колебаний поверхности суши.

Оценим аномальный геотермический градиент, обусловленный влиянием палеотемператур, на основе решения одномерной задачи теплопроводности для ступенчатой функции изменения температуры земной поверхности (Демежко, 2001). Если использовать простейшую модель палеотемпературных изменений, включающую плейстоцен/голоценовое потепление 10000 лет назад с амплитудой 5,6 К и похолодание малого ледникового периода 100 – 600 лет назад с амплитудой 2,5 К, то аномальный геотермический градиент в диапазоне глубин 200 – 240 м в среднем составит – 1,6 К/км.

Определим погрешность оценки аномального геотермического градиента вследствие неопределенности в исходных палеоклиматических и теплофизических данных. Для этого зададим диапазоны изменения для $\Delta T_{П\text{-}Г}$, $\Delta T_{МЛП}$, a (табл. 3) и z{200; 240 м}. Предполагая равномерное распределение параметров в пределах выбранных диапазонов и, варьируя их значения случайным образом, в результате некоторого числа испытаний получим выборку оценок аномального градиента. Среднее значение и стандартное отклонение аномального геотермического градиента, приведенные в табл. 3, получены в результате обработки 6000 испытаний.

Исправленный за влияние палеоклимата геотермический градиент составит: $G=G_0-G_{ан}$=109,6+1,6=111,2 К/км, а его погрешность, обусловленная неопределенностью оценок влияния рельефа и палеоклимата: $(1{,}7^2+1{,}5^2)^{1/2}$=2,3 К/км.

Погрешность оценки плотности теплового потока, в свою очередь, определяется средними значениями и погрешностями теплопроводности и геотермического градиента

$$\sigma_q = \sqrt{\sigma_\lambda^2 \sigma_G^2 + \overline{G}^2 \sigma_\lambda^2 + \overline{\lambda}^2 \sigma_G^2}. \quad (16)$$

Таблица 3 Расчет погрешности оценки аномального геотермического градиента

a, 10^{-6} м^2/с		$\Delta T_{П\text{-}Г}$, К		$\Delta T_{МЛП}$, К		$G_{ан}$, К/км	
среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	диапазон изменения	среднее значение	стандартное отклонение
0,6	0,5 – 0,7	5,6	4,1 – 7,1	2,5	1,5 – 3,5	1,64	1,51

Таблица 4. Расчет погрешности оценки теплового потока

Теплопроводность		Геотермический градиент		Плотность теплового потока	
значение λ, Вт/(м·К)	стандартное отклонение σ_λ, Вт/(м·К)	значение G, К/км	стандартное отклонение σ_G, К/км	значение q, мВт/м^2	стандартное отклонение σ_q, мВт/м^2
1,7	0,3	111,2	2,3	189,0	33,6

В табл. 4 приведены исходные данные и расчет погрешности оценки плотности теплового потока согласно (16). Итоговое значение плотности теплового потока q=189±34 мВт/м^2.

Заключение

Комплексные геотермические исследования, проведенные в скважин kun-1, подтвердили высокие значения геотермических градиентов и тепловых потоков Южных Курил (Геолого-геофизич. Атлас..., 1987). Хотя относительные поправки в измеренное значение градиента, учитывающие влияние палеоклимата и рельефа, невелики, они все же приводят к некоторому увеличению измеренной величины. Высокий геотермический градиент по скважине, расположенной в пределах поселка вдали от гидротермальных проявлений на поверхности, дает возможность рассматривать этот участок как перспективный для прямого получения тепловой энергии для муниципальных нужд. Скважина глубиной один км позволит получать здесь воду с температурой 100 и более градусов.

Предложенный метод идентификации температурных аномалий гидрогеологической природы позволяет эффективно различать естественную фильтрацию, происходящую в поровом пространстве пород, окружающих скважину, от обусловленных бурением и строительством скважины внутрискважинных и заколонных перетоков. Приведенные примеры, в том числе, по уральским скважинам, показали, что большинство «гидрогеологических» аномалий, ранее рассматриваемых в связи с региональным потоком подземных вод, вызваны именно этими искусственными причинами. Это существенно меняет сложившиеся на сегодняшний день представления о «гидрогеологической» информативности геотермии.

Описанный метод оценки температуропроводности верхнего слоя пород по характеру затухания и сдвигу фазы суточной температурной волны с глубиной, хотя и достаточно трудоемок, позволяет характеризовать тепловые свойства *in situ* и в макрообъемах. Анализ соотношения фазового и амплитудного волновых чисел дает возможность оценить конвективную составляющую теплопереноса. Дальнейшее осуществление этого эксперимента позволит дополнить эти оценки данными о распространении годовых волн и лабораторными измерениями на образцах.

Во второй части статьи будет приведена температурная история земной поверхности за последние 500 лет, реконструированная по геотермическим данным. Также будут описаны результаты температурного мониторинга и определены причины, вызывающие температурные колебания в широком временном диапазоне – от первых секунд до нескольких месяцев, в том числе, связанные с тектоническими изменениями при подготовке землетрясения.

Исследования проводились в рамках Интеграционных проектов УрО и СО РАН «Реконструкция пространственного распределения амплитуд плейстоцен-голоценового потепления в Северной Евразии по геотермическим данным» (2006-2008) и «Изучение вариаций геотемпературного поля по данным непрерывного высокоточного температурного мониторинга в скважинах и донных осадках» (2009). Д.Ю. Демежко также выражает признательность политической партии «Справедливая Россия» за поддержку геотермических исследований.

Литература

Веселов О.В., Волкова Н.А., Еремин Г.Д., Козлов Н.А., Соинов В.В. Определение ко-

эффициента теплопроводности образцов горных пород / В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1976. С. 81-86.

Волкова Н.А. Использование метода Брайниной для определения коэффициента теплопроводности образцов горных пород // Тр. СахКНИИ. Ю.-Сахалинск: 1975, вып. 30. С. 302-304.

Геолого–геофизический Атлас Курило-Камчатской островной системы. Редакторы: К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. // Л. ВСЕГЕИ, 1987.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Голованова И.В. О совместном влиянии фильтрации подземных вод и палеоклимата на тепловое поле верхней части земной коры // Уральский геофизический вестник. 2006. №9. С. 16-26.

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Уткин В.И., Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Пространственные закономерности плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии // Уральский геофизический вестник. 2007. №1 (10). С. 6-26.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с..

Рывкин Д.Г., Демежко Д.Ю., Голованова И.В. Распространение теплового климатического сигнала в верхней части земной коры. Роль кондуктивного и конвективного механизмов. // Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Мат-лы. /Екатеринбург, 2007. С. 145-147.

Chapman D.S. and Harris R.N. Repeat temperature measurements in borehole GC1, Northwestern Utah: towards isolating a climate-change signal in borehole temperature profiles. // Geophys. Res. Lett.. 1993. Vol.18. P. 1891-1894.

Cermak V., Safanda J., Kresl M. Intra-hole fluid convection: High-resolution temperature time monitoring // Journal of Hydrology. 2008. Vol. 348. P. 464– 479.

Cermak V., Safanda J., Bodri L. Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part 1: Experiments and field data // International Journal of Earth Sciences. 2008. Vol. 97(2). P. 365-373. doi:10.1007/s00531-007-0237-4.

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D. and Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Climate of the Past. 2007. Vol. 3. P. 559–568. (URL: http://www.climpast.net/3/559/2007/cp-3-559-2007.html).

Haenel R., Rybach L., Stegena L. Fundamentals of geothermics. In: Haenel R., Rybach L., Stegena L. (eds) Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Dordrecht: Kluwer, 1988. P. 9–57.

Safanda J., Rajver D., Correia A and Dedecek P. Repeated temperature logs from Czech, Slovenian and Portuguese borehole climate observatories // Climate of the Past. 2007. Vol. 3. P. 453–462.

Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Dudley W.W., Priest S.S. and Munroe R.J. Temperature, thermal conductivity, and heat flow near Yucca Mountain, Nevada: Some tectonic and hydrologic implications // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1988. Vol. 87-649. 118p.

Schmidt W.L., Gosnold W.D., Enz J.W. A decade of air-ground temperature exchange from Fargo, North Dakota. // Global and Planet. Change. 2001 Vol. 29, no. 3-4. P. 311-325.

Smerdon J.E., Pollack H.N., Enz J.W., Lewis M.J. Conduction dominated heat transport of the annual temperature signal in soil // J. Geoph. Res.. 2003. Vol. 108(B9). 2431. doi: 10.1029/2002JB002351.

Yamamuro M. and Tanaka Y. The California Current System during the last 136,000 years: Response of the North Pacific High to precessional forcing // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 26. P. 405-414.