

УДК 550.361:551.583

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 30 ТЫС. ЛЕТ ПО ДАННЫМ ТЕРМОМЕТРИИ ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ

© 2013 г. Д.Ю. Демежко¹, А.А. Горностаева¹, Г.В. Тарханов², О.А. Есипко²

¹ Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

² ОАО "НПЦ "Недра", г. Ярославль, Россия

Проанализированы данные термометрии Онежской параметрической скважины. Наблюдаемые до глубины 2.5 км изменения геотермического градиента связаны с климатическими изменениями, ритмическими колебаниями теплофизических свойств вулканогенно-осадочных пород и недостаточно восстановившимся температурным режимом в скважине, нарушенным в процессе бурения. С учетом этих факторов реконструирована температурная история земной поверхности в районе скважины за последние 30 тыс. лет.

Согласно реконструкции, 25 тыс. лет назад температура земной поверхности была на 18–20°C ниже современной; ее повышение началось примерно 20 тыс. лет назад, что первоначально было связано с утепляющим влиянием Скандинавского ледникового щита. Около 12 тыс. лет назад щит распался, после чего изменения температуры земной поверхности стали воспроизводить обусловленные климатом изменения температуры приземного воздуха.

Ключевые слова: геотермия, термометрия, реконструкция температурной истории земной поверхности, палеоклимат, Онежская параметрическая скважина, валдайское оледенение, Скандинавский ледниковый щит, плейстоцен, голоцен.

Введение

Реконструкция палеотемператур земной поверхности по геотермическим данным основана на известном явлении кондуктивного распространения тепловых волн в твердых средах [Карслоу, Егер, 1964]. Порождаемые изменениями температуры земной поверхности тепловые волны распространяются вглубь Земли, возмущая ее стационарное тепловое поле. При этом суточные колебания не проникают глубже 0.5–1 м, годовые – 20–30 м, температурные изменения векового масштаба фиксируются в пределах первых сотен метров, а влияние глобального потепления в начале голоцена (~10 тыс. лет назад) прослеживается до глубины 1.5–2 км. Температурный сигнал сохраняется в виде аномального распределения температур горных пород в течение времени, сопоставимого с периодом колебаний температуры земной поверхности [Демежко, 2001]. Таким образом, анализируя современное распределение температуры по вертикали в буровых скважинах, можно оценить температурную историю земной поверхности.

Первые попытки такой реконструкции были предприняты в работах [Hotchkiss, Ingersoll, 1934; Birch, 1948; Beck, Judge, 1969; Cermak, 1971; Beck, 1982]. Наибольшую известность получила статья американских геофизиков А. Лахенбруха и Б. Маршалла [1986], после появления которой палеоклиматический анализ геотермических данных оформился как самостоятельное научное направление. К настоящему времени во всем мире выполнено несколько тысяч реконструкций, которые в подавляющем большинстве ограничены последними столетиями температурной истории, несколько сотен из них – последним тысячелетием; не более двадцати реконструкций позволяют заглянуть в прошлое на десятки тысяч лет. Последние особенно ценны для понимания климатической истории Земли, так как примерно 10 тыс. лет назад закончилась вюрм-

ская (валдайская, вислинская, висконсинская) ледниковая эпоха плейстоцена и наступило современное межледниковье – голоцен. Однако качественные геотермические данные по глубоким скважинам, пробуренным в плотных слабопроницаемых породах, позволяющие получать такие длительные реконструкции, до сих пор остаются большой редкостью (обобщение существующих длительных реконструкций дано в работах [Демежко и др., 2006; Demezhko et al., 2007]). Поэтому так важно появление каждой новой длительной геотермической реконструкции. Данные термометрии Онежской параметрической скважины предоставляют возможность выполнения такой реконструкции.

Математическая модель

Реконструкция температурной истории поверхности по данным о современном распределении температуры горных пород по вертикали базируется на решении нестационарного уравнения теплопереноса в однородной изотропной среде при отсутствии источников тепла и конвективных факторов теплопереноса

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{1}{a} \frac{\partial T}{\partial t} = 0, \quad (1)$$

с краевыми условиями

$$\begin{aligned} T(0, t) &= T_s(t), \\ \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z \rightarrow \infty} &= G_0, \end{aligned} \quad (2)$$

где T – температура; z – глубина; t – время; a – температуропроводность; G_0 – стационарная составляющая геотермического градиента; T_s – температура поверхности.

Решение уравнения (1) можно представить в виде суммы

$$T(z, t) = T_0 + G_0 z + \Theta(z, t), \quad (3)$$

где T_0 – исходная невозмущенная температура поверхности; Θ – температурная аномалия, возникшая в момент $t=t_0$ и удовлетворяющая условию

$$\Theta(z, t) = 0, \quad z \rightarrow \infty. \quad (4)$$

Температурную историю поверхности можно описать ступенчатой функцией постоянных температур внутри произвольно заданных интервалов $t_i < t < t_{i+1}$:

$$T_s(t) = \begin{cases} T_0, & t < t_1 \\ T_1, & t_1 < t < t_2 \\ \dots \\ T_m, & t_m < t < t_* \end{cases}. \quad (5)$$

В этом случае решение уравнения для аномалии запишется следующим образом [Карслоу, Егер, 1964]:

$$\begin{aligned} \Theta(z, t_*) &= \sum_{k=1}^m D_k \operatorname{erfc}(z / L_k), \quad L_k = 2\sqrt{at_k}, \\ D_k &= T_k - T_{k-1}, \quad k = 1, 2, 3, \dots, m. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь $\operatorname{erfc}(u)$ – дополнительный интеграл вероятностей. Выбором количества и длительности интервалов можно описать реальное изменение поверхностной температуры с любой необходимой детальностью.

В Институте геофизики УрО РАН разработаны алгоритм и программное обеспечение реконструкции [Демежко, 2001], в которых устойчивость решения обеспечивается длительностью временных интервалов, прогрессивно увеличивающейся по мере удаления в прошлое. Для выделения климатически обусловленной аномалии нижний участок термограммы (так называемый опорный интервал) аппроксимируется линейной зависимостью, которая затем экстраполируется до дневной поверхности (при этом оцениваются параметры G_0 , T_0) и вычитается из измеренной температурной кривой. После дискретизации временной шкалы подбирается соотношение температур T_k , обеспечивающее минимизацию функционала

$$M_2 = \sum_{i=1}^n [T(z_i) - f(z_i, T_0, G_0, T_1, \dots, T_m)]^2 \rightarrow \min, \quad (7)$$

где $T(z)$, $f(z, \dots)$ – соответственно измеренное и теоретическое значения температуры на глубине z . При этом целый ряд температурных историй позволяет с минимальной погрешностью объяснить измеренную термограмму, составляя семейство эквивалентных температурных историй, по которому можно судить о наиболее вероятной (средней) истории и степени неопределенности решения.

Данные и реконструкции

Онежская параметрическая скважина (62.1° с.ш., 34.5° в.д.) была пробурена ОАО “НПЦ “Недра” в 2008 г. до глубины 3500 м в северо-западной части Онежской палеопротерозойской структуры, выполненной толщей вулканогенно-осадочных пород, залегающих на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте. Непосредственно на породах фундамента залегают образования ятулийского надгоризонта, в нижней части которого на глубине 2750–2944 м находится галитовая толща мощностью 194 м [Онежская..., 2011].

Геотермические исследования скважины проводились Комплексной геофизической партией ОАО “НПЦ “Недра”. Всего в процессе бурения и после его окончания было выполнено девять температурных каротажей. Все термограммы получены при недостаточном времени выстойки скважины. Для реконструкции палеотемператур нами была выбрана термограмма № 6, записанная 03.07.2008 г. до глубины 2523 м (рис. 1, кривая 1). Более глубокие температурные записи, выполненные 30.08.2008 г. и 02.02.2009 г., были получены после того, как скважина прошла галитовую толщу. На них отрицательная температурная аномалия, связанная с термическим эффектом растворения соли, проявляется более отчетливо. Мы отказались от их использования в палеорекострукциях, так как количественно оценить термический эффект не представляется возможным.

В изменениях температурного градиента, рассчитанного по термограмме № 6 (см. рис. 1, кривые 2, 3), прослеживаются периодические составляющие, вероятно, связанные с ритмичностью изменения теплофизических свойств пород. Амплитудные спектры вариаций градиента демонстрируют преобладание ритмов в диапазонах 20–80 м и 140–300 м (рис. 2). Ритмичное строение заонежской свиты, отражающее периодичность вулканогенно-осадочных процессов, отмечено и в геологическом разрезе скважины – выделено пять крупных ритмов мощностью от 100 до 360 м (см. рис. 1), каждый из которых включает вулканомиктовые осадки, залегающие в его нижней части, и 2–3 лавовых покрова, разделенных маломощными пачками туфов [Онежская..., 2011].

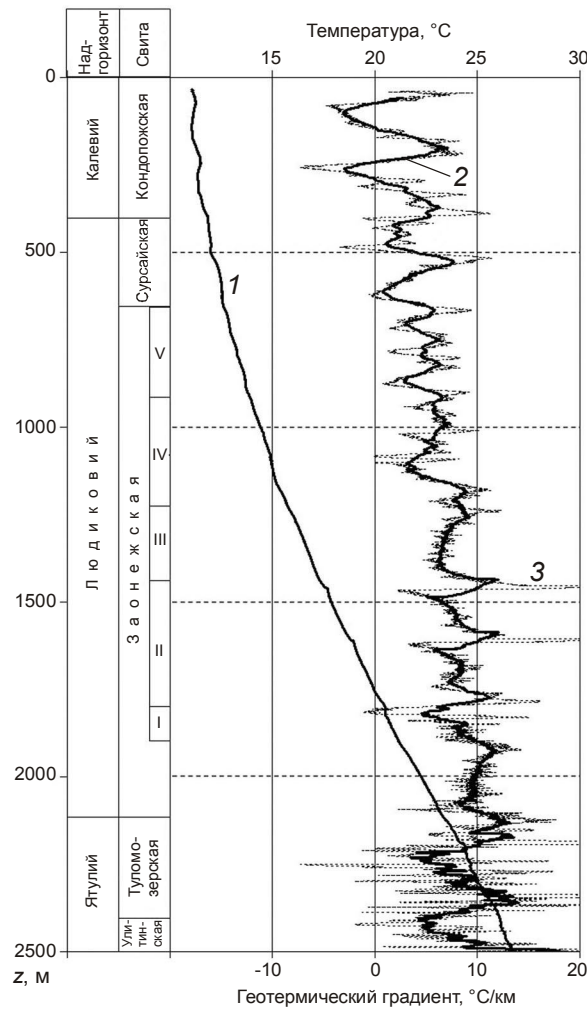


Рис. 1. Результаты термокаротажа Онежской скважины

1 – термограмма № 6 от 03.07.2008 г., записанная до глубины 2523 м; 2, 3 – графики геотермического градиента, рассчитанного по термограмме № 6 с окном сглаживания 50 м (2) и 10 м (3). Слева – основные стратиграфические подразделения; I–V – главные вулканогенно-осадочные ритмы заонежской свиты [Онежская..., 2011]

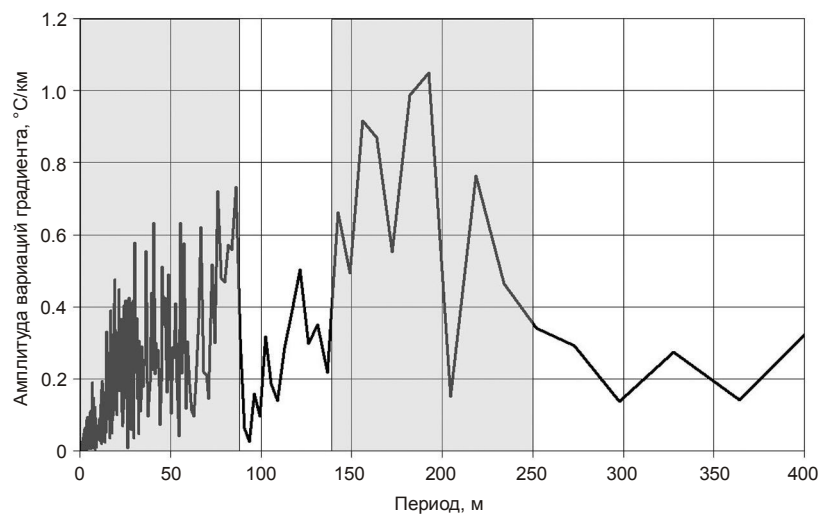


Рис. 2. Амплитудный спектр вариаций температурного градиента. Заливкой выделены диапазоны проявления основных ритмов вариаций градиента

Эта сугубо геологическая особенность строения разреза при палеоклиматической интерпретации может быть ошибочно объяснена изменениями температуры земной поверхности с периодом τ , определяемым как

$$\tau = \frac{L^2}{4\pi a}, \quad (8)$$

где L – длина температурной волны по скважине. При $L = 300$ м, $a=10^{-6}$ м²/с период τ составляет 230 лет. Так как в температурном поле $T(z)$ сохраняется “след” лишь одного последнего периода любых колебаний температуры поверхности $T(t)$, для исключения ложных эпизодов температурной истории имеет смысл при интерпретации не рассматривать самый верхний интервал. Нами были исключены из рассмотрения верхние 400 м термограммы; снизу термограмма была ограничена глубиной 2200 м. Примерно с этой отметки резко возрастают вариации геотермического градиента, связанные, вероятно, со сменой вулканогенно-осадочных пород людиковского осадочным комплексом ятулия, включающим галитовую толщу [Онежская..., 2011].

Реконструкция температурной истории земной поверхности по термограмме Онежской параметрической скважины (интервал 400–2200 м) приведена на рис. 3. Интервал 2000–2200 м был выбран в качестве опорного – относительно него рассчитывалась климатическая аномалия. Температурная история аппроксимировалась m -ступенчатой функцией с последовательно увеличивающимся числом ступеней. Согласно общепринятой практике, значение коэффициента теплопроводности a принималось равным $1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Погрешность подбора термограммы снижалась до 0.08°C уже при $m=7$ и при дальнейшем увеличении числа ступеней не менялась. Температурные истории с разными значениями m (7, 8, 9, ..., 13) представляют собой совокупность эквивалентных историй (ломаные линии на рис. 3). Результат их осреднения и сглаживания показан на рис. 3 гладкой сплошной кривой, которую окаймляют штриховые кривые, ограничивающие интервал в два среднеквадратических отклонения.

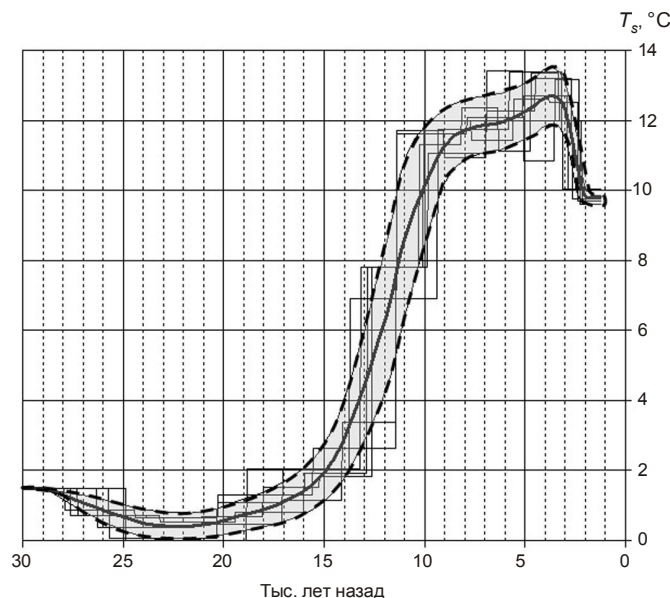


Рис. 3. Реконструкция температурной истории земной поверхности ($a=1.0 \cdot 10^{-6}$ м²/с). Ломаные линии – семейство эквивалентных историй; гладкая сплошная линия – результат их осреднения и сглаживания; штриховые линии – границы интервала в два среднеквадратических отклонения

Реконструированная история воспроизводит главное климатическое событие – потепление на 12°C , произошедшее 9–15 тыс. лет назад на границе между плейстоце-

ном и голоценом. Тем не менее, необходима дальнейшая ее корректировка для учета как недостаточной выстойки скважины, так и возможного отклонения коэффициента температуропроводности от принятого при реконструкции значения.

На глубине 30 м температура в скважине составляет 11.1 °С, что существенно выше характерной для исследуемого района температуры нейтрального слоя. Это указывает на то, что нарушенный в процессе бурения и интенсивной промывки скважины температурный режим еще не восстановился. В работе [Демежко, 2001] показано, что амплитуда колебаний палеотемператур, реконструированных по подобным термограммам, занижена. Степень занижения определяется коэффициентом нарушенности F :

$$F = \frac{T_s - T_s^u}{\bar{T} - T_s^u}, \quad (9)$$

где T_s , T_s^u – измеренное и ненарушенное значения многолетней средней температуры земной поверхности (или нейтрального слоя); \bar{T} – средняя температура по скважине. Реальная амплитуда колебаний палеотемпературы будет выше реконструированной в $k=1/(1-F)$ раз.

Мы не располагаем точными данными о температуре нейтрального слоя в окрестностях скважины. Согласно эмпирической модели [Сонин, 2001] для района Карельского перешейка, она составляет 5.2–5.5 °С. Близкие значения среднегодовой температуры почвы 5.3–6.1 °С, которые лишь незначительно отличаются от температуры нейтрального слоя, инструментально зарегистрированы в ближайших к скважине районах Финляндии – Маанинка и Тохмаярви [Yli-Halla, Mokma, 1998].

Ниже в таблице приведены результаты расчетов коэффициента нарушенности F и поправочного коэффициента к измеренным амплитудам k для двух крайних значений температуры нейтрального слоя. Из таблицы следует, что амплитуду реконструированных палеотемператур необходимо увеличить почти вдвое. Скорректированная температурная история может быть рассчитана по очевидному соотношению:

$$T_s^{corr}(t) = T_s^u + k [T_s(t) - T_s^u]. \quad (10)$$

Расчет коэффициентов F и k , учитывающих влияние недостаточно восстановившегося температурного режима в скважине

T_s , °С	T_s^u , °С	\bar{T} (30–2523 м), °С	F	$k=1/(1-F)$
11.1	5.2	17.2	0.49	1.97
	6.1		0.45	1.82

Если нарушение естественного температурного режима в процессе бурения приводит к искажению абсолютных значений реконструированных температур и амплитуды их колебаний, то отличие принятого коэффициента температуропроводности от фактического влечет за собой искажение временной шкалы. Не задаваясь априори значением этого коэффициента, мы можем реконструировать температурную историю в координатах $[T_s, at]$, где a – температуропроводность; t – время от климатического события до момента проведения термокаротажа. Таким образом, если принятое значение коэффициента температуропроводности в m раз превышает фактическое, то для корректировки температурной истории необходимо “растянуть” ее по временной шкале также в m раз.

Сведения о температуропроводности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород весьма скудны. Для раздробленных туфов значение коэффициента температуропроводности a , приводимое в [Ryder et al., 1996], составляет $0.6 \cdot 10^{-6}$ м²/с; для плотных

туфов нами на о. Кунашир получено $a=0.7 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [Демежко, Соломина, 2009]; молодые базальты характеризуются значениями $a=(0.65-0.7) \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [Lindroth, 1974; Balling, Breiner, Waagstein, 2006]. С учетом возраста вскрытых Онежской скважиной пород коэффициент a был принят равным $0.75 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, что несколько выше приведенных значений для базальтов. Соответствующая этому значению a температурная история на 25% сдвинута в сторону более ранних времен (рис. 4, кривая 3).

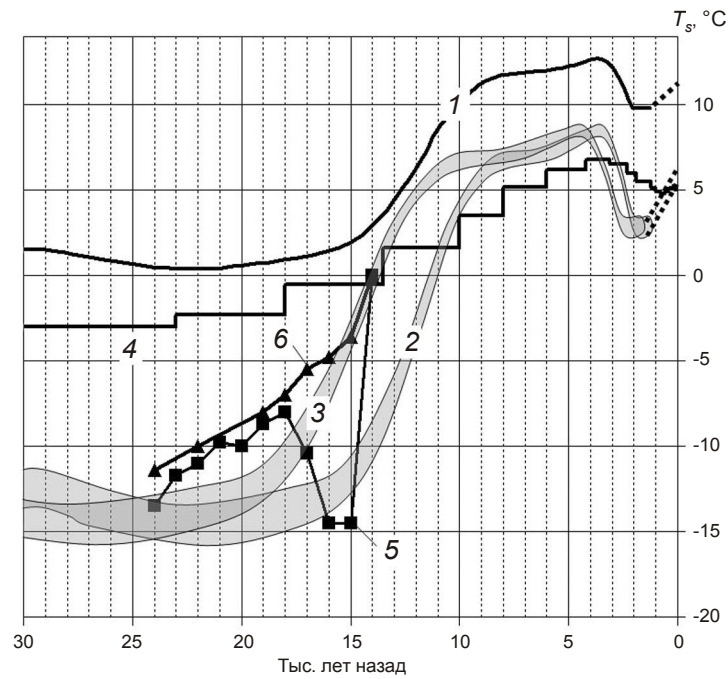


Рис. 4. Результаты корректировки реконструкции температурной истории в сопоставлении с другими палеоклиматическими свидетельствами

1 – корректируемая реконструкция (см. рис. 3, кривая 2); 2, 3 – результаты учета влияния недостаточно восстановившегося температурного режима (2) и выбранного коэффициента a (3); 4 – реконструкция температурной истории по скв. Оутокумпу [Kukkonen et al., 2011]; 5, 6 – результаты моделирования температур в основании Скандинавского ледникового щита для Карелии (5) и района скв. Оутокумпу [Forsström, 2005](6). Залитая полоса 2, 3 отображает неопределенность T_s^u в диапазоне 5.2–6.1 °C

Обсуждение результатов и выводы

Обращают на себя внимание две особенности скорректированной температурной истории – неожиданно высокая амплитуда колебаний температуры и раннее начало потепления. Действительно, температура земной поверхности 25 тыс. лет назад (на рубеже среднего и позднего валдая) составляла от -15 до 13 °C и была на $18-20$ °C ниже современной. Поскольку при реконструкции температурной истории для упрощения решения задачи нами был сделан ряд предположений, необходимо оценить их возможное влияние на итоговый результат.

Предположения об однородной изотропной среде и отсутствии источников тепла оправданы тем, что большая часть ответственной за послеледниковое потепление температурной аномалии приурочена к заонежской свите, сложенной однотипными вулканогенными образованиями основного состава. Возможное изменение теплопроводности этих пород может быть обусловлено их уплотнением с глубиной. Однако данные гамма-гамма каротажа свидетельствуют, что в исследуемом интервале глубин плот-

ность пород варьирует в диапазоне 2.7–2.9 г/см³ без какой-либо тенденции к изменению плотности с глубиной [Отчет..., 2009].

В породах, слагающих заонежскую свиту, отмечается небольшая концентрация естественных радиоактивных элементов, составляющая для долеритов, базальтов и туфов 0.3–0.6·10⁻⁴% по урану, 0.03–1.5·10⁻⁴% по торию и 0.5% по калию. Повышенной радиоактивностью обладают породы, содержащие углистое вещество и сульфиды, однако их мощность в исследуемом районе незначительна [Отчет..., 2009]. Радиогенная теплогенерация ϵ в мкВт/м³ может быть оценена по зависимости

$$\epsilon = 0.133\rho(0.73 C_U + 0.20 C_{Th} + 0.27 C_K),$$

где ρ – плотность, г/см³; C_U и C_{Th} – концентрация урана и тория ($\cdot 10^{-4}$ %); C_K – концентрация калия (%) [Титаева, 1992]. Для приведенных значений концентрации радиоактивных элементов при $\rho = 2.8$ г/см³ значение ϵ составит 0.1–0.3 мкВт/м³. При такой теплогенерации искажения геотермического градиента не превысят 0.08–0.24 °С/км [Демезко, 2001], что позволяет при палеоклиматической интерпретации не учитывать влияния возможных радиогенных источников тепла.

Предположение об отсутствии конвективных факторов теплопереноса. Искажения температурного поля, сопоставимые с палеоклиматическими, могут быть следствием вертикальной фильтрацией метеорных вод на значительные глубины. Для такой фильтрации необходимы два условия: присутствие проницаемых пород во всем изучаемом интервале глубин (в нашем случае – до 2.2 км) и возможность разгрузки подземных вод. В районе Онежской скважины оба эти условия не выполняются. Во-первых, в разрезе представлены практически непроницаемые породы – базальты, туфы, алевролиты – с открытой пористостью 0.2–0.5% и газопроницаемостью $(0.1–0.5) \cdot 10^{-18}$ м² [Отчет..., 2009]. Во-вторых, гипсометрический уровень земной поверхности (~60 м над уровнем моря) и удаленность возможных резервуаров разгрузки (расстояние до Белого моря превышает 200 км; до Балтийского – более 300 км) практически исключают вертикальную фильтрацию до глубины в несколько километров.

Если применимость упрощенной модели теплопереноса для реконструкции температурной истории представляется нам вполне оправданной, то результаты корректировки исходной реконструкции не столь очевидны. В первую очередь отметим существенные различия между скорректированной кривой *GSTH* по Онежской скважине и недавно опубликованной реконструкцией *GSTH* по скв. Оутокумпу [Kukkonen et al., 2011] (см. рис. 4), которая расположена в 280 км к северо-западу от Онежской и пробурена до 2.5 км. Реконструкция палеотемператур земной поверхности проводилась по термограмме, записанной в скв. Оутокумпу через 948 дней после окончания бурения. Использовалась модель одномерного теплопереноса в горизонтально слоистой среде, а инверсионный алгоритм включал процедуру сглаживающей регуляризации решения. Возможно, поэтому полученная реконструкция более всего походит на сглаженный вариант исходной реконструкции по Онежской скважине. Амплитуда послеледникового потепления согласно реконструкции по скв. Оутокумпу составляла около 9 °С, а температура земной поверхности в период оледенения не опускалась ниже 3 °С.

Столь значительные расхождения между скорректированной реконструкцией по Онежской скважине и реконструкцией по скв. Оутокумпу, казалось бы, ставят под сомнение саму методику корректировки. Существует, однако, целый ряд палеоклиматических свидетельств, подтверждающих правомерность наших выводов.

Авторы реконструкции по скв. Оутокумпу в своей более ранней работе [Kukkonen, Gosnold, Safanda, 1998], проанализировав причины неправдоподобно низких оценок

теплового потока в районе Каменного Озера в восточной Карелии, пришли к выводу, что главная из них – недооценка влияния послеледникового потепления. Для того чтобы поднять тепловой поток до “приемлемого” уровня 29–40 мВт/м², необходимо допустить, что температура в период оледенения равнялась –15 °С, а соответствующая амплитуда потепления достигала 20 °С.

Высокая амплитуда потепления хорошо согласуется с данными эмпирической модели пространственного распределения амплитуд плейстоцен/голоценового потепления, обобщающей целый ряд ранее полученных длительных геотермических реконструкций [Demezhko et al., 2007]. Согласно этой модели, амплитуды потепления уменьшались обратно пропорционально расстоянию от гипотетического центра, расположенного в Северной Атлантике; для исследуемого района оценка амплитуды потепления составляет 18 °С.

Низкие значения температуры 24 тыс. лет назад были получены с помощью математического моделирования температурного режима в основании Скандинавского ледникового щита [Forsström, 2005] (см. рис. 4, кривые 5, 6). Именно наступление ледника вызвало столь раннее начало роста температуры земной поверхности, несмотря на продолжающееся снижение температуры приземного воздуха. Оледенение северной части Онежского озера началось примерно 23–22 тыс. лет назад [Lunkka et al., 2001], а дегляциация произошла около 12 тыс. лет назад [Saarnisto, Saarinen, 2001]. Пока земная поверхность в районе скважины была свободна от ледника, ее температурный режим был согласован с изменениями температуры приземного воздуха, которая, в свою очередь, отражала климатические условия перигляциальной зоны. После наступления ледника существенную роль в формировании температурного режима стали играть геотермический тепловой поток и скорость вертикальной адвекции льда [Demezhko et al., 2007].

Тепловой поток из недр вызывал разогрев у основания ледника, а вертикальная адвекция, напротив, способствовала его охлаждению. Вертикальное течение, вероятно, преобладало в центральных частях ледникового щита – там, где его мощность была предельной. На периферии же преобладала горизонтальная составляющая течения, что приводило к дополнительному выделению тепла за счет фрикционного трения. Это наше предположение подтверждается результатами геоморфологических исследований [Kleman, Hattestrand, 1999], указывающими на отсутствие мерзлых пород в районе Онежского озера в максимуме оледенения.

Таким образом, полученная реконструкция служит независимым свидетельством, подтверждающим основные представления о температурном режиме в основании Скандинавского щита и о хронологии его распространения и отступления в среднем и позднем валдае.

Благодарности

Авторы выражают признательность рецензенту С.Ю. Милановскому за высказанные замечания, позволившие существенно улучшить качество рукописи.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 13-05-00724-а) и программы УрО РАН (проект 12-С-5-1023).

Литература

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

- Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Дучков А.Д., Рывкин Д.Г. Геотермические оценки амплитуд голоценового потепления в Европе // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 5. С.688–690.
- Демежко Д.Ю., Соломина О.Н. Комплексные геотермические исследования в скважине Kun-1 (о. Кунашир). Часть II: Обобщенная реконструкция изменений температуры земной поверхности по геотермическим и древесно-кольцевым данным // Уральский геофизический вестник. 2009. № 2. С.25–36.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
- Отчет по объекту “Онежская параметрическая скважина” (отв. исполнитель В.В. Наркисова). г. Ярославль, 2009 г. http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv0.htm
- Сонин Г.В. Теплофизические свойства почвогрунтов и температура нейтрального слоя территории СНГ // Георесурсы. 2001. № 1(5). С.16–19.
- Тутаева Н.А. Ядерная геохимия: Учебник. М.: МГУ, 1992. 272 с.
- Balling N., Breiner N., Waagstein R. Thermal structure of the deep Lopra-1/1A borehole in the Faroe Islands // Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. 2006. Vol. 9. P.91–107.
- Beck A.E. Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate // Tectonophysics. 1982. V. 83. P.1–11.
- Beck A.E., Judge A. Analysis of heat flow data - I, detailed observation in a single borehole // Geophys. J. Res. Astr. Soc. 1969. V. 18. P.145–158.
- Birch F. The effect of pleistocene climatic variations upon geothermal gradient // American J. Sci. 1948. V. 61. P.567–630.
- Cermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium // Palaeogeogr.Palaeoclim. Palaeoecol. 1971. V10. P.1–19.
- Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D., Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Climate of the Past. 2007. V. 3. P.559–568.
- Forsström P.-L. Through a glacial cycle: simulation of the Eurasian ice sheet dynamics during the last glaciation //Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Geologica-Geographica. 2005. V. 168. 94 p.
- Hotchkiss W.O., Ingersoll L.R. Post-glacial time calculations from recent geothermal measurements in the Calumet Copper Mines // J. Geol. 1934. V. 42. P.113–142.
- Kleman J., Hattestrand C. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the last glacial maximum // Nature. 1999. V. 402. P.63–66.
- Kukkonen I.T., Gosnold W.D., Šafanda J. Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible paleoclimate signature // Tectonophysics, 1998. V. 291. P.235–249.
- Kukkonen I.T., Rath V., Kivekas L., Šafanda J., Čermak V. Geothermal studies of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland: Vertical variation in heat flow and palaeoclimatic implications // Phys. Earth Planet. Inter. 2011. V. 188. P.9–25.
- Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Changing climate:Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic // Science. 1986. V. 234. P.689–696.
- Lindroth D.P. Thermal diffusivity of six igneous rocks at elevated temperatures and reduced pressures. Report. U.S. Bureau of Mines (Washington), 1974. 33 p.
- Lunkka J.P., Saarnisto M., Gey V.P., Demidov I., Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheets // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P.407–426.
- Ryder E.E., Finley R.E., George J.T., Ho C.K., Longenbaugh R.S., Connolly J.R. Bench-scale experimental determination of the thermal diffusivity of crushed tuff. Technical Report SAND–94-2320. Sandia National Labs., Albuquerque, NM, 1996. 242 p.
- Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P.387–405.
- Yli-Halla M., Mokma D.L. Soil temperature regimes in Finland // Agriculture and Food Science in Finland. 1998. V. 7. P.507–512.

Сведения об авторах

ДЕМЕЖКО Дмитрий Юрьевич – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геофизики УрО РАН. 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 2679563. E-mail: ddem54@inbox.ru

ГОРНОСТАЕВА Анастасия Александровна – аспирант, младший научный сотрудник Института геофизики УрО РАН. 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100. Тел.: (343) 2679563. E-mail: free_ride_@mail.ru

ТАРХАНОВ Георгий Виленович – кандидат геолого-минералогических наук, зам. генерального директора по науке, ОАО “НПЦ “Недра”. 150000, Ярославль, ул. Свободы, д. 8/38. Тел.: (4852) 728101. E-mail: postmaster@nedra.ru

ЕСИПКО Олег Алексеевич – кандидат геолого-минералогических наук, начальник геофизического отдела, ОАО “НПЦ “Недра”. 150000, Ярославль, ул. Свободы, д. 8/38. Тел.: (4852) 728101. E-mail: log@nedra.ru

GROUND SURFACE TEMPERATURE RECONSTRUCTION OVER THE LAST 30,000 YEARS FROM ONEGA PARAMETRIC BOREHOLE TEMPERATURE DATA

D.Yu. Demezhko¹, A.A. Gornostaeva¹, G.V. Tarkhanov², O.A. Esipko²

¹ *Institute of Geophysics, UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

² *JSC “SIC Nedra”, Yaroslavl, Russia*

Abstract. Temperature log data from the Onega parametric borehole were analyzed. Temperature gradient variations observed to the depth of 2.5 km can be attributed to climate variations, rhythmic oscillations of thermophysical properties of volcano sedimentary rocks and thermal regime disturbances due to drilling. Considering these factors, a ground surface temperature history over the last 30,000 years was reconstructed. According to the reconstruction ground surface temperature 25,000 years ago was 18–20 °C lower than now. The increase of surface temperature began about 20 000 years ago and was originally associated with the warming influence of the Scandinavian ice sheet. After the ice sheet collapsed about 12,000 years ago the surface temperature follows the global warming of climate.

Keywords: geothermy, borehole temperatures, ground surface temperature reconstruction, paleoclimate, Onega parametric borehole, Valday (Weichselian) glaciation, Scandinavian ice sheet, Pleistocene, Holocene.