

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА В ОСНОВАНИЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ.

### Ч. I. ЛАВРЕНТИЙСКИЙ ЩИТ

*Демезко Д.Ю.* – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

**Аннотация.** Проведен статистический анализ геотермических оценок температур земной поверхности, охватывающих последний цикл ледниковой истории на территории Канады. В позднем плейстоцене (65–12 тыс. л.н.) эта территория была занята Лаврентийским ледниковым щитом. Показано, что основным фактором, определяющим температуры в основании ледника, является широтное распределение среднегодовой инсоляции. Зависимость между температурой и тепловым потоком, вероятно, обусловлена недостатками методик реконструкции. Не обнаружено зависимости температур в основании ледника от его высоты.

*Геотермия, реконструкция палеоклимата, Лаврентийский ледниковый щит, температура в основании ледника, тепловой поток, инсоляция.*

## GEOTHERMAL ESTIMATES OF THERMAL REGIME AT THE BASE OF THE LATE PLEISTOCENE ICE SHEETS.

### PART I. LAURENTIDE ICE SHEET

*Demezhko D.Yu.* – Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg

**Abstract.** We performed a statistical analysis of the ground surface temperature geothermal estimates for the last glacial cycle in Canada. During the Late Pleistocene (65–12 kyr BP) this area was covered by the Laurentide Ice Sheet. It is shown that the main factor determining the temperature at the base of the glacier, is a latitudinal distribution of mean annual insolation. The relationship between temperature and heat flow is likely due to the lack of reconstruction techniques. It was not found a relation between the basal temperature the glacier height.

*Geothermics, paleoclimate reconstruction, Laurentide ice sheet, basal temperatures, heat flow, insolation.*

### **Введение**

Ближайший к нам цикл ледниковой истории, включающий эпоху последнего оледенения плейстоцена (100–11 тыс. л.н.) и современное межледниковье (голоцен), является своеобразным полигоном для климатических исследований. Выявление механизмов формирования, динамики и распада главных ледниковых покровов того времени: Лаврентийского щита в Северной Америке и Скандинавского в Европе – дает ключ к пониманию глобальных климатических изменений прошлого и более надежных предсказаний будущих.

Особый интерес представляет температурный режим в основании ледниковых щитов. Наряду с толщиной ледникового покрова, возвышением его верхней границы и рельефом основания температурный режим является главным параметром, контролирующим динамику ледника и его

объем (Marshall and Clark, 2002; Hughes, 2009).

До настоящего времени в традиционной палеоклиматологии (палеогеографии, палеогляциологии) не разработано методов косвенной (проху) оценки температур и тепловых потоков в основании ледниковых щитов прошлого. Эти характеристики оцениваются либо по аналогии с современными ледниковыми щитами – Антарктическим и Гренландским, либо – на основе математического моделирования путем задания теплового режима на верхней границе (например, Memorial University of Newfoundland glacial systems model – Tarasov, Peltier, 1999). Ограниченность таких подходов очевидна: аналогии дают лишь самое общее представление о тепловом режиме, а оценки, получаемые при моделировании, являются выходными параметрами модели и сами не могут быть исполь-

зованы для математического моделирования. Существующие модели динамики ледников испытывают явный недостаток прямых данных о тепловом режиме в их основании (Pickler et al., 2016), без которых они довольно плохо воспроизводят современные распределения температур горных пород с глубиной (Rath et al., 2013).

Между тем, именно экспериментальные данные – скважинные геотермограммы – не только предоставляют информацию о тепловом состоянии современных ледников, но и могут служить основой для реконструкции теплового режима ледникового основания в прошлом. Геотермические оценки температурной истории земной поверхности, охватывающие интересующий нас период, были сделаны в работах (Kukkonen, Safanda, 1996; Rajver et al., 1998; Mareschal et al., 1999; Demezhko, Shchapov, 2001; Kukkonen, Joeleht, 2003; Rolandone et al., 2003; Safanda et al., 2004; Demezhko et al., 2007; Majorowicz, Safanda, 2008; 2015; Chouinard, Mareschal, 2009; Mottaghy et al., 2010; Golovanova et al., 2012; Majorowicz et al. 2012; Demezhko et al., 2013).

Нами было предложено расширить интерпретационное поле длительных геотермических реконструкций палеоклимата, дополнив их другой важной характеристикой – аномальным тепловым потоком через земную поверхность (SHF – surface heat flux) (Demezhko et al., 2013; Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; 2015; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Будучи энергетическим выражением климатических изменений, тепловой поток (в отличие от температуры) может быть непосредственно сопоставлен с другими энергетическими характеристиками (инсоляцией, солнечной радиацией, парниковым эффектом). Для оценки изменений теплового потока был разработан алгоритм трансформации температурной истории в тепловую (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Впервые получены длительные реконструкции изменений климатически обусловленного теплового потока через

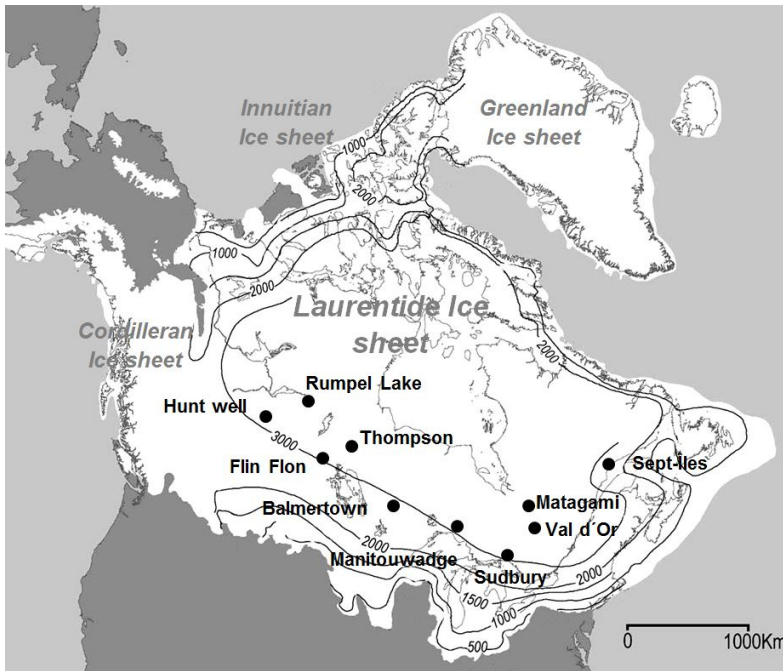
земную поверхность для района Онежского озера в Карелии (Demezhko et al., 2013) и Среднего Урала (Демежко, Горностаева, 2014а; 2014б; Demezhko, Gornostaeva, 2015). Отмечалось, что изменения теплового потока и температуры существенно различаются между собой. Некоторые различия в характере изменений потока были найдены и в реконструкциях для двух районов – находившейся под Скандинавским щитом Карелии и свободного от ледника Урала. Идея сопоставления длительных реконструкций теплового потока в районах, занятых позднеплейстоценовыми ледниками и свободных от них, была подсказана проф. Ж.-К. Марешалем (Universite du Quebec a Montreal, Canada) в рамках обсуждения нашей статьи в журнале «Climate of the Past Discussion» (Mareschal, 2014).

Настоящая статья описывает первую часть исследования позднеплейстоценовых ледниковых щитов. В ней сделан обзор ранее опубликованных геотермических оценок температуры в основании Лаврентийского ледникового щита, проведен корреляционный анализ факторов пространственной изменчивости этих оценок, определены методические причины некоторых корреляций.

### *Исходные данные*

Лаврентийский ледниковый щит являлся частью комплекса ледниковых щитов, покрывавших территорию Канады и север США в висконсине (65–12 тыс. л.н.) и включавших Лаврентийский, Кордильерский и Иннуитский щиты (Dyke et al., 2002; Stokes et al., 2012) – рис. 1. Лаврентийский ледник занимал весь Канадский кристаллический щит и распространялся от него на юг и запад – на Внутренние равнины. Его дегляциация началась ~19 тыс. л.н. (16 <sup>14</sup>C тыс. л.н.) и закончилась ~8 тыс. л.н. (Dyke, 2004).

Разными авторами здесь были изучены 15 глубоких скважин, по термограммам которых были проведены реконструкции температурной истории земной поверхности (см. рис. 1, табл. 1). Все скважины, кроме Hunt Well, расположены в пределах докембрийского складчатого фундамента –



**Рис. 1.** Распространение ледниковых покровов Северной Америки и их мощность в максимуме последнего оледенения ~20 тыс. л.н. (Dyke et al., 2002).

Черными кружками обозначены изученные скважины (группы скважин) – см. табл. 1

Канадского щита. Скважина Hunt Well пробурена в восточном крыле Западно-Канадского осадочного бассейна и сверху вскрывает 500 м осадочных пород. В табл. 1 приведены характеристики температурного режима в основании Лаврентийского ледникового щита, полученные с помощью геотермических реконструкций по данным термометрии.

Одно из первых исследований влияния климата на современное распределение температуры и оценку теплового потока в Канаде приведено в работе (Sass et al., 1971). Измерив температуры в глубокой (2865 м) скважине в районе Flin Flon (Манитоба) и решая прямую задачу, авторы пришли к выводу, что температура земной поверхности в течение позднего плейстоцена была примерно на 3,5 К ниже современной, а в максимуме оледенения (~20 тыс. л.н.) не опускалась более чем на 5 К ниже современной. Позже J.-C. Mareschal с коллегами (1999) исследовали геотермические данные по скважине Sept-Îles (Квебек). Применяв инверсионный алгоритм Монте-Карло (Dahl-Jensen et al., 1998), они реконструировали температурную историю земной поверхности за по-

следние 100 тыс. лет, показавшую, что температура позднего плейстоцена  $T_0$  была ниже современной на 6 К, а в максимуме оледенения – на 10 К (см. табл. 1). Уже эти первые работы обнаружили значительные различия в температурном режиме центральных и восточных районов Канады, в дальнейшем подтвержденные исследованиями (Rolandone et al., 2003; Chouinard and Mareschal, 2009; Pickler et al., 2016). Более того, значительные различия в оценках температуры в максимуме оледенения обнаруживались даже в пределах сравнительно небольших районов (например, Sudbury, Сев. Онтарио – см. рис. 1 и табл. 1). Авторы объясняют высокую пространственную изменчивость оценок сложным тепловым режимом в основании Лаврентийского ледника, практически везде находящегося при температуре, близкой к температуре плавления<sup>1</sup>. Majorowicz et al. (2012) дополнили существующую выборку оценок данными по скважине Hunt Well. Применяв простейший алгоритм (SST – Single Step Method), они оценили температуру в основании юго-западной части Лаврентийского ледника в -4,4 °С. В (Majorowicz, 2012) оценка по этой скважине

<sup>1</sup>При высоте ледника 2 км давление в его основании составит ~18 МПа, а температура плавления (в соответствии с фазовой диаграммой льда (<http://www.heartofavalonia.org/properties-ice.html>) – 1,5 °С, при высоте 3 км – соответственно 27 МПа и -2,6 °С.

**Таблица 1.** Исследованные скважины и геотермические реконструкции характеристик температурного режима в основании Лаврентийского ледникового щита

Скважина (район)	Координаты	Глубина, м	$T_0$ , °C	$q_0$ , мВт/м <sup>2</sup>	$T_{min}$ , °C	$t_{min}$ , тыс. л.н.	Метод	Ссылка
Flin Flon	54°43' с.ш. 102°00' з.д.	3196	3,8	38,7	-0,25	10–20	SVD	5
			3,7		0,2	10–20	SVD	1
			3,4	42	0,2	9–18	SVD	6
Pipe Mine (Thompson)	55°29' с.ш. 98°08' з.д.	1610	0,7	51,8	0,27	0,15–0,2	SVD	5
			0,7		0,0	2–4	SVD	1
			2,4	51	0,3	6–15	SVD	6
Owl (Thompson)	55°40' с.ш. 97°52' з.д.	1568	-0,3	54,9	-2,36	5–7,5	SVD	5
Balmertown	51°02' с.ш. 93°43' з.д.	1724	2,6	33	1,65	5–7,5	SVD	5
			2,5		2,0	4–7	SVD	1
			3,5	35	2,0	8–18	SVD	6
Manitouwadge - 0610	49°09' с.ш. 85°44' з.д.	2064	2,3	35,6	0,95	10–20	SVD	5
			2,3		1,1	15–30	SVD	1
Manitouwadge - 0611	49°10' с.ш. 85°47' з.д.	2279	1,7	–	-2,83	20–30	SVD	5
Victor Mine (Sudbury)	46°40' с.ш. 80°49' з.д.	2060	4,5	42,1	3,00	10–30	SVD	5
Falconbridge (Sudbury)	46°39' с.ш. 80°47' з.д.	2122	3,1	45,7	-0,2	20–30	SVD	5
			2,7		-0,2	20–50	SVD	1
Lockerby (Sudbury)	46°26' с.ш. 81°19' з.д.	2207	4,1	57,7	2,84	10–30	SVD	5
			3,5		-1,6	20–40	SVD	1
Craig Mine (Sudbury)	46°39' с.ш. 81°21' з.д.	2279	3,0	45,2	-3,2	20–30	SVD	5
Val d'Or	48°06' с.ш. 77°31' з.д.	1754	2,9	41,9	0,58	10–20	SVD	5
Matagami	49°42' с.ш. 77°44' з.д.	1579	1,9	47,5	0,34	10–20	SVD	5
Sept-Îles	50°13' с.ш. 66°38' з.д.	1820	2,1	34,7	-1,42	10–20	SVD	5
					-2,0	10–20	SVD	1
			2,1	34	-1,2	20–30	SVD	6
			0–1	37	-5,0	15–30	M-C	4
Hunt Well	56°46' с.ш. 111°33' з.д.	2365	-0,4	61	-2,5	18–30	FSI	3
			-0,4	61	-3,0	18–27	UETI	7
Rumpel Lake	58°20' с.ш. 106°33' з.д.	~2000			0	20–30	2	2

*Примечание.*  $T_0$  – многолетняя средняя температура позднего плейстоцена до начала реконструированных климатических изменений;  $q_0$  – геотермический тепловой поток;  $T_{min}$  – минимальная реконструированная температура;  $t_{min}$  – время наступления температурного минимума.

Метод: SVD – Singular Value Decomposition; M-C – Monte-Carlo; FSI – Functional Space Inversion; UETI – Inversion in Uneven Time Intervals.

Ссылка: 1 – Chouinard and Mareschal, 2009; 2 – Majorowicz, 2012; 3 – Majorowicz and Šafanda, 2015; 4 – Mareschal et al., 1999; 5 – Pickler et al., 2016; 6 – Rolandone et al., 2003; 7 – Демежко и др., 2015

наряду с оценками, полученными другими авторами в центральной и восточной Канаде, была использована в попытке анализа пространственных закономерностей распределения температур ледника. Было выдвинуто предположение о прямой зависимости между высотой ледникового покрова и температурами основания: чем выше ледник – тем выше температуры. Это предположение, правда, было основано лишь на трех оценках и не подкреплено количественными расчетами. Другой вывод работы – возможное существование в основании ледника наряду с участками талого льда участков с температурами ниже точки плавления. Участки мерзлых пород и льда образовывали своеобразные колонны, препятствующие горизонтальному течению ледника. В работах (Majorowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015) были получены более детальные реконструкции по скважине Hunt Well и более высокие оценки температуры в максимуме LGM (от -2,5 до -3 °C).

Наконец, в недавнем исследовании (Pickler et al., 2016) был проанализирован практически весь массив имеющихся геотермических данных Канады (кроме скважин Hunt Well и Rumpel Lake) и сделан вывод о существовании положительной корреляции между тепловым потоком и температурами в основании ледника. Правда, и здесь авторы подкрепили свой вывод сравнением лишь двух оценок: наиболее высоких температур LGM, реконструированных в районе Sudbury (по скважинам Lockerby и Victor Mine), характеризующимся повышенными значениями теплового потока (54 мВт/м<sup>2</sup>), и наиболее низких – в Sept-Îles, где и тепловой поток минимален (34 мВт/м<sup>2</sup>). Эта закономерность очевидно нарушается реконструкцией по скважине Hunt Well (Majorowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015), где при тепловом потоке > 60 мВт/м<sup>2</sup> температура LGM опускалась до -3 °C. Очевидно, что тепловой поток не является единственным фактором, определяющим температуру основания ледника.

Анализ табл. 1, где впервые обобщены все геотермические оценки, показывает,

что оценки температур LGM, возможно, определяются не только описанными выше факторами (тепловым потоком и высотой ледяного покрова), но в значительной степени методом реконструкции (алгоритмом инверсии). Методы FSI (*Functional Space Inversion* – Shen and Beck, 1991) и SVD (*Singular Value Decomposition* – Beltrami and Mareschal, 1992) содержат инструменты подавления амплитуды изменений реконструируемых палеотемператур. В методе FSI амплитуда зависит от априорно заданной погрешности оценки теплопроводности пород (SD). Чем выше эта погрешность, тем большая свобода предоставляется инверсионной программе «объяснить» наблюдаемую в скважине температурную аномалию вариациями теплопроводности, а не палеоклиматом. В методе SVD таким инструментом подавления амплитуды является параметр отсечения (cut-off value), оставляющий в итоговой реконструкции лишь те компоненты, которые обеспечивают наибольший вклад в температурную аномалию. В простейшем методе единственного скачка температуры SST (Single Step Method – Lachenbruch and Marshall, 1986), а также в методах M-C (Monte-Carlo – Dahl-Jensen et al., 1998) и UETI (Inversion in Uneven Time Intervals – Demezhko and Shchapov, 2001) механизмы подавления амплитуды не задействованы, поэтому они реконструируют наибольший размах палеотемпературных колебаний. Впрочем, когда механизмы подавления шумов в FSI и SVD не задействованы, все алгоритмы дают близкие значения. Например, при интерпретации термограммы Hunt Well методы FSI (с минимальным значением SD = 0,02) и UETI реконструировали минимальные температуры LGM соответственно -2,5 и -3 °C (см. табл. 1).

#### **Корреляционный анализ**

Мы оценили возможные причины пространственной изменчивости характеристик ( $T_0$  и  $T_{\min}$ ) плейстоценовой температурной истории с помощью простейшей статистической процедуры – корреляционного анализа. Для уменьшения влияния методических факторов на результаты ана-

Таблица 2. Выборка данных корреляционного анализа

Скважина (район)	$q_0$ , МВт/м <sup>2</sup>	$T_0$ , °С	$T_{\min}$ , °С	$\Delta T$ , К	$\varphi$ , °	$h$ , м
Flin Flon	38,7	3,8	-0,25	4,05	54,7	2000
Thompson (2)	53,35	0,2	-1,045	1,245	55,6	2500
Balmertown	33	2,6	1,65	0,95	51,0	1500
Manitouwadge (2)	35,6	2	-0,94	2,94	49,2	2500
Sudbury (4)	47,7	3,7	0,61	3,07	46,6	1800
Val d'Or	41,9	2,9	0,58	2,32	48,1	2100
Matagami	47,5	1,9	0,34	1,56	49,7	2200
Sept-Îles	34,7	2,1	-1,42	3,52	50,2	800
Hunt Well	61	-0,4	-3	2,6	56,8	1600

Примечание.  $T_0$ ;  $q_0$ ;  $T_{\min}$  – см. примеч. к табл. 1;  $\Delta T = T_{\min} - T_0$  – температурная аномалия LGM;  $\varphi$  – географическая широта;  $h$  – высота ледника в период LGM

лиза в выборке были оставлены лишь данные Pickler et al. (2016), предварительно осредненные по районам Thompson, Manitouwadge и Sudbury (табл. 2), и данные по скважине Hunt Well (Majogowicz and Šafanda, 2015; Демежко и др., 2015). Корреляции рассчитывались как для полной выборки, так и для выборки Pickler et al.

Регрессионные зависимости между температурными оценками, с одной стороны, и тепловым потоком, географической широтой и высотой ледника в период LGM – с другой, представлены на рис. 2, а значения коэффициентов парной линейной корреляции – в табл. 3.

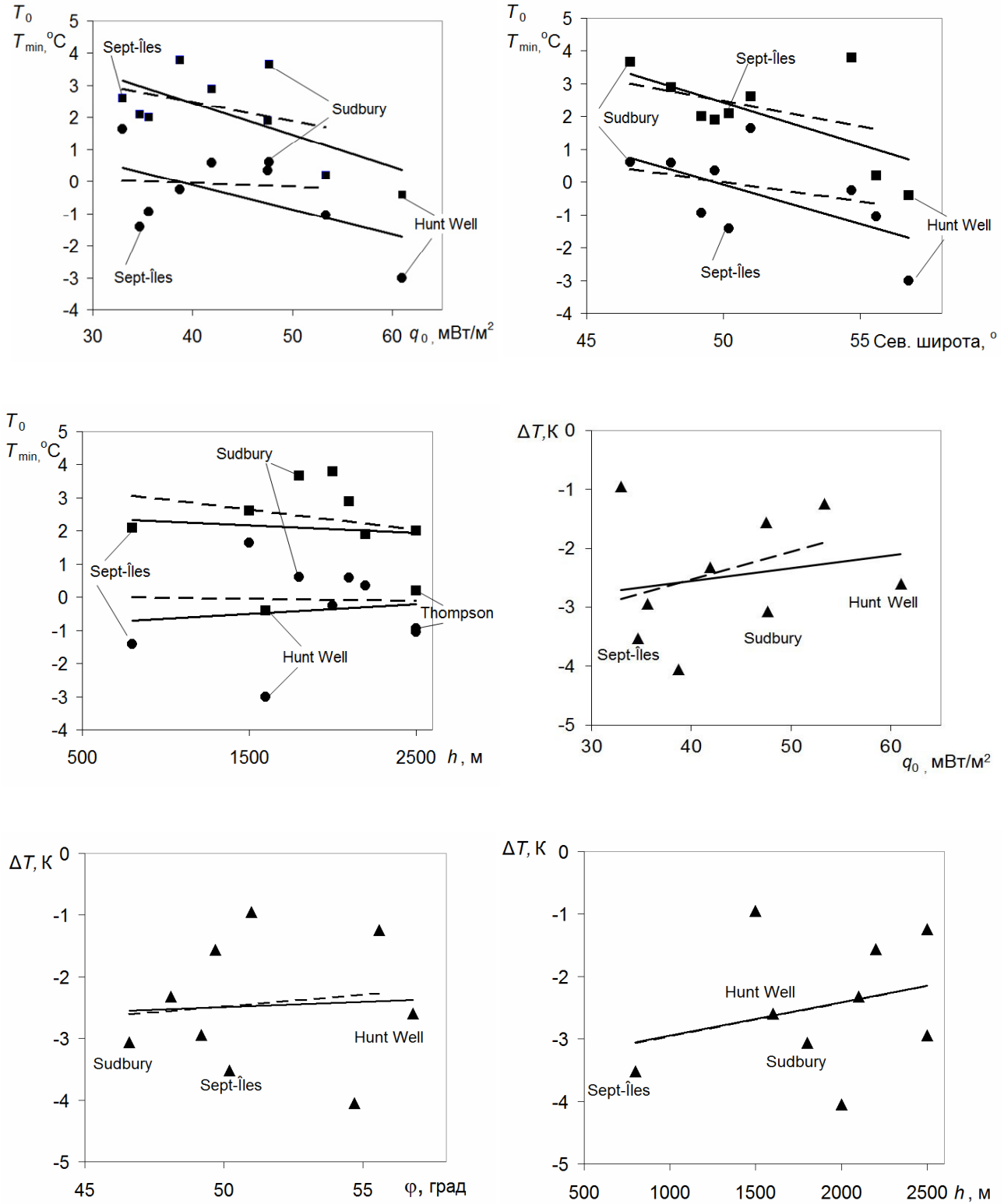
Поскольку объем выборки был весьма ограничен, корреляционные связи по большей части оказались ожидаемо слабыми даже на уровне значимости 0,2. Исключения составляют зависимости для полной

выборки: температуры позднего плейстоцена  $T_0$  от теплового потока  $q_0$  и географической широты  $\varphi$  (значимые на уровне 0,10) и зависимости минимальной температуры LGM  $T_{\min}$  от тех же факторов (значимые на уровне 0,20). Коэффициенты корреляции для аномалии плейстоценовой температуры  $\Delta T = T_{\min} - T_0$ , корреляции с высотой ледника  $h$  и все оценки для усеченной выборки Pickler et al. оказались незначимыми.

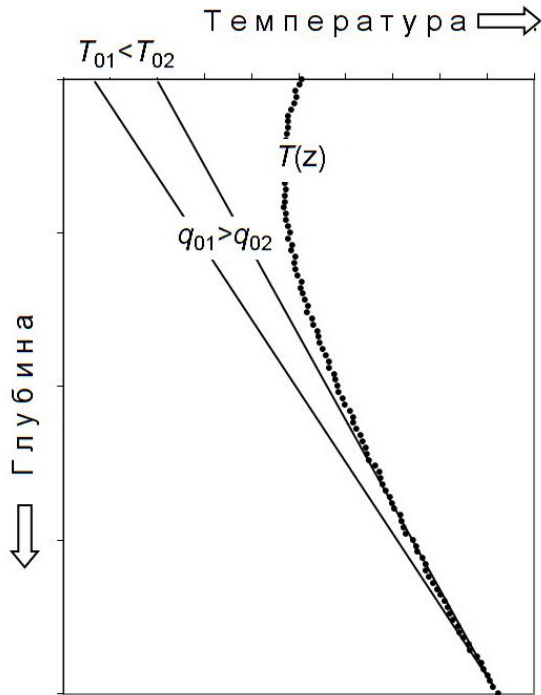
Примечательно, что корреляции между  $T_{\min}$  и  $q_0$  отрицательны, что противоречит выводам (Pickler et al., 2016) об утепляющем влиянии теплового потока. Связь становится более тесной для пары  $T_0$  и  $q_0$ . К сожалению, это указывает не на какой-то пока неизвестный природный феномен, а на принципиальный недостаток, присущий всем методикам реконструкции температурной

Таблица 3. Коэффициенты парной линейной корреляции  $R$  данных, представленных в табл. 2 (там же – обозначения)

Выборка	Степени свободы	Характеристика	$R$		
			$q_0$	$\varphi$	$h$
Полная выборка	7	$T_0$	<b>-0,66</b>	<b>-0,64</b>	-0,09
		$T_{\min}$	<b>-0,53</b>	<b>-0,61</b>	0,12
		$\Delta T$	0,19	0,06	0,27
Выборка Pickler et al. (2016)	6	$T_0$	-0,38	-0,42	-0,30
		$T_{\min}$	-0,08	-0,35	-0,03
		$\Delta T$	0,31	0,10	0,27



**Рис. 2.** Корреляционные зависимости температурных оценок  $T_{min}$  (кружки),  $T_0$  (квадраты) и  $\Delta T$  (треугольники) от теплового потока  $q_0$ , географической широты расположения скважины  $\phi$  и высоты ледника  $h$  в период LGM. Регрессионные зависимости обозначены сплошными линиями (полная выборка) и пунктиром (выборка Pickler et al., 2016)



**Рис. 3.** Пример, иллюстрирующий влияние оценок теплового потока  $q_0$  на оценку многолетней средней температуры позднего плейстоцена  $T_0$

истории земной поверхности. Все три характеристики:  $T_0$ ,  $T_{\min}$  и  $q_0$  оцениваются по одной термограмме (рис. 3).

Стационарный геотермический градиент, определяющий и величину  $q_0$ , и стационарный (не возмущенный палеоклиматом) температурный профиль, оценивают по нижней части термограммы. Пересечение стационарного профиля с дневной поверхностью дает оценку  $T_0$ . Очевидно, что ошибки в оценке стационарного градиента, неизбежные при рассмотрении экспериментальных данных, приводят к ошибкам в оценках  $T_0$  и  $q_0 = -\lambda dT/dz$ . Причем при увеличении оценки  $q_0$  оценка  $T_0$  закономерно уменьшается. Это соотношение, хоть и в меньшей степени, справедливо и для оценки температурного минимума  $T_{\min}$ , что подтверждают результаты корреляционного анализа.

Еще одна значимая корреляционная связь – между температурными оценками  $T_0$ ,  $T_{\min}$  и географической широтой  $\phi$  – никем ранее не исследовалась. С географической

широтой связан внешний климатический фактор – инсоляция Земли. В широтном диапазоне исследуемого района от  $46,6$  до  $56,8^\circ$  среднегодовая инсоляция уменьшается почти линейно: от  $304$  до  $255 \text{ Вт/м}^2$  (Миланкович, 1939). При отсутствии ледяного покрова среднегодовая инсоляция является одним из главных факторов формирования температурного поля земной поверхности. Поэтому понятна корреляция между температурой позднего плейстоцена  $T_0$ , значительную часть которого исследуемый регион был свободен ото льда, и географической широтой. Сложнее объяснить почти такую же корреляцию между температурами в основании ледника  $T_{\min}$  и  $\phi$ . Это, конечно, не означает, что ледник никак не влиял на температурный режим собственного основания или что его вовсе не было<sup>2</sup>. Зависимость между  $T_{\min}$  и  $\phi$  может свидетельствовать о развитой вертикальной адвекции льда. Этот механизм эффективно обеспечивает трансляцию температурных условий на верхней границе ледника, определяемых широтой, к его основанию (Demezhko et al., 2007). Либо – о том, что высота Лаврентийского ледника и/или продолжительность его существования были не столь значительны, как это принято считать. Ранее мы уже отмечали существенное влияние радиационных факторов на температурный режим под ледниками (Demezhko et al., 2013; Демежко и др., 2015).

Для того чтобы уменьшить влияние географической широты на температурные характеристики, мы рассчитали температурные аномалии позднего плейстоцена  $\Delta T = T_{\min} - T_0$ . Корреляции этой величины со всеми исследуемыми параметрами оказались, однако, незначимыми.

Гипотеза о связи температур ледникового основания с высотой ледникового покрова (Majogowicz, 2012) также не подтвердилась. Здесь могли сыграть свою роль два обстоятельства. Во-первых, реконструкции ледниковой топографии, сделанные различными авторами, сильно отличаются. В нашем анализе были использованы оценки

<sup>2</sup>Существуют и такие экзотические гипотезы, например, см. (Чувардинский, 2012)



$h$ , полученные (Peltier, 2002). Представленная в этой работе карта наиболее детально. Во-вторых, все исследованные скважины примерно одинаково удалены от края ледникового покрова в период LGM и диапазон оценок высот для них сравнительно невелик.

Итак, статистически значимые коэффициенты парной корреляции были установлены лишь для зависимостей  $T_0(q_0)$ ,  $T_0(\varphi)$ ,  $T_{\min}(q_0)$  и  $T_{\min}(\varphi)$ . Для оценки относительных вкладов  $q_0$  и  $\varphi$  в изменчивость температур был проведен множественный регрессионный анализ. Уравнения множественной линейной регрессии были представлены в виде:  $T_0, T_{\min} = \beta_1 \cdot \sigma(q_0) \cdot q_0 + \beta_2 \cdot \sigma(\varphi) \cdot \varphi + k$ , где  $\sigma(q_0)$ ,  $\sigma(\varphi)$  – среднеквадратические отклонения регрессоров;  $\beta_{1,2}$  – стандартизированные, или т.н. бета-коэффициенты (табл. 4). Соотношение вкладов регрессоров в общую изменчивость температур земной поверхности характеризуют отношения  $\beta_2/\beta_1$ . Как показывают расчеты, географическая широта имеет в 6–10 раз большее влияние на температуры, чем тепловой поток. Причем для зависимости минимальных температур  $T_{\min}(q_0, \varphi)$  относительный вклад теплового потока меньше, чем для зависимости  $T_0(q_0, \varphi)$ . Это обстоятельство лишь подтверждает наведенный (методический) характер связи температур и теплового потока.

#### Заключение

1. Основание Лаврентийского ледникового щита в период максимума последнего оледенения (LGM), в основном, находилось при температурах выше точки плавления льда (с учетом давления ледника). Многолетнемерзлые породы сохранялись лишь на отдельных участках.

2. Значительная пространственная изменчивость оценок, возможно, лишь отчасти отражает реальную картину. Другая

часть ответственности за это лежит на самих методах реконструкции температурной истории земной поверхности. Погрешности в оценке стационарного градиента вызывают закономерные ошибки в определении теплового потока и палеотемператур. Этим можно объяснить и отрицательные корреляции между тепловым потоком, с одной стороны, и температурами плейстоцена – с другой.

3. Отрицательная корреляция температур земной поверхности в минимуме LGM с географической широтой, вероятно, связана с влиянием инсоляции Земли, распространяющимся не только на свободные ото льда территории, но и на регионы, покрытые ледниками.

Во второй части исследования будет проведен анализ геотермических данных по территории, в позднем плейстоцене занятой Скандинавским ледниковым щитом.

Исследование проведено при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00086).

#### Литература

- Горностаева А.А. Алгоритм расчета теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры поверхности // Уральский геофизический вестник. 2014. № 1. С. 37–45.
- Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность на Урале по геотермическим и метеоданным // Геофизические процессы и биосфера. 2014а. Т. 13. № 4. С. 21–40.
- Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкция долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 12. С. 1841–1846.
- Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Майорович Я., Шафанда Я. Новый подход к па-

Таблица 4. Параметры множественных линейных регрессий

Зависимость	Коэффициент множественной корреляции $R_S$	$\beta_1$	$\sigma(q_0)$	$\beta_2$	$\sigma(\varphi)$	$k$	$\beta_2/\beta_1$
$T_0(q_0, \varphi)$	0,75	-0,0073	9,43	-0,0467	3,55	13,6	6,4
$T_{\min}(q_0, \varphi)$	0,67	-0,0047	9,43	-0,0507	3,55	10,8	10,7

леоклиматической интерпретации данных термометрии 2,3-км скважины Hunt Well (провинция Альберта, Канада) // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2. С. 29–40.

*Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата / Пер. с нем. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 256 с.

*Чувардинский В.Г.* Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2012. 179 с.

*Beltrami H. and Mareschal J.-C.* Ground temperature histories for Central and Eastern Canada from geothermal measurements: Little Ice Age signature // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19(7). P. 689–692.

*Chouinard C., Mareschal J.C.* Ground surface temperature history in southern Canada: temperatures at the base of the Laurentide ice sheet and during the Holocene // *Earth and Planetary Science Letters.* 2009. V. 277(1). P. 280–289.

*Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., and Balling N.* Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // *Science.* 1998. V. 282. P. 268–271.

*Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A.* Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // *Climate of the Past.* 2015. V. 11(4). P. 647–652.

*Demezhko D.Yu. and Shchapov V.A.* 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // *Glob. and Planet. Change.* 2001. V. 29. P. 219–230.

*Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V. and Esipko O.A.* 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // *Bulletin of Geography. Physical Geography Series, Versita Publishing.* 2013. No 6. P. 7–25.

*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 // *Clim. Past.* 2007. V. 3. P. 559–568.

*Dyke A.S.* An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada // *Quaternary glaciations: extent and chronology.* 2004. V. 2. P. 373–424.

*Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U., England J.H., Mille G.H., Shaw J., & Veillette J.J.* The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum // *Quaternary Science Reviews.* 2002. V. 21(1). P. 9–31.

*Golovanova I.V., Sal'manova R.Y., Demezhko D.Y.* Climate reconstruction in the Urals from geothermal data // *Russian Geology and Geophysics.* 2012. V. 53(12). P. 1366–1373.

*Hughes T.* Modeling ice sheets from the bottom up // *Quaternary Science Reviews.* 2009. V. 28(19). P. 1831–1849.

*Kukkonen I.T., Jöeleht A.* Weichselian temperatures from geothermal heat flow data // *J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012).* 2003. V. 108. № B3. P. 2163. doi:10.1029/2001JB001579.

*Kukkonen I.T., Šafanda J.* Palaeoclimate and structure: the most important factors controlling subsurface temperatures in crystalline rocks. A case history from Outokumpu, eastern Finland // *Geophysical Journal International.* 1996. V. 126. № 1. P. 101–112.

*Lachenbruch A.H. and Marshall B.V.* Changing climate: Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic // *Science.* 1986. V. 234. P. 689–696.

*Majorowicz J.* Permafrost at the ice base of recent Pleistocene glaciations—inferences from borehole temperature profiles // *Bulletin of Geography. Physical Geography Series.* 2012. V. 5(1). P. 7–28.

*Majorowicz J., Šafanda J.* Effect of post-glacial warming seen in high precision temperature log deep into the granites in NE Alberta // *International Journal of Earth Sciences.* 2015. V. 104(6). P. 1563–1571.

*Majorowicz J., Šafanda J.* Heat flow variation with depth in Poland: evidence from equilibrium temperature logs in 2.9-km-deep well Torun-1 // *International Journal of Earth Sciences.* 2008. V. 97. № 2. P. 307–315.

*Majorowicz, J., Gosnold, W., Gray, A., Sa-*

- fanda, J., Klenner, R., & Unsworth, M.* Implications of post-glacial warming for northern Alberta heat flow-correcting for the underestimate of the geothermal potential // GRC Transactions. 2012. V. 36. No GRC1030303.
- Mareschal J.C.* Interactive comment on «Geothermal evidence of the Late Pleistocene-Holocene orbital forcing (example from the Urals, Russia)» by D.Y. Demezhko and A.A. Gornostaeva // Clim. Past Discuss. 2014. 10. C1512–C1514. (<http://www.clim-past-discuss.net/10/C1512/2014/cpd-10-C1512-2014.pdf>).
- Mareschal J.C., Rolandone F., Bienfait G.* Heat flow variations in a deep borehole near Sept-Iles, Québec, Canada: Paleoclimatic interpretation and implications for regional heat flow estimates // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26 (14). P. 2049–2052.
- Marshall S.J., Clark P.U.* Basal temperature evolution of North American ice sheets and implications for the 100-kyr cycle // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29(24). P. 1–4.
- Mottaghy D., Majorowicz J., Rath V.* Ground surface temperature histories reconstructed from boreholes in Poland: implications for spatial variability // The Polish Climate in the European Context, An Historical Overview / In: Przybylak R., Majorowicz J., Brazdil R., Kejna M. (eds.). Berlin: Springer, 2010. Chap. 27. P. 375–389.
- Peltier W.R.* Global glacial isostatic adjustment: palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model // Journal of Quaternary Science. 2002. V. 17 (5–6). P. 491–510.
- Pickler C., Beltrami H., Mareschal J.C.* Laurentide Ice Sheet basal temperatures during the last glacial cycle as inferred from borehole data // Climate of the Past. 2016. V. 12 (1). P. 115–127.
- Rajver D., Safanda J., Shen P.Y.* The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // Tectonophysics. 1998. V. 291. P. 263–276.
- Rath, V., Tarasov, L., Mottaghy, D., Kukkonen, I., Majorowicz, J., Safanda, J., and Demezhko, D.* Can ice sheet models contribute to the understanding of deep borehole temperature profiles? // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2013. V. 15. P. 7815.
- Rolandone F., Mareschal J.C., Jaupart C.* Temperatures at the base of the Laurentide Ice Sheet inferred from borehole temperature data // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 18. P. 1–4.
- Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J.* Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 7. L07211. doi: 10.1029/2004GL019547.
- Sass J.H., Lachenbruch A.H., Jessop A.M.* Uniform heat flow in a deep hole in the Canadian Shield and its paleoclimatic implications // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76 (35). P. 8586–8596.
- Shen P.Y. and Beck A.E.* Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. No. B12: 19,965–19,979.
- Stokes C.R., Tarasov L., Dyke A.S.* Dynamics of the North American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 50. P. 86–104.
- Tarasov L., Peltier W.R.* Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 9517–9545.