

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345:576.2

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА
И ВОДОРОДА В ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДАХ ЯМАЛА И СВАЛЬБАРДА,
СФОРМИРОВАВШИХСЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 2 ТЫСЯЧИ ЛЕТ

Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук, А.М. Земскова,
Х. Кристиансен*, Ю.Н. Чижова

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический и геологический ф-ты,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vasilch@geol.msu.ru

*Университет Свальбарда (UNIS), а/я 156, N-9179, Лонгьербюен, Норвегия

Проведены исследования содержания стабильных изотопов кислорода в мощных сингенетических позднеголоценовых повторно-жильных льдах в долинах р. Еркутаяха на Южном Ямале и р. Адвентсельва на Свальбарде. Показаны относительно стабильные палеотемпературные условия формирования жил в течение последних 2 тысяч лет.

Изотопы кислорода, изотопы водорода, ¹⁴C-датирование, зимние палеотемпературы, поздний голоцен, Ямал, Свальбард

OXYGEN AND HYDROGEN STABLE ISOTOPE VARIATION IN ICE-WEDGES
IN YAMAL PENINSULA AND SVALBARD FORMED OVER THE LAST 2 KYR

Yu.K. Vasil'chuk, N.A. Budantseva, A.C. Vasil'chuk, A.M. Zemskova, H.H. Christiansen*, Ju.N. Chizhova

Lomonosov Moscow State University, Departments of Geography and Geology,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vasilch@geol.msu.ru

*The University Center in Svalbard (UNIS), P/O box 156, N-9179, Longyearbyen, Norway

Variations of stable oxygen isotopes in large syngenetic ice-wedges located at Yerkutayakha River on Southern Yamal Peninsula and the Adventselva River on Svalbard have been analyzed. Stable palaeotemperature condition of ice wedge formation during the last 2 ka have been demonstrated.

Oxygen isotope, deuterium, ¹⁴C dating, winter palaeotemperatures, Late Holocene, Yamal Peninsula, Svalbard Island

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящей работы – изучить позднеголоценовые повторно-жильные льды (ПЖЛ) в долинах р. Еркутаяха на Южном Ямале и р. Адвентсельва на Свальбарде (архипелаг Шпицберген), определить их возраст и исследовать изменения содержания стабильных изотопов кислорода во льду, а затем на основе этих данных реконструировать температурные условия формирования ПЖЛ в течение последних 2 тысяч лет. Этот период почти не охвачен детальными изотопными и палеогеокриологическими исследованиями в криолитозоне России, даже в недавних публикациях палеоклимат этого периода показан как довольно однородный и близкий к современному климату [Фотиев, 2006; Каплина, 2009]. Одной из причин такого положения является малое разрешение па-

леогеокриологических летописей. Между тем это один из важнейших этапов составления прогноза возможных климатических и геокриологических изменений на ближайшие годы. В палеоклиматологии последним двум тысячам лет уделено весьма пристальное внимание: это и детальные палеоклиматические кривые, построенные на основе изучения озерных глин на Баффиновой Земле [Thomas, Briner, 2009] и древесных колец в Альпах [Büntgen et al., 2005], и многопрофильные комплексные исследования изменения палеотемператур последних двадцати столетий в различных регионах Земли [Mann et al., 1998; Luterbacher et al., 2004; Maasch et al., 2005; Loehle, 2007].

Как показали недавние исследования, многие ПЖЛ на поймах и в торфяниках активно форми-

ровались именно в течение последних 2 тысяч лет. В частности, повторно-жильные льды на пойме близ Фэрбенкса [Hamilton et al., 1983], в горах Да Хинган на северо-востоке Китая [Yang, Jin, 2011], в толще аласа на побережье пролива Дмитрия Лаптева [Opel et al., 2011] и др. Это побудило нас более детально рассмотреть палеогеокриологическую историю последних 2 тысяч лет на основе сравнения изотопных данных двух не очень похожих, но имеющих общие морфологические и генетические черты ПЖЛ Свальбарда (Шпицберген) и Ямала.

РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ

Пойма р. Еркутаяха. Повторно-жильные льды в пойменных толщах рек Южного Ямала – не редкость, хотя полигонально-жильный рельеф на поверхности здесь обычно выражен не очень отчетливо.

Климат Южного Ямала характеризуется длительной и суровой зимой с сильными морозами и частыми метелями, малым количеством осадков, очень коротким летом (не более 50–60 дней). Самые теплые месяцы года – июль и август (среднемесячные температуры варьируют от 5 до 7 °С), самый холодный – январь, иногда февраль (средние температуры от –22 до –24 °С). Среднегодовые температуры воздуха и открытого грунта колеблются от –8 до –10 °С.

Голоценовая сингенетическая толща высокой поймы с ПЖЛ исследована нами летом 1998 г. на левом берегу р. Еркутаяха. Высота поверхности высокой поймы над меженным уровнем реки достигает 2,5–3,0 м. На поверхности поймы встречаются более сухие и более увлажненные участки с полигональным рельефом. Размеры полигонов обычно 12 × 12 м. В пределах более сухих участков полигоны выражены отчетливее. Здесь отмечаются зияющие морозобойные трещины шириной до 5 см. В одном из характерных фрагментов берегового обнажения сверху вниз вскрываются:

0–0,2 м – торф коричневый со стебельками и корнями растений, на глубине 12 и 17 см отмечаются слои темно-коричневого торфа мощностью 2–3 см;

0,2–0,7 м – песок серый с массивной криотекстурой;

0,7–1,5 м – песок сильнооторфованный, слоистый, с массивной и слоистой тонкошлифовой криотекстурой.

На глубине 0,4 м вскрывается ПЖЛ шириной в верхней части 0,8 м, который состоит из 160 элементарных жил. Высота жил, очевидно, не превышает 3 м. Лед жилы чистый, без примесей, отчетливо видны элементарные жилки шириной до 0,4–0,5 см. Сверху к ледяной жиле примыкает грунтовая оторфованная жила (рис. 1, а).

Пойма р. Адвентсельва. ПЖЛ широко распространены на Свальбарде, в частности, в поймах крупных рек, например, Рейнсельва и Адвентсельва [Втюрин, 1989; Matsuoka, Hirakawa, 1993; Christiansen, 2005].

Долина Адвентдален расположена в центральной части о. Свальбард. Это широкая U-образная долина, простирающаяся с востока на запад от центральной части Свальбарда до фьорда. Ее ширина 3,5 км, длина 27 км. Пойменная толща в долине р. Адвентсельва подстилается горизонтально залегающими осадочными породами пермского и эоценового возраста.

Климат района арктический, осадков здесь выпадает мало – около 190 мм в год, в основном это снег (район Адвентдалена один из самых сухих на Свальбарде). Среднегодовая температура равна –6 °С, для этого района характерны существенные колебания температуры воздуха в течение зимнего периода. Среднефевральская температура составляет –15,5 °С, среднеиюльская 5,9 °С. В течение года температура воздуха меняется от –29 до +13 °С. В пределах долины в зимний период господствуют сильные ветра восточных направлений, являющиеся причиной малой мощности снежного покрова (обычно до 1 м). Многолетнемерзлые породы здесь имеют сплошное распространение, их мощность в долине около 100 м, мощность сезонноталого слоя составляет 95–100 см [Christiansen, 2005].

Полигонально-жильная сеть отмечается на пойме, лайде, плоских аллювиальных террасах и пологих склонах [Vittinghus et al., 2008]. Встречаются полигоны крупных, средних и мелких размеров. Крупные полигоны (размерами 7–30 м) характеризуются широкими (1–5 м) канавками, поросшими растительностью. Зияющие открытые трещины (как правило, менее 1 см в ширину) обнаруживаются примерно в четверти канавок. Мощность ПЖЛ в разрезе поймы р. Адвентсельва достигает 3,0–3,5 м (см. рис. 1, б).

В начале лета под многими открытыми трещинами обнажаются элементарные жилки (в среднем шириной 2–3 мм), которые проникают в ПЖЛ. Таким образом, многие из ПЖЛ на пойме продолжают расти. Каждая жила трескается и прирастает новой годичной жилкой в среднем раз в шесть-семь лет [Matsuoka, Hirakawa, 1993].

Установлено, что морозобойное растрескивание обычно активно при среднесуточной зимней температуре воздуха ниже –15 °С [Matsuoka, Hirakawa, 1993]. По наблюдениям Х. Кристиансен, выполненным на полигональных массивах близ Адвентдалена, где среднегодовая температура грунта на подошве деятельного слоя составляла около –6 °С со 2 октября 2002 г. по 2 октября 2003 г., морозобойное растрескивание было особенно активным, когда среднесуточная температу-

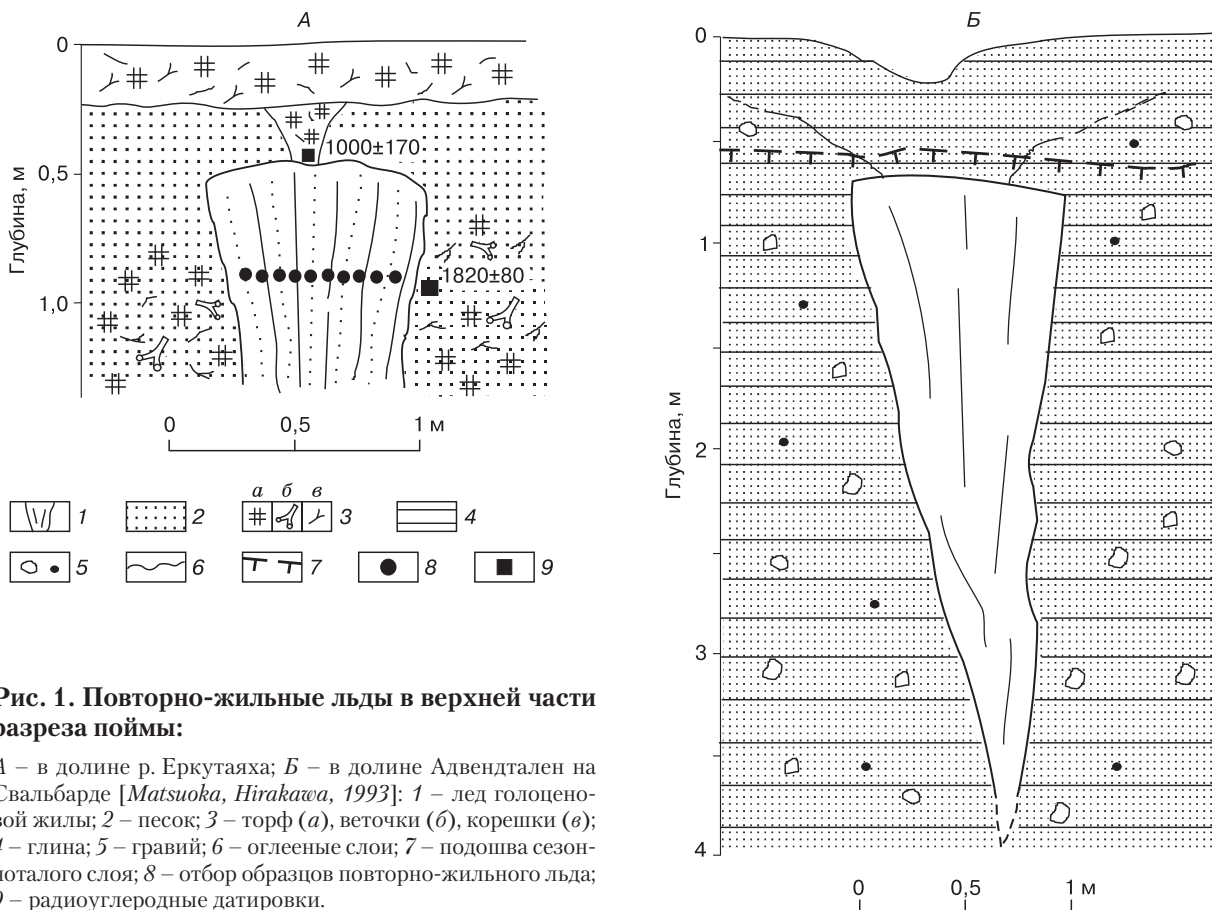


Рис. 1. Повторно-жильные льды в верхней части разреза поймы:

А – в долине р. Еркутаяха; Б – в долине Адвентдален на Свальбарде [Matsuoka, Hirakawa, 1993]: 1 – лед голоценовой жилы; 2 – песок; 3 – торф (а), веточки (б), корешки (в); 4 – глина; 5 – гравий; 6 – оглеенные слои; 7 – подошва сезонного слоя; 8 – отбор образцов повторно-жильного льда; 9 – радиоуглеродные датировки.

ра воздуха упала до -20°C и в условиях антициклона удерживалась на этом уровне долгое время. Это привело к тому, что температура грунта на подошве деятельного слоя понизилась до -15°C , т. е. растрескивание активно происходило при быстром и заметном понижении среднесуточных температур воздуха. Морозобойное растрескивание также было зафиксировано 9 апреля в нескольких частях наблюдаемого полигонального массива. Это результат понижения среднесуточных температур воздуха до -21°C в период с 22 марта по 6 апреля. В это время температуры грунта на поверхности были ниже -15°C . Большинство морозобойных трещин открыто с марта по август [Christiansen, 2005].

Изученные нами осенью 2010 г. ПЖЛ на Свальбарде располагаются на лайде фьорда Адвентдален ($78^{\circ}12'05''$ с.ш., $15^{\circ}50'04''$ в.д.), абс. высота 9 м. Место детальных работ расположено на пойме, примерно в 3–6 м над урезом реки Адвентсельва. Ширина вскрытой шурфом жилы составила 2,5 м, в ней насчитывается 345 элементарных жилок шириной менее 1 см [Васильчук и др., 2011]. Учитывая установленную периодичность растрескивания возраст жилы должен быть около 2 тыс. лет.

МЕТОДИКА ОТБОРА ОБРАЗЦОВ ОРГАНИКИ И ЛЬДА ДЛЯ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ И ИЗОТОПНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Для изотопных определений было отобрано 25 образцов жильного льда на пойме р. Еркутаяха и 65 образцов жильного льда на пойме р. Адвентсельва по горизонтали из верхней части жил. Ледяные образцы хранились в морозильной камере при температуре $-19,5^{\circ}\text{C}$, а обрабатывались в лаборатории при -5°C . Образцы очищались от минеральных примесей скребком. Все фрагменты описывались на световом столе, фотографировались в проходящем свете, затем распиливались ручной пилой на образцы шириной от 0,7 до 2 см и складывались в отдельные пластиковые пакеты. Распиленные образцы содержались в помещении с положительной температурой (7°C) для расплава, затем полученная вода переливалась в емкости по 50 мл.

Изотопный состав ПЖЛ, вскрытого на пойме р. Адвентсельва, определялся в течение одного месяца после отбора в лаборатории геохимии стабильных изотопов кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандарт-

ной опцией газ-бенч. При измерении $\delta^{18}\text{O}$ анализируемые образцы уравнивались с CO_2 в течение 24 ч, при измерении δD уравнивание в присутствии платинового катализатора производилось в течение 40 мин. Для калибровки измерений использовался международный стандарт среднеокеанической воды SMOW-V и международные лабораторные стандарты МАГАТЭ и изотопной лаборатории Австрийского технологического института.

Изотопный состав ПЖЛ, вскрытого на пойме р. Еркутаяха, выполнен Д. Ранком и В. Папешем в научно-исследовательском центре “Арсенал” г. Вены и для сравнения Э. Сониннен в изотопной лаборатории Хельсинского университета.

Органику из пойменной толщи датирована по радиоуглероду в Геологическом институте РАН. Радиоуглеродные AMS-датировки в жилах на пойме р. Адвентсельва взяты нами из публикаций Й. Еппесена [Jeppesen, 2001] и Х. Витингус с Х. Кристиансен [Vittinghus et al., 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Радиоуглеродное датирование и возраст ПЖЛ

Пойма р. Еркутаяха. Радиоуглеродным датированием установлен молодой возраст жилы и вмещающих ее отложений (см. рис. 1, а). Возраст грунтовой оторфованной жилы, примыкающей сверху к ПЖЛ на глубине 0,3 м ($375\text{-Y}\text{uV}/5$) составил (1000 ± 170) лет (ГИН-10632), а скопления корешков на глубине 1,0 м ($375\text{-Y}\text{uV}/13$) датированы (1820 ± 80) лет (ГИН-10986). Аналогичная датировка по второму образцу – (1820 ± 100) лет (Hel-4492) – получена в радиоуглеродной лаборатории Хельсинского университета, что говорит о достоверности полученных дат.

Эти радиоуглеродные датировки позволяют оценить время и интенсивность накопления ледяных жил и вмещающих их отложений. Дата по

грунтовой жиле около 1000 лет назад, скорее всего, фиксирует период активного формирования торфяной жилы и ледяного клина после перехода поверхности на стадию собственно высокой поймы. Она же дает возможность оценить время завершения накопления песчаных отложений, когда описываемый участок находился на стадии руслового осадконакопления в условиях бечевника и низкой поймы.

Таким образом, с учетом даты 1,8 тыс. лет на глубине 1,0 м около 70–80 см песка накопилось за период не более 800 лет. Можно предположить, что начало формирования ледяных жил относится к периоду накопления сильно оторфованного песка, т. е. около 2,0–1,8 тыс. лет назад, затем в результате сравнительно кратковременного затопления участка (между 1,8 и 1,0 тыс. лет назад) накопился горизонт серого песка, а развитие жил было малоактивным. Существенная активизация их роста произошла около 1 тыс. лет назад, когда поверхность вновь осушилась и вышла в режим высокой поймы. Таким образом, оценивая время накопления льда жил, можно говорить о периоде более интенсивного роста сингенетических повторно-жильных льдов, длившемся с перерывом немногим более 1000 лет. В целом можно сделать три основных вывода: 1) отложения, слагающие верхние 2–3 метра разреза поймы, накапливались в течение примерно 2 тыс. лет; 2) переход поверхности высокой поймы в субэаральный режим произошел около 1 тыс. лет назад; 3) повторно-жильные льды в пойменной толще имеют возраст около 2 тыс. лет.

Пойма р. Адвентсельва. Согласно ^{14}C -датировкам органики, возраст пойменных отложений не старше 5 тыс. лет [Snyder et al., 1994]. Осадконакопление в верхней части поймы началось не раньше 4 тыс. лет назад.

По данным радиоуглеродного датирования микрочастиц органики из ПЖЛ методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS), наиболее древние ПЖЛ на пойме р. Адвентсельва имеют возраст 3685–3640 лет [Jeppesen, 2001]. Большинство AMS-датировок по торфу, отобранному на глубинах от 1,5 до 3,0 м, составляет 2000–3500 лет (табл. 1).

В 2003 г. Х. Кристиансен на пойме р. Адвентсельва был исследован ПЖЛ. На сингенетичность ПЖЛ указывает наличие двух ярусов жильного льда – внизу располагается ледяная жила шириной 1,6 м, сверху в нее внедряется жила высотой 10 см и шириной 60 см. Листья ивы, отобранные из краевой части нижней жилы, датированы методом AMS в 1980–2150 лет [Christiansen, 2005].

Примерно такой же возраст имеет и изученный нами ПЖЛ на пойме р. Адвентсельва, и, как сказано выше, слагающие ПЖЛ 345 элементарных жилкок сформировались, скорее всего, за 2000 лет.

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки пойменных отложений органики из ледяных жил в долине Адвентдален

Глубина, м	Материал датирования	^{14}C -возраст, лет	Источник сведений
1,5	Торф	1618	[Jeppesen, 2001]
1,5	Торф	1766	
1,9	Торф	2018	
1,9	Торф	2166	
2,6	Торф	2710	
2,6	Торф	3680	
0,5	Органика с внешней части жилы	2900	[Christiansen, 2005]
1,0	Органика из жилы	2150	
1,0	Органика из жилы	1980	

Распределение стабильных изотопов кислорода и дейтерия в ПЖЛ

Как показано в работе [Васильчук, 1992], в жильный лед, как правило, переходит талая снеговая вода, т. е. в ПЖЛ отражается суммарный зимний изотопный сигнал, который прямо связан с зимними температурами воздуха.

Пойма р. Еркутаяха. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ изменяются от $-18,0$ до $-20,63$ ‰, δD – от $-135,8$ до $-151,9$ ‰ (рис. 2), а в сегрегационных шлирах в пойменных отложениях $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-15,01$ до $-19,76$ ‰, δD – от $-107,6$ до $-148,3$ ‰ (табл. 2). Через l обозначено расстояние от левого края жилы. Необходимо отметить хорошую корреляцию изотопных значений, полученных в разных лабораториях. Сравнительно небольшой диапазон колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ (2,6 ‰) и δD (16 ‰) свидетельствует о довольно стабильных зимних условиях времени формирования ПЖЛ.

В современных жильных ростках на Южном Ямале и в ближайших районах значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-16...-18$ ‰ (табл. 3), а в ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на островах Северного Ледовитого океана $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -18 до -20 ‰ (табл. 4).

Пересчет изотопных значений в жилах по уравнениям Ю.К. Васильчука [1992] показывает, что среднезимние температуры воздуха на Южном Ямале изменялись от -17 до -20 °С, т. е. были близки к современным.

Пойма р. Адвентсельва. В жиле, исследованной нами на пойме р. Адвентсельва, измеренные значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-12,23$ до $-15,4$ ‰ (рис. 3, табл. 5).

По данным, полученным ранее по ПЖЛ на пойме р. Адвентсельва (рис. 4), значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-11,5$ до $-15,5$ ‰ [Jeppesen, 2001] и от $-10,5$ до $-14,8$ ‰ [Vittinghus et al., 2008].

Оценивая весь диапазон изменения $\delta^{18}\text{O}$, составляющий 3–5 ‰, можно утверждать, что вари-

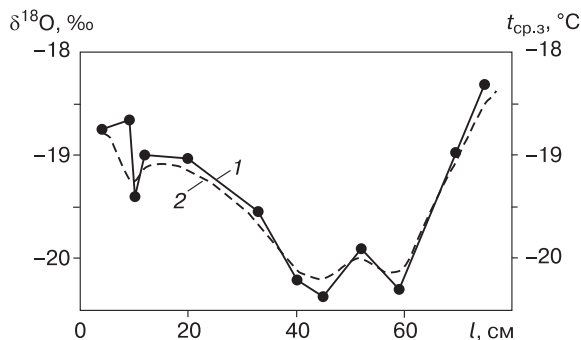


Рис. 2. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовой ледяной жиле в долине р. Еркутаяха:

1 – значения $\delta^{18}\text{O}$; 2 – среднезимние температуры воздуха; l – расстояние от левого края жилы.

ации стабильных изотопов кислорода в жиле на пойме р. Адвентсельва обычны для голоценовых жил, которые, как правило, составляют 3–4 ‰ [Васильчук, 2006].

Интересно, что в современном ростке жилы вариации $\delta^{18}\text{O}$ также составили около 4 ‰ (от $-10,5$ до -15 ‰) [Vittinghus et al., 2008]. Изотопный состав современных атмосферных осадков характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -5 до -30 ‰

Таблица 2. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} в образцах голоценового повторно-жильного льда, отобранного на левом берегу р. Еркутаяха, Южный Ямал (точка 375-YuV)

Полевой номер образца	Глубина, м	l , см	$\delta^{18}\text{O}$	δD	d_{exc}
			‰		
<i>Ледяная жила из разреза поймы</i>					
375-YuV/4*	1,0	10	-19,04	-140,6	11,7
375-YuV/7*	1,0	40	-19,77	-147,7	10,5
375-YuV/7**	1,0	40	-19,00	-	-
375-YuV/8*	1,0	40	-20,03	-146,8	13,4
375-YuV/9*	1,0	40	-20,20	-150,8	10,8
375-YuV/9**	1,0	40	-19,50	-	-
375-YuV/10*	1,0	40	-20,63	-151,9	13,1
375-YuV/11*	1,0	10	-19,80	-146,2	12,2
375-YuV/26*	1,0	0–7	-18,75	-140,8	9,2
375-YuV/27*	1,0	7–14	-18,66	-137,8	11,5
375-YuV/27ф*	1,0	7–14	-19,00	-139,2	12,8
375-YuV/27**	1,0	7–14	-18,00	-	-
375-YuV/28ф*	1,0	14–28	-19,03	-139,0	13,2
375-YuV/30*	1,0	28–40	-19,55	-146,0	10,4
375-YuV/30**	1,0	28–40	-19,70	-	-
375-YuV/31ф*	1,0	40–50	-20,37	-150,4	12,6
375-YuV/32ф*	1,0	50–54	-19,91	-146,5	12,8
375-YuV/33ф*	1,0	54–64	-20,30	-149,3	13,1
375-YuV/33**	1,0	54–64	-20,20	-	-
375-YuV/34**	1,0	64–70	-19,00	-	-
375-YuV/35*	1,0	70–80	-18,31	-135,8	10,7
<i>Современная ледяная жила на пойме</i>					
375-YuV/36ф*	0,3	-	-16,13	-114,5	14,5
<i>Сегрегационный лед из пойменных отложений</i>					
375-YuV/2**	1,0	-	-15,40	-	-
375-YuV/3*	1,0	-	-15,26	-109,1	13,0
375-YuV/3ф*	1,0	-	-15,01	-107,6	12,5
375-YuV/6ф*	0,3	-	-19,76	-148,3	9,8
375-YuV/6**	1,0	-	-19,40	-	-
<i>Вода р. Еркутаяха</i>					
375-YuV/25**	0	-	-17,90	-	-

* Определения выполняли Д. Ранк и В. Папеш в научно-исследовательском центре “Арсенал” (Вена, Австрия).

** Определения выполняла Э. Сонинен в изотопной лаборатории Хельсинского университета (Финляндия).

Примечание. ф – фильтрованные образцы.

Таблица 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на п-ове Ямал и прилегающих регионах (по [Васильчук, 1992], с дополнениями)

Местоположение современных жильков	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Σt_z	$t_{\text{ср.з}}$	$t_{\text{я}}$	$t_{\text{гр.с}}$
г. Воркута	-16,0	-2500	-12	-21	-6
г. Амдерма	-15,2	-3086	-13	-19	-7
р. Неромояха	-15,0	-3700	-15	-22	-10
р. Щучья	-18,2	-4000	-16	-24	-8
пос. Сеяха	-18,0	-4173	-16	-23	-9

Таблица 4. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных сингенетических повторно-жильных льдов на островах Северного Ледовитого океана (по [Васильчук, 1992], с дополнениями)

Местоположение современных жильков	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Σt_z	$t_{\text{ср.з}}$	$t_{\text{я}}$	$t_{\text{гр.с}}$
о. Генриэтты	-15,3	-5330	-17	-27	-12
о. Котельный	-18,1	-5400	-20	-29	-14
о. Новая Сибирь	-18,0	-5500	-20	-30	-14
о. Четырехстолбовый	-20,0	-5143	-19	-30	-13
о. Айон	-20,0	-5047	-20	-29	-12

Примечание к табл. 3, 4. Σt_z – сумма зимних температур воздуха, градусо-сутки; $\delta^{18}\text{O}$ в ростках повторно-жильных льдов (‰ к SMOW); $t_{\text{ср.з}}$ – среднезимние, $t_{\text{я}}$ – среднеянварские температуры воздуха, °С; $t_{\text{гр}}$ – среднегодовые температуры грунта без снежного и растительного покровов, °С.

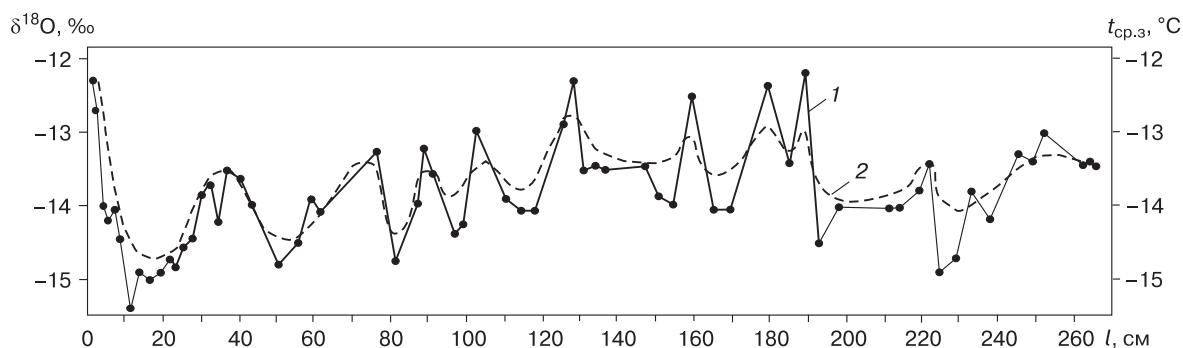


Рис. 3. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовой ледяной жиле на пойме р. Адвентсельва, в образцах, отобранных по горизонтали через всю жилу слева направо на глубине 0,7 м:

1 – значения $\delta^{18}\text{O}$; 2 – среднезимние температуры воздуха.

Таблица 5. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в образцах повторно-жильного льда в долине Адвентдален, Свальбард

l , см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	l , см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	l , см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
0,9	-12,33	59,2	-13,86	165	-14,06
1,8	-12,7	62	-14,1	169	-14,1
3,6	-14,06	77,4	-13,25	179	-12,33
5,4	-14,2	82,2	-14,7	185	-13,4
7,2	-14,1	87	-13,96	189	-12,23
9	-14,47	89	-13,2	193	-14,6
12	-15,4	91,8	-13,66	197	-14,06
14,4	-14,9	96,6	-14,3	211	-14,06
16,4	-14,98	99	-14,17	213	-14,06
19,8	-14,88	103	-13,0	219	-13,86
21	-14,7	110	-13,86	222	-13,4
23	-14,78	114	-14,1	225	-14,9
25	-14,5	118	-14,06	229	-14,67
27	-14,37	126	-12,9	234	-13,86
30	-13,8	128,5	-12,33	238	-14,17
32	-13,76	131	-13,5	245	-13,25
34	-14,2	134	-13,45	249	-13,4
36	-13,5	137	-13,5	252	-13,05
40	-13,66	147	-13,45	263	-13,45
43	-14,0	151	-13,9	264	-13,5
50,8	-14,78	155	-14,0	265	-13,55
56,4	-14,4	159	-12,54		

Примечание. l – расстояние от левого края жилы, см.

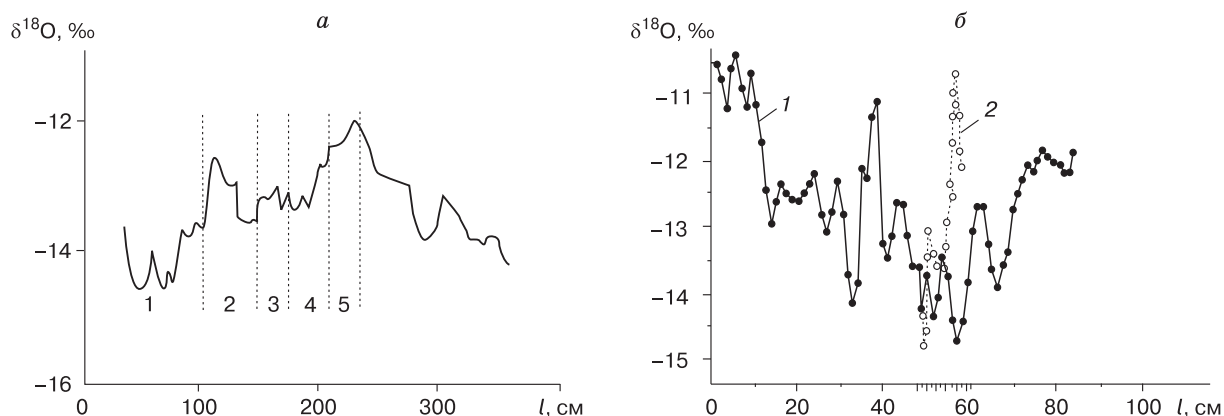


Рис. 4. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах на пойме р. Адвентсельва:

a – жила, датированная Й. Еппесеном [Jeppesen, 2001]: 1 – 3,5–2,0 тыс. лет, 2 – 2,0–1,0 тыс. лет, 3 – 1,0–0,6 тыс. лет, 4 – 0,6–0,04 тыс. лет, 5 – последние 40 лет; *б* – данные по голоценовой жиле (1) и по современному росту (2) [Vittinghus et al., 2008].

[Васильчук и др., 2011], эти вариации были получены О. Хумлмуом для годовых метеосадков на станции Лонгьербуен.

Можно констатировать, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах в долине р. Еркутаяха на Южном Ямале изменяются на 2,6 ‰ (от –18,0 до –20,63 ‰), а δD – от –135,8 до –151,9 ‰. В жиле на пойме р. Адвентсельва значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются на 3,2 ‰ (от –12,23 до –15,4 ‰).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Сравнение изменений $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ и ледниках Шпицбергена

Возраст изученных нами ледяных жил в пойменных толщах в долине р. Еркутаяха на Южном Ямале и на пойме р. Адвентсельва на Свальбарде составляет около 2000 лет. Следовательно, они могут быть вполне синхронными и хронологически сопоставимыми. Полученные нами по ПЖЛ изотопные кривые можно сравнить с ледниковым керном Шпицбергена, которые были получены по нескольким глубоким скважинам [Котляков, 1982; Punning et al., 1987; Isaksson et al., 2003]. Керн из этих скважин довольно уверенно стратифицирован и датирован [Васильчук, 2000].

Данные по ПЖЛ и ледникам удобны для сопоставления, так как в обоих случаях исследуется изотопный состав льда. Однако имеются различия в особенностях накопления льда у этих двух объектов. Ледниковый лед накапливается ежегодно и круглогодично, за исключением периодов полного протаивания в летний сезон, что случается не каждый год. Повторно-жильные льды формируются в результате растрескивания, которое происходит примерно раз в 6–10 лет. При этом в жильный лед, как правило, переходит талая снеговая вода, т. е. в повторно-жильном льду отражается суммарный

зимний изотопный сигнал. А в ледниковом льду куполов Шпицбергена сохраняются и летний и изотопные сигналы. Следовательно, для сравнения с повторно-жильным льдом данные по ледниковому льду требуют некоторого осреднения. Можно также полагать, что в относительно мягкие зимы морозобойное растрескивание или не происходит совсем, или происходит значительно реже. Поэтому зимний сигнал в изотопной записи жил также может сохраняться не полностью. Таким образом, сопоставление изотопных кривых по жилам лучше проводить с учетом минимальных изотопных значений на ледниковом профиле плато Ломоносова.

Нами было выполнено сопоставление изотопных кривых по ПЖЛ с изотопной кривой по ледниковому льду купола Ломоносова, полученной В.М. Котляковым и Ф.Г. Гордиенко [Котляков, 1982] по сборам Я.-М.К. Пуннинга. Ледяной керн из скважины на плато Ломоносова демонстрирует более сохранную стратиграфию, чем другие керны ледникового купола Свальбарда [Котляков, 1982; Punning et al., 1987], хотя изотопная запись (в придонной части датируемая примерно 1300 г. н. э.) показывает некоторое оттаивание и просачивание талых вод во время накопления этого льда. Керн был датирован в верхней части по подсчету годовых слоев, а основание керна датировано XII столетием, т. е. ледниковый лед на плато Ломоносова накапливался в период, охватывающий вторую половину этапа накопления ПЖЛ на пойме.

Сопоставление изотопных кривых изученной нами жилы на пойме р. Адвентсельва и ледникового керна с плато Ломоносова показало близкий диапазон изменения изотопного состава: в жильном льду $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от –12,3 до –15,5 ‰, в ледниковом – от –11,3 до –15,5 ‰, а также продемонстрировало совпадение изотопных пи-

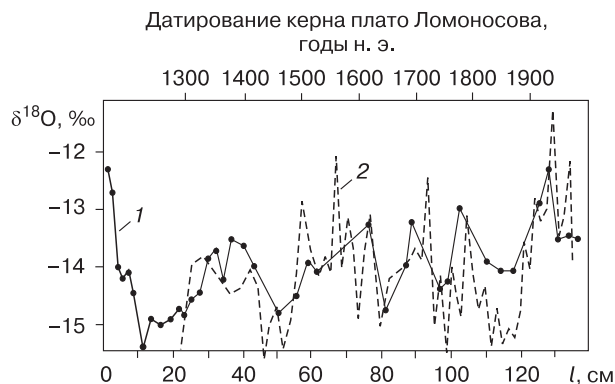


Рис. 5. Сопоставление изотопных кривых по жильному льду на пойме р. Адвентсельва (линия 1) и ледниковому льду плато Ломоносова (линия 2 – данные [Котляков, 1982]).

ков (рис. 5). Это позволило уточнить возрастную привязку отдельных фрагментов жилы в долине Адвентдален. Выраженный максимум $\delta^{18}\text{O}$ в образце жильного льда, отобранного на расстоянии 130 см от левого края жилы, сопоставим с наибольшим значением $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом керне плато Ломоносова, который датирован примерно 1950 г., а локальный максимум $\delta^{18}\text{O}$ в образце жильного льда, отобранного на расстоянии 20–40 см от левого края жилы, сопоставим с максимумом $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом керне, который относится к XIV в. н. э. Таким образом, подсчитано, что ледяная жила шириной 1 м формировалась около 500–600 лет, а жила шириной около 3 м могла формироваться в течение 1,5–2,0 тыс. лет.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ИЗОТОПНЫХ КРИВЫХ ПО ПЖЛ

Сравнение изменений $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ Ямала и Свальбарда

В жиле, исследованной нами на пойме р. Адвентсельва, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-12,23$ до $-15,4$ ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяной жиле на пойме р. Еркутаяха изменяются от $-18,0$ до $-20,63$ ‰, а δD – от $-135,8$ до $-151,9$ ‰. Такая разница изотопного состава отражает то, что на Свальбарде зимы менее суровые, но изменения зимних температур чуть более контрастные по сравнению с Ямалом.

Учитывая возрастные определения вмещающих отложений и органики из жил, можно утверждать, что обе ледяные жилы не старше 2000 лет. Осреднение изотопных данных и в том и в другом случае примерно одинаковое (поскольку методика отбора была аналогичной). На изотопной записи с большей долей вероятности зафиксировано наличие более суровых зимних условий и лишь частичное – мягких зим.

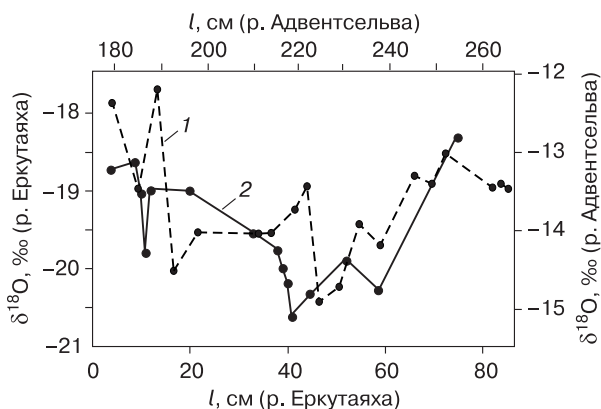


Рис. 6. Сопоставление фрагментов изотопной записи по жильному льду на поймах р. Еркутаяха (1) и р. Адвентсельва (2).

Сопоставляя изотопные минимумы, мы пришли к выводу, что в верхней части ледяной жилы в долине р. Еркутаяха отразились изменения зимних температур, соответствующие концу средневекового потепления, переходному периоду и малому ледниковому периоду, для которого характерны два минимума, разделенных небольшим положительным пиком, и последующее современное потепление. На диаграмме ледяной жилы в долине р. Адвентдсельва этому периоду соответствует участок изотопной диаграммы от 120 до 250 см от левого края.

Сравнение изотопных диаграмм, полученных по жилам на поймах рек Адвентсельва и Еркутаяха, может быть выполнено только по отдельным наиболее выраженным экстремумам (рис. 6). Такими экстремумами являются средневековое потепление, фиксируемое в керне ледника на плато Ломоносова и датированное от 1000 до 700 лет назад, и минимум Маундера – малый ледниковый период, датированный 200 лет назад [Isaksson et al., 2003]. Эти экстремумы довольно отчетливо просматриваются на обеих изотопных диаграммах по ПЖЛ на поймах рек Еркутаяха и Адвентсельва.

Полученные нами изотопные записи по жильному льду позволяют реконструировать (с использованием уравнений Ю.К. Васильчука [1992]) среднезимние температуры за последние 2 тысячи лет, которые составляли от -18 до $-20,6$ °C на Южном Ямале и от -12 до -15 °C в долине Адвентдален. Диапазон изменения среднезимних температур не превышает 3 °C.

СРАВНЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ $\delta^{18}\text{O}$ В ПЖЛ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

В течение последних 2 тысяч лет сингенетические ПЖЛ активно формировались в различных

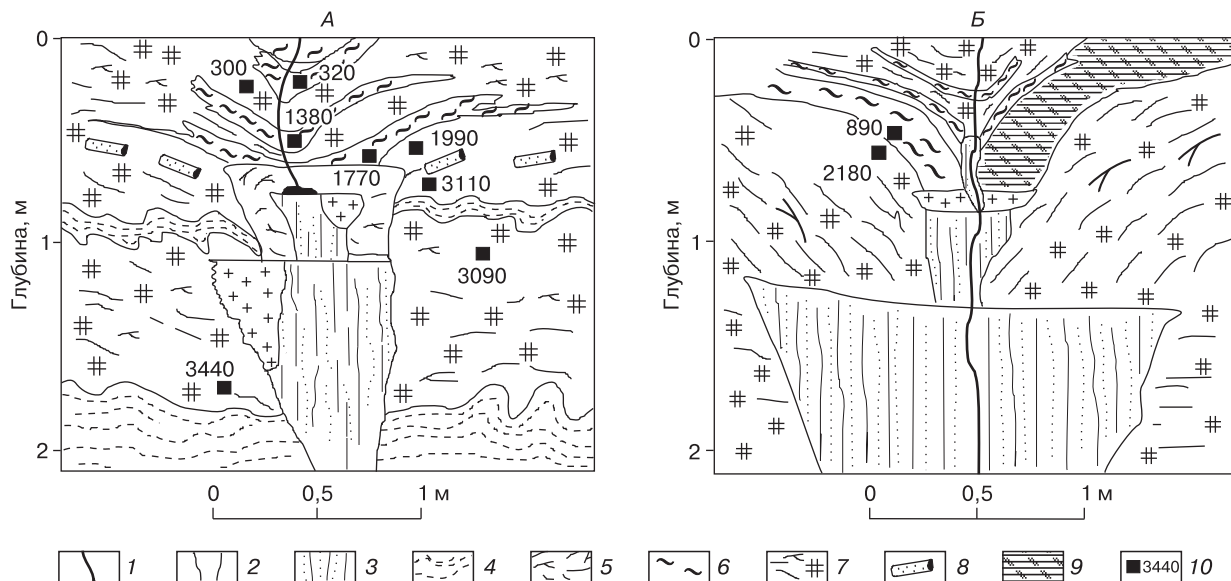


Рис. 7. Узкий (А) и широкий (Б) повторно-жильный лед в верхней части поймы в районе Фэрбенкса, Аляска [Hamilton et al., 1983]:

1 – морозобойная трещина; 2 – чистый лед; 3 – молочный вертикально-слоистый лед; 4 – ил; 5 – торфяная псевдоморфоза по ледяной жиле; 6 – осоково-травяной торф; 7 – моховой торф с фрагментами древесины; 8 – стволы берез; 9 – торф неустановленного генезиса; 10 – радиоуглеродные датировки (лет): 320 ± 60 (USGS-335), 320 ± 60 (USGS-335), 1380 ± 50 (USGS-77), 1770 ± 70 (USGS-31), 1990 ± 75 (USGS-75), 3110 ± 100 (USGS-30), 3090 ± 170 (USGS-78), 3440 ± 55 (USGS-76B); 890 ± 175 (AU-17), 2180 ± 55 (AU-16).

районах криолитозоны: в пределах пойм и лайд, в торфяниках и толщах склоновых отложений.

Т. Хэмилтон с соавторами, датировавшие разрез полигонально-жильного массива в верхней части поймы в районе Фэрбенкса на Аляске [Hamilton et al., 1983], пришли к выводу, что активное формирование жил происходило в течение последних 2–3 тысяч лет (рис. 7). В течение последних 300–400 лет отмечается активизация роста ледяных жил, несмотря на то, что современная среднегодовая температура воздуха здесь высокая (около –3,5 °С), а грунтов – еще выше (до –0,5...–1,0 °С).

Исследование стабильных изотопов в сингенетических повторно-жильных льдах позволяет получить точную реконструкцию зимних палеотемператур. Горизонтальный отбор образцов из ледяных жил предоставляет наиболее полную информацию для реконструкций условий их формирования. Подобные исследования были проведены во многих районах распространения ПЖЛ [Васильчук, 2006; Meyer et al., 2010; Opel et al., 2011; Yang, Jin, 2011]. Однако точность хронологической привязки получаемых изотопных данных пока невелика из-за ограниченного радиоуглеродного AMS-датирования по изучаемым ПЖЛ.

Был выполнен горизонтальный отбор льда ПЖЛ в окрестностях Барроу на Аляске. Анализ

его изотопного состава показал, что δ¹⁸O варьируются от –27,2 до –21,1 ‰, а δD – от –209 до –161 ‰. Наиболее высокое содержание тяжелых стабильных изотопов наблюдается на контакте жил с вмещающими отложениями. Из ПЖЛ на мысе Барроу был отобран и датирован по ¹⁴C органический материал, что позволило предположить, что наиболее древние фрагменты жил находятся в краевых частях, а наиболее молодые – в середине. Об этом свидетельствует также симметрия профилей содержания изотопного состава образцов льда [Meyer et al., 2010]. Здесь отмечены более существенные вариации изотопного состава, что отражает более длительный период формирования жил.

Детальное исследование возраста голоценовых сингенетических ледяных жил выполнено Т. Опелем с соавт. [Opel et al., 2011] на побережье пр. Дмитрия Лаптева (72°78' с.ш., 143°58' в.д.).

Жила (номер Оу7-04 IW2) располагалась на поверхности аласа, вблизи его контакта со склоном едомы, имела ширину 3,2 м и видимую длину 1,5 м. Нижняя часть ПЖЛ погребена под слоем отложений, но общая ее длина, вероятно, составляет около 5–6 м. В центральной части ПЖЛ визуально выделялись вертикально ориентированные современные ледяные жилки. По этой жиле была получена детальная изотопная кривая с раз-

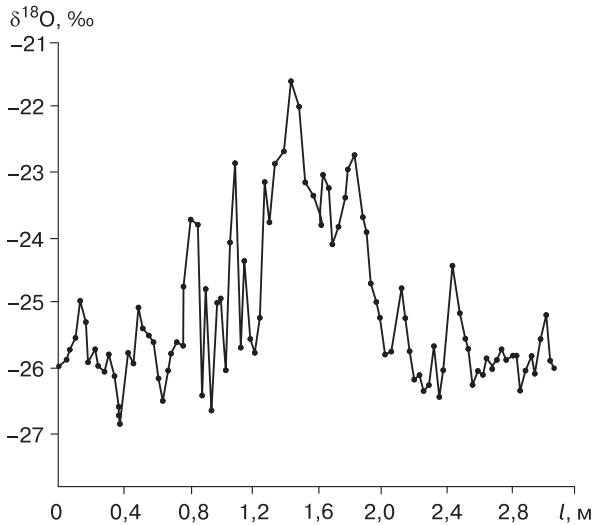


Рис. 8. Изотопная кривая, полученная по ледяной жиле Оу7-04 IW2 на побережье пролива Дмитрия Лаптева [Opel et al., 2011].

решением 2,5 см (рис. 8). Отбор образцов осуществлялся по горизонтальному профилю, ориентированному перпендикулярно основной оси ПЖЛ, на глубине 1,6 м от поверхности.

В ПЖЛ был отобран органический материал, датирование которого по ^{14}C определило возраст жилы. Все образцы из ПЖЛ Оу7-04 IW2 оказались позднеголоценовыми. Наиболее молодые образцы (датировки от 0,25 до 0,5 тыс. лет) были отобраны из центральной части жилы, в то время как образцы возрастом 1,5 тыс. лет находились вблизи краевых частей ПЖЛ. Однако выраженной зависимости возраста от расстояния от центра ПЖЛ не было выявлено. Вероятно, это связано с хаотичностью расположения морозобойных трещин в ПЖЛ. К тому же датированные растительные остатки могли переноситься по поверхности, прежде чем зафиксироваться в ПЖЛ.

Здесь же были исследованы еще две жилы. Их изотопные характеристики (максимум, минимум, среднее значение, наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$) весьма близки, что указывает на хорошее сохранение климатического сигнала [Opel et al., 2011].

Профили характеризуются высокой вариабельностью, показывая, что в исследуемых жилах не происходило изотопной диффузии, ведущей к сглаживанию результатов. Изотопный профиль $\delta^{18}\text{O}$ обычно отражает структуру ледяной жилы: самые высокие изотопные значения ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -23 до -21 ‰) расположены в наиболее молодых частях ПЖЛ, наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -27 по -25 ‰) присущи самым удаленным от центра частям. Ледяные жилы имеют сим-

метричные профили $\delta^{18}\text{O}$ с заметными максимумами по обе стороны от центра. Это указывает на симметричность роста с растрескиванием в относительно постоянной зоне. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в исследованных ПЖЛ изменяются в пределах 4–6 ‰ (это связано с большой длительностью формирования жил и, очевидно, с контрастными зимами этого периода). Эти данные соответствуют значениям, которые наблюдались в голоценовых ПЖЛ о. Большой Ляховский и на Быковском полуострове. В то же время на мысе Мамонтовый Клык наблюдались вариации около 3 ‰.

Изотопный состав голоценового ПЖЛ в Волт Крик (туннель на Аляске), датированного по ^{14}C по древесным остаткам из вмещающих отложений в 2500 и 3445 лет, со средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -21,8$ ‰ и $\delta\text{D} = -172$ ‰ [Meyer et al., 2008] в целом типичен для голоцена, что свидетельствует об отсутствии изотопной диффузии, ведущей к сглаживанию изотопного сигнала. Таким образом, в период 3,0–2,5 тыс. лет назад зимние температуры здесь также были сопоставимы с современными.

На северо-востоке Китая в горах Да Хинган были описаны ПЖЛ, развитие которых происходило в последние 3 тысячи лет [Yang, Jin, 2011]. Детально исследованный ПЖЛ сформировался в период 3,3–1,6 тыс. лет назад. Полученная изотопная запись по 16 образцам ПЖЛ, отобраным горизонтально, показала вариации $\delta^{18}\text{O}$ от $-20,9$ до $-17,8$ ‰ (среднее значение $-18,8$ ‰, максимальное и минимальное значения отклоняются от него на 1,0 и $-2,1$ ‰) и δD от $-171,0$ до $-141,7$ ‰ (при среднем значении $-151,0$ ‰). На изотопной кривой отмечаются три непродолжительных периода похолодания – 2,8, 2,3 и 1,9 тыс. лет назад, что говорит о понижении температуры на 2,1, 1,1 и 1,3 °C относительно современной. Можно сказать, что около 2 тыс. лет назад температурные условия на северо-востоке Китая были незначительно прохладнее современных.

Таким образом, сопоставление изотопных данных, полученных нами для ПЖЛ на поймах рек Еркутаяха и Адвентсельва, с аналогичными данными, полученными по повторно-жильным льдам, развивавшимся в течение последних 2 тысяч лет, показывает, что изотопные вариации были сравнительно небольшими, но все же ощутимыми. Это позволило выделить период с относительно низкими значениями содержания тяжелых изотопов и сопоставить его с минимумом Маундера (его обычно называют малым ледниковым периодом и датируют 200 лет назад). Выделяется также этап со сравнительно более тяжелым изотопным составом, сопоставляемый со средневековым потеплением и датируемый от 1000 до 700 лет назад.

Изменения температур воздуха за последние 2 тысячи лет, реконструированные по микрофаунистическим, дендрохронологическим и палинологическим данным

Температурные условия последних 2 тысяч лет для Северного полушария установлены изотопными, дендрохронологическими, палинологическими и другими методами. В этот период выделяются две ключевые эпохи, которые прослеживаются практически на всех объектах этого возраста (спелеотемах, ледниковых кернах, озерных кернах и др.), как у экватора, так и у полюсов: средневековое потепление и малый ледниковый период.

К такому выводу пришел, например, С. Лоэль [Loehle, 2007], который провел масштабное сопоставление климатических записей для последних 2 тысяч лет на основе совмещения температурных реконструкций по кривой $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда на станции GRIP в Гренландии, по палинологическим данным донных отложений оз. Конрой, по $\delta^{18}\text{O}$ фораминифер Саргассова и Карибского морей, по диатомовой колонке оз. Цуолбмаярви (Tsuolbmajavri), по спелеотемам Южной Африки и температурным реконструкциям по Норвежскому морю, Северной Атлантике, Тихому океану, Северной Америке и Альпам (всего 18 серий реконструкций, полученных разными группами исследователей).

Реконструкции летних температур для Баффина залива по мощности горизонтов ленточных глин оз. Биг Роунд (мощность горизонтов коррелирует со средней температурой воздуха с июля по сентябрь) показали, что температура теплого сезона в течение малого ледникового периода (1575–1760 гг.) была примерно на $1,5\text{ }^\circ\text{C}$ ниже современных (средние за 1995–2005 гг.) и на $0,2\text{ }^\circ\text{C}$ ниже, чем средняя за последнюю тысячу лет. А в периоды потепления, происходившего здесь дважды в 970–1150 и 1375–1575 гг., температуры были на $1,2\text{ }^\circ\text{C}$ ниже современных, но на $0,1\text{ }^\circ\text{C}$ выше, чем за последнее тысячелетие [Thomas, Briner, 2009].

Для Альп были рассчитаны амплитуды среднегодовых температур воздуха с шагом осреднения 40 лет для последней тысячи лет. Показано, что амплитуда средней многолетней температуры воздуха составила $4\text{ }^\circ\text{C}$, при этом до 1900 г. она не превышала $2,5\text{ }^\circ\text{C}$ и увеличилась только за счет резкого роста летних температур в последние 60 лет [Büntgen et al., 2005].

Межгодовая изменчивость температур воздуха, восстановленная для Альп Швейцарии и Австрии (амплитуда между наиболее холодными и теплыми годами) в течение последних 500 лет, по двум реконструкциям составила $4,17\text{ }^\circ\text{C}$ [Luterbacher et al., 2004] и $4,54\text{ }^\circ\text{C}$ [Büntgen et al., 2005].

В обобщающей статье К. Мэша с соавт. [Maasch et al., 2005] с целью проследить глобальные изменения от полюса до полюса были рассмотрены изменения содержания ионов калия в ледниковом керне GISP2, содержания стабильных изотопов кислорода в морских осадках Пунта Лагуна на п-ове Юкатан в Мексике, процентного содержания титана в бассейне Кариако, уровней оз. Найваша в Кении, комплексов мелководных диатомей в оз. Виктория в Восточной Африке, содержания стабильных изотопов углерода в пещере Колд Эйр в Макапансгате в долине р. Лимпопо, содержания железа в керне GeoB 3313-1 у берегов Чили и ионов натрия в ледниковом керне Сипл Доум. Средневековое потепление датировано периодом 800–1200 гг. н. э. Показано, что в течение самого теплого периода (820–1050 гг.) среднегодовые температуры, осредненные с шагом 30 лет, были на $0,6\text{ }^\circ\text{C}$ теплее современных (зафиксированных в 2000 г.). В течение всего периода средневекового потепления средние температуры воздуха были лишь немного выше современных. Переход от средневекового потепления к малому ледниковому периоду – одно из самых быстрых климатических событий глобального масштаба. При этом происходили не только быстрые температурные изменения, но и изменения атмосферной циркуляции и циркуляции океанических течений. Например, увеличивалось увлажнение в тропических районах Африки и Южной Америки. Кульминация перехода между малым ледниковым периодом и средневековым потеплением приходится на (1400 ± 40) г. н. э., а его начало – на (1220 ± 40) г. н. э. Сам переход совпадает с резким снижением солнечной активности, которое отразилось в колебаниях содержания ^{14}C в древесных кольцах (рис. 9) и примерно соответствует началу минимума Шпёнера (90-летнему периоду низкой солнечной активности, длившемуся с 1460 по 1550 г. н. э.). Для малого ледникового периода было характерно глобальное снижение средней температуры

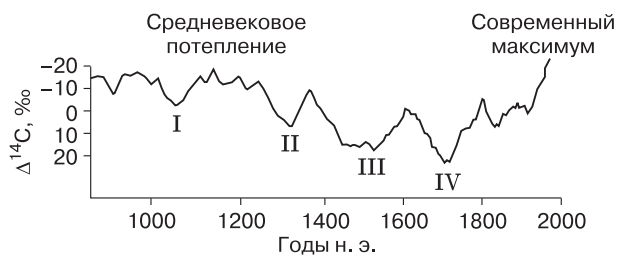


Рис. 9. Вариации радиоактивного углерода в древесных кольцах, отражающие солнечную активность в последнюю тысячу лет [Maasch et al., 2005].

I – минимум Оорта; II – минимум Вольфа; III – минимум Шпёнера; IV – минимум Маундера.

на 0,5–1,0 °С и понижение снеговой линии на 100 м относительно ее современного положения. В температурном плане малый ледниковый период разделен на две части. Наиболее холодный отрезок приходится на минимум Маундера – период долговременного уменьшения количества солнечных пятен примерно с 1645 по 1715 г. н. э. К. Мэш полагает, что наиболее важный фактор, определяющий климатические особенности, – это изменение параметров переноса тепла от экватора к полюсам. Перестройка полярной циркуляции в течение малого ледникового периода была самой существенной за последние 7 тысяч лет, а засухи в тропических районах были самыми сильными для всего голоценового периода.

Сравнивая палеотемпературные реконструкции, выполненные по повторно-жильным льдам, сформировавшимся в пойменных толщах рек Еркутаяха и Адвентсельва, с данными, приведенными выше в палеоклиматическом обзоре, можно констатировать, что получено вполне удовлетворительное соответствие масштаба и хронологии палеоклиматических колебаний с глобальными изменениями за последние 2 тысячи лет, с учетом региональных особенностей климата.

ВЫВОДЫ

1. В верхней части разрезов высоких пойм в долине р. Еркутаяха на Южном Ямале и на пойме р. Адвентсельва на Свальбарде, расположенных на расстоянии около 2000 км друг от друга, вскрываются мощные сингенетические жилы, сформировавшиеся в течение последних 2 тысяч лет, которые в настоящее время продолжают развиваться. Такие же мощные жилы возрастом около 2000 лет сформировались в пойменных толщах рек Аляски, Средней Сибири, северного Китая, Якутии и Чукотки.

2. Показано, что на территории субарктической криолитозоны для ПЖЛ, формировавшихся в последние 2 тысячи лет, изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ не превышало 2,0–3,5 ‰. На это указывает близкий диапазон вариаций изотопного состава ПЖЛ возрастом 2000 лет в двух удаленных друг от друга на 2000 км разрезах пойменных толщ, расположенных в существенно различных климатических и геохронологических районах. В долине р. Еркутаяха на Южном Ямале значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись на 2,6 ‰ (от –18,0 до –20,63 ‰), а на пойме р. Адвентсельва – на 3,2 ‰ (от –12,23 до –15,4 ‰).

3. Установлено, что на территории субарктической криолитозоны за последние 2 тысячи лет изменения среднеземных температур воздуха не превышали 3 °С. Они имеют глобальный характер для субарктической криолитозоны, что подтверждает их сопоставление с палеоклиматическими

данными, полученными другими методами (палинологическим, дендрохронологическим, микрофлуориметрическим) по различным районам Северного полушария.

Авторы выражают благодарность П. Волтхарду и А. Сеницыну за помощь в проведении полевых работ, а также проф. С.М. Фотиеву за сделанные замечания при подготовке рукописи.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (проекты 10-05-00986, 11-05-01141) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

Литература

- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., Изд. отдел теор. проблем РАН; МГУ; ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Основы изотопной геохронологии и гляциологии / Ю.К. Васильчук, В.М. Котляков. М., Изд-во Моск. ун-та, 2000, 616 с.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Земскова А.М.** Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах в долине Адвентдален на Свальбарде // Материалы 4-й конф. геохронологов России. М., МГУ, 2011, т. 1, с. 291–297.
- Втюрин Б.И.** Подземные льды Шпицбергена // Материалы гляциол. исслед., 1989, вып. 65, с. 69–75.
- Каплина Т.Н.** Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 3–17.
- Котляков В.М.** Изотопная и геохимическая гляциология / В.М. Котляков, Ф.Г. Гордиенко. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 288 с.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 3–26.
- Büntgen U., Esper A.J., Frank D.C. et al.** A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures // Climate Dynamics, 2005, vol. 25, No. 2–3, p. 141–153.
- Christiansen H.H.** Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard // Permafrost and Periglacial Processes, 2005, vol. 16, iss. 1, p. 87–98.
- Hamilton T.D., Ager T.A., Robinson S.W.** Late Holocene ice wedges near Fairbanks, Alaska, U.S.A.: environmental setting and history of growth // Arctic and Alpine Res., 1983, vol. 15, No. 2, p. 157–168.
- Isaksson E., Hermanson M., Hicks S. et al.** Ice cores from Svalbard – useful archives of past climate and pollution history // Phys. and Chem. Earth, Parts A/B/C, 2003, vol. 28, iss. 28–32, p. 1217–1228.
- Jeppesen J.W.** Palaeoklimatiske indikatorer for central Spitsbergen, Svalbard. Eksempliceret ved studier af iskiler og deres vaertssediment: Master's thesis. Univ. Copenhagen, UNIS, Svalbard, 2001, 35 p.
- Loehle C.** A 2000-year global temperature reconstruction based on non-treering proxies // Energy and Environ., 2007, vol. 18, No. 7–8, p. 1049–1058.

- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E. et al.** European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500 AD // *Science*, 2004, vol. 303, iss. 5663, p. 1499–1503.
- Maasch K.A., Mayewski P.A., Rohling E.J. et al.** A 2000-year context for modern climate change // *Geografiska Ann.*, 2005, vol. 87A, iss. 1, p. 7–15.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K.** Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries // *Nature*, 1998, vol. 392, iss. 6678, p. 779–787.
- Matsuoka N., Hirakawa K.** Critical polygon size for ice-wedge formation in Svalbard and Antarctica // *Proc. of the Sixth Intern. Conf. on Permafrost*. Beijing, China. Wushan, Guangzhou, South China Univ. of Technol. Press, 1993, vol. 1, p. 449–454.
- Meyer H., Schirrmeyer L., Andreev A. et al.** Lateglacial and Holocene isotopic and environmental history of northern coastal Alaska. Results from a buried ice-wedge system at Barrow // *Quatern. Sci. Rev.*, 2010, vol. 29, iss. 27–28, p. 3720–3735.
- Meyer H., Yoshikawa K., Schirrmeyer L., Andreev A.** The Vault Creek Tunnel (Fairbanks Region, Alaska): A Late Quaternary Palaeoenvironmental Permafrost Record // *Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost*. Fairbanks, USA, Univ. of Alaska, 2008, vol. 2, p. 1191–1196.
- Opel T., Dereviagin A.Yu., Meyer H. et al.** Palaeoclimatic information from stable water isotopes of Holocene ice wedges on the Dmitrii Laptev Strait, northeast Siberia, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2011, vol. 22, No. 1, p. 84–100.
- Punning J.-M., Vaikmäe R., Túgu K.** Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and Cl^- in the ice cores of Spitsbergen // *J. Phys. Colloques (VIIth Symp. on the Physics and Chemistry of Ice)*. Paris, 1987, vol. 48, No. C1, p. 619–624.
- Snyder J.A., Miller G.H., Werner A. et al.** AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnévatnet, Spitsbergen, Svalbard // *The Holocene*, 1994, vol. 4, iss. 4, p. 413–421.
- Thomas E.K., Briner J.P.** Climate of the past millennium inferred from varved proglacial lake sediments on northeast Baffin Island, Arctic Canada // *J. Paleolimnol.*, 2009, vol. 41, iss. 1, p. 209–224.
- Vittinghus H., Christiansen H.H., Meyer H., Elberling B.** Hydrogen and Oxygen Isotope Studies from an Ice Wedge in Svalbard // *Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost*. Fairbanks, USA, Univ. of Alaska, 2008, p. 333–334.
- Yang S., Jin H.** $\delta^{18}\text{O}$ and δD records of inactive ice wedge in Yitulihe, Northeastern China and their paleoclimatic implications // *Sci. China. Earth Sci.*, 2011, vol. 54, No. 1, p. 119–126.

*Поступила в редакцию
30 июня 2011 г.*