

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ
ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, Россия, irinastrelets@gmail.com

* Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

От полярной станции Сопочная Карга (71°88' с.ш., 82°68' в.д.) до полярной станции Диксон (73°31' с.ш., 80°34' в.д.) в береговых обрывах Енисейского залива были исследованы пять разрезов с мощными полигонально-жильными льдами. Изотопное ($\delta^{18}\text{O}$, δD) исследование жильных льдов показало, что самым тяжелым изотопным составом характеризуются голоценовые льды в районе мыса Сопочная Карга: $\delta^{18}\text{O}$ от –19,0 до –20,3 ‰ и δD от –140,0 до –150,0 ‰. Самый легкий изотопный состав был определен для жильных льдов района Диксона позднплейстоценового возраста: $\delta^{18}\text{O}$ от –24,3 до –26,8 ‰ и δD от –185,0 до –205,0 ‰. Результаты изотопных исследований сингенетических полигонально-жильных льдов Западного Таймыра показывают более холодные условия позднего плейстоцена по сравнению с современными. Данные авторов хорошо согласуются с результатами изотопных исследований, полученных для районов мыса Саблера (оз. Таймыр) и озера Лабаз.

Ледовый комплекс, изотопный состав, палеоклиматические условия, криогенез

ISOTOPIC COMPOSITION OF ICE WEDGES OF WEST TAYMYR

I.D. Streletskaia, A.A. Vasiliev*

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, Russia, irinastrelets@gmail.com

*Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia

Five coastal exposures along Yenisei Gulf with thick polygonal ice-wedges have been under investigation from polar station Sopochnaya Karga (71°88' N, 82°68' E) to polar station Dickson (73°31' N, 80°34' E). The analysis of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of polygonal ice has shown that the heaviest isotope composition is characteristic of the Holocene ice-wedges near point Sopochnaya Karga (–19.0...–23.3 ‰ of $\delta^{18}\text{O}$ and –140.0...–150.0 ‰ of δD). The lightest isotope composition is characteristic of the Late Pleistocene ice-wedges near Dickson (–24.3...–26.8 ‰ of $\delta^{18}\text{O}$ and –185.0...–205.0 ‰ of δD). Results of isotope analysis evidence much colder Late Pleistocene conditions of ice-complex and ice-wedge formation in Western Taymyr as compared with modern analogs. The authors' data presented in this paper are in good agreement with similar investigations conducted previously near point Sablera (Lake Taymyr) and Lake Labaz.

Ice complex, isotopic composition, paleoclimatic conditions, cryogenesis

ВВЕДЕНИЕ

Мощные (более 10 м) сингенетические полигонально-жильные льды (ПЖЛ) и льдистые отложения, их вмещающие, – уникальное природное образование “ледовый комплекс”¹. Мощные позднплейстоценовые жилы являются палеоклиматическим индикатором суровых зимних условий в континентальных областях Сибири, поскольку они формируются преимущественно в результате

замерзания талой снеговой воды в морозобойных трещинах [Васильчук, 2006]. В литературе обсуждается зависимость между значениями содержания изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) в ПЖЛ с целью определения генезиса источника влаги и палеогеографических условий формирования подземных льдов [Чижов и др., 1997; Деревягин и др., 1999; Васильчук, 2006; Siegert et al., 1999].

¹ Под отложениями ледового комплекса мы понимаем сильнольдистые отложения, насыщенные сингенетическими жилами льда и неоднородные по составу, строению, генезису и возрасту слагающих слоев.

Ледовый комплекс на Енисейском Севере и п-ове Таймыр неоднократно описан в литературе [Троцкий, 1977; Каплин и др., 1991; Чижов и др., 1997; Деревягин и др., 1999; Siegert et al., 1999]. Современное образование сингенетических ПЖЛ отмечалось на участках пойм рек Енисей и Пясины [Карпов, 1986], на склонах в районе пос. Иннокентьевское [Втюрин, 1966]. Реликтовый полигонально-жильный лед исследовался Б.И. Втюриным в прибрежно-морских среднеплейстоценовых (санчуговских) пылеватых песках и супесях на правом берегу Енисея в районе пос. Усть-Порт. Жилы имели четкие сингенетические боковые контакты в верхних частях и начинались на высоте 21–25 м над уровнем Енисея [Втюрин, 1972]. Здесь же, на м. Селякин, И.Д. Данилов [1969] наблюдает в 40-метровом береговом уступе двухъярусные ледяные жилы, нижняя часть которых формировалась эпигенетическим путем, а основное ледяное тело – сингенетическим. Ледяные жилы перекрыты 12-метровой толщей песчано-глинистых отложений с включениями гальки и валунов, формирование которых, по мнению автора, происходило в условиях мелководного полярного моря. Подобные двухъярусные жилы (в нижней части эпигенетические, в верхней – сингенетические) были описаны в аллювиальных отложениях второй надпойменной террасы р. Енисей в районе м. Сопочная Карга И.Д. Стрелецкой с соавт. [2007].

Реликтовые ПЖЛ мощностью 10 м встречены на левом берегу Енисея в 40 км к юго-западу от



Рис. 1. Район работ и местоположение объектов исследований.

Д – в районе пос. Диксон; Кр – в районе устья р. Крестьянка; Ск-3, Ск-5 – в районе м. Сопочная Карга.

пос. Иннокентьевский и в районе пос. Посино на 70° с.ш. Н.Ф. Григорьев и О.В. Ермаков описали в 5 км северо-восточнее пос. Диксон мощные (высотой 15 м и шириной 3–5 м) сингенетические ПЖЛ в минеральных грунтах, значительная часть которых уходила под уровень моря [Карпов, 1986].

В 30-метровом береговом обнажении оз. Таймыр (м. Саблера) изучались три яруса полигонально-жильных льдов. Для вмещающих ПЖЛ отложений были получены последовательные даты (^{14}C -методом) от каргинских до голоценовых [Антропоген..., 1982; Деревягин и др., 1999]. Льды характеризуются различными значениями изотопного состава. Установлено, что в среднем изотопный состав сартанских жил на 3‰ легче голоценовых. Отмечено также, что образование голоценовых и сартанских ПЖЛ связано с попаданием талых снеговых вод в морозобойные трещины.

Изотопный состав подземных льдов различного генезиса и возраста был исследован в районе оз. Лабаз [Чижов и др., 1997]. Изотопный состав голоценовых ПЖЛ оказался близок к составу современных снежников, на основании этого авторами делается вывод о непосредственном участии талых снеговых вод в их строении.

В отличие от хорошо изученных ледовых комплексов оз. Таймыр (м. Саблера) и оз. Лабаз [Антропоген..., 1982; Чижов и др., 1997; Деревягин и др., 1999; Siegert et al., 1999], изотопный состав ПЖЛ Западного Таймыра слабо освещен в литературе.

Объектами настоящего исследования являлись отложения ледового комплекса и подстилающие их мерзлые породы в береговых обрывах Енисейского залива от полярной станции (п/с) Сопочная Карга (71°88' с.ш., 82°68' в.д.) до пос. Диксон (73°31' с.ш., 80°34' в.д.) (рис. 1). Между крайними точками района исследования протяженность береговой линии с юга на север составляет более 200 км. Здесь изучен изотопный и химический состав полигонально-жильных льдов и вмещающих отложений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На участках побережья Западного Таймыра изучены пять разрезов четвертичных отложений с крупными ПЖЛ. В полевых условиях определялась льдистость отложений (150 определений). Собраны коллекции образцов из жильных льдов, а также из вмещающих и подстилающих их пород для проведения аналитических лабораторных исследований.

Содержание изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и дейтерия (δD) определялось в пробах воды из расплавленных жильных, текстурнообразующих льдов и снега (44 пробы). Отбор образцов в каждой ледяной жиле проводился по горизонтальным профилям и вертикальной оси жилы. Использо-

вание специального бура диаметром 15 мм позволило отбирать точечные пробы объемом 60 мм³. Определение содержания стабильных изотопов кислорода и водорода выполнено в Изотопной лаборатории Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера в Потсдаме. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD оценивались в промилле по отношению к “стандарту средней океанической воды” с погрешностью 0,1 и 1,0 ‰ соответственно. Выполнены аналитические исследования химического состава воды из расплавов жильных льдов (14 определений). Определены степени засоления отложений и состав водно-растворимых солей в породе методом водной вытяжки (30 проб). Гранулометрический состав отложений исследовался с предварительной обработкой образцов ультразвуком с частотой 18 кГц для разрушения глинистых агрегатов (40 проб). Определено содержание органического углерода (18 определений) в отложениях ледового комплекса и подстилающих породах по методу Кнопа (“мокрое сжигание”). Анализы выполнены в лаборатории литологии и геохимии ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

В климатическом отношении северо-западный Таймыр находится в восточном районе Атлантического сектора Северного Ледовитого океана [Прик, 1971] и испытывает значительное влияние циркуляционных процессов средних широт. Северная тундра в районе п/с Сопочная Карга относится к территории с морским субарктическим климатом, арктическая тундра в районе пос. Диксон характеризуется морским арктическим климатом.

Важнейшими характеристиками климата, влияющими на формирование и параметры полигонально-жильных льдов, являются температура воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Для характеристики современного климата использованы данные за 1999–2003 гг. (табл. 1).

Район исследований характеризуется суровыми климатическими условиями, среднегодовая температура воздуха по данным метеостанций составляет от $-9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Дудинке и $-10,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Сопочной Карге до $-11,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Диксоне (*www.meteo.infospace.ru*). С севера на юг хорошо выражена климатическая зональность и увеличивается континентальность климата. Самый холодный месяц на всех трех станциях – январь, самый теплый – август. Средняя многолетняя температура января составляет $-28,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Диксоне, $-30,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Сопочной Карге и $-31,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Дудинке. Средние многолетние температуры августа 7,1; 10,7; 13,5 $^{\circ}\text{C}$ соответственно. Годовая амплитуда среднемесячных значений температуры воздуха закономерно возрастает с севера на юг от 35,2 $^{\circ}\text{C}$ в Диксоне до 44,5 $^{\circ}\text{C}$ в Дудинке.

Годовая сумма осадков в регионе отличается крайне высокой межгодовой изменчивостью. Так, если в 1999–2003 гг. годовая сумма осадков составила 250 мм (Сопочная Карга) и 450 мм (Диксон), то в 1953 и 1954 гг. она достигала 710 мм (Диксон). Сумма зимних осадков составляет от 60 до 85 %, летних – от 40 до 15 % от годовой суммы осадков.

Снежный покров достигает максимума в третьей декаде апреля – второй декаде мая. Максимальная мощность снежного покрова составляет до 100 см в Диксоне и Сопочной Карге и около 80 см в Дудинке. В понижениях рельефа мощность снежного покрова может достигать нескольких метров, здесь формируются снежники-перелетки. Е.Е. Подборный [1978] на опытных площадках исследовал время и интенсивность образования современных морозобойных трещин в районе пос. Усть-Порт. Стационарные наблюдения показали, что процесс образования трещин начинается в середине декабря, через 2–3 недели после полного промерзания сезонного слоя и заканчивается в середине–конце марта в период максимального накопления снега. В раскрытые морозобойные трещины может попадать снег, а позже и талая снеговая вода.

Регион характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород мощностью до 500–700 м [Карпов, 1986] со среднегодовой температурой $-9\text{...}-11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Несквозные талики встречаются только под руслами рек, впадающими в Енисейский залив.

На северо-восточном берегу Енисейского залива между низкими скалистыми мысами и шхерами, сложенными диабазами, на скальных породах лежат маломощные четвертичные отложения, выполняющие понижения рельефа. В районе Диксона на местах размываемого термоабразионного клифа обнажается каменная осушка [Троицкий, 1977; Каплин и др., 1991]. К югу от пос. Диксон берег Енисейского залива сложен преимущественно

Таблица 1. Климатические характеристики Западного Таймыра (осредненные данные по метеостанциям за 1999–2003 гг.)

Показатель	Диксон	Сопочная Карга	Дудинка
Среднегодовая температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$	-11,1	-10,5	-9,6
Температура воздуха в январе, $^{\circ}\text{C}$	-28,1	-30,7	-31,0
Температура воздуха в августе, $^{\circ}\text{C}$	7,1	10,7	13,5
Годовая амплитуда температуры, $^{\circ}\text{C}$	35,2	41,4	44,5
Годовая сумма осадков, мм	359	245	417
Сумма летних осадков, мм	148	77	157
Сумма зимних осадков, мм	210	168	258

но дисперсными засоленными морскими и прибрежно-морскими отложениями, мощность которых увеличивается и достигает более 100 м в районе м. Сопочная Карга [Троицкий, 1966]. В соответствии со стратиграфической схемой, разработанной и принятой для Усть-Енисейского района [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1951; Троицкий, 1966; Данилов, 1978; Свиточ, 2003], в разрезе четвертичных отложений выделяются санчужовская, казанцевская и каргинская свиты. Наши исследования показали, что разрез рыхлых четвертичных толщ завершается континентальной пачкой отложений типа ледового комплекса мощностью 10–20 м, включающей полигонально-жильные льды [Стрелецкая и др., 2007].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрезы в районе мыса Сопочная Карга (Ск-3, Ск-5). Наиболее полно исследованы разрезы четвертичных отложений и встречающиеся в них ПЖЛ в районе м. Сопочная Карга [Стрелецкая и др., 2007].

На склоне казанцевской террасы в 0,5 км к востоку от м. Сопочная Карга на высоте 30–35 м, в верхней части стенки термоцирка залегают серые алевроиты мощностью 5–6 м. Содержание пылевой фракции в породе составляет 70–78 %, частицы размером менее 0,005 мм отсутствуют (рис. 2). Отложения представляют собой ожелезненную торфоминеральную смесь, содержание органического углерода в которой достигает 2,1 % (табл. 2). Суммарная влажность отложений превышает 80 %. Криотекстура поясковая в сочетании с сетчатой и атакситовой. В этом горизонте встречены ПЖЛ шириной от 0,4 до 3,0 м по верху и мощностью более 5 м. Минерализация жильного льда составляет 22,04 мг/л, среди анионов преоб-

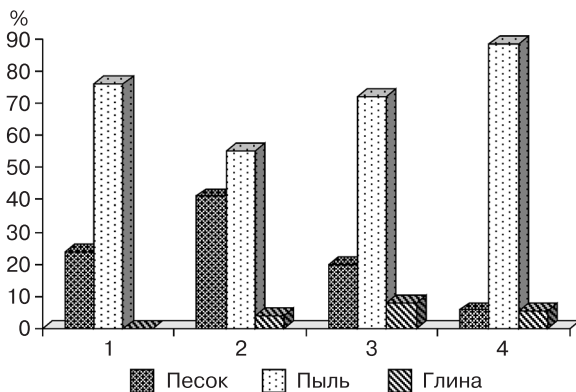


Рис. 2. Соотношение (доли частиц, %) песчаной (0,05–2,00 мм), пылевой (0,050–0,005 мм) и глинистой (<0,005 мм) фракций в отложениях ледового комплекса.

1 – Ск-3; 2 – Ск-5; 3 – Кр; 4 – Д.

ладает гидрокарбонат-ион, среди катионов содержание ионов кальция почти в два раза превышает содержание натрия и калия (табл. 3). Диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ составляет от $-20,3$ до $-19,0$ ‰ (рис. 3), а диапазон δD – от $-150,4$ до $-140,6$ ‰ (табл. 4).

Горизонт, содержащий ПЖЛ, подстилается темно-бурым торфом мощностью 1,0–1,5 м, с древесными остатками. Абсолютное датирование двух образцов торфа показало, что органогенный горизонт имеет возраст (7320 ± 130) лет (GIN 13056) и (8050 ± 60) лет (GIN 13055), т. е. времени климатического оптимума. Радиоуглеродное датирование с использованием ускорительной масс-спектрометрии раковинки пресноводного моллюска *Lunatia* sp.(?) из нижней части прослоя торфа показало несколько более древний радиоуглеродный возраст – $(10\,282 \pm 67)$ лет (AA75298), скорректированный календарный возраст $(11\,273 \pm 71)$ лет. Под торфяным прослоем залегает суглинок тяжелый темно-серый (с включениями гальки и валунов мощностью около 15 м), который перекрывает пласт льда видимой мощностью 10–12 м.

В 1 км к северу от п/с Сопочная Карга в береговом обрыве Енисейского залива высотой 15 м (уровень второй надпойменной террасы р. Енисей) разрез четвертичных отложений представлен тремя горизонтами (см. рис. 3, Ск-5) [Стрелецкая и др., 2007]. Сверху до глубины 6,2 м залегают слоистые супеси, они представляет собой оторфованные синкриогенные аллювиально-озерные отложения широкой поймы крупной реки. Количество пылеватых частиц достигает 55 % (см. рис. 2), а содержание органического углерода для отдельных прослоев может достигать 2,0 % (см. табл. 2). Вниз по разрезу количество пылеватых частиц и органических примесей уменьшается. Супеси переходят в пески, которые на контакте с нижележащими глинами становятся гравелистыми. Супеси и пески не засолены. Ниже с глубины 8,5 м до уровня моря залегают темно-серые оскольчатые глины. Глины засолены (степень засоления до 0,5 %) и по составу воднорастворимых солей диагностируются как морские (содержание хлор-иона составляет 70–85 мг-экв%, а натрий-иона – 97 мг-экв%).

Таблица 2. Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$, %) в отложениях ледового комплекса Западного Таймыра

Место отбора пробы	Возраст и генезис	Состав	$C_{\text{орг}}$, %	Количество образцов
Ск-3	ds, IIIV	Супеси	1,6–2,1	4
Ск-5	aIII–IV	Пески, супеси	0,6–2,0	4
Кр	dsIII–IV	Суглинки, супеси	1,2–1,8	4
Д	dsIII–IV	Супеси	0,6–1,2	6

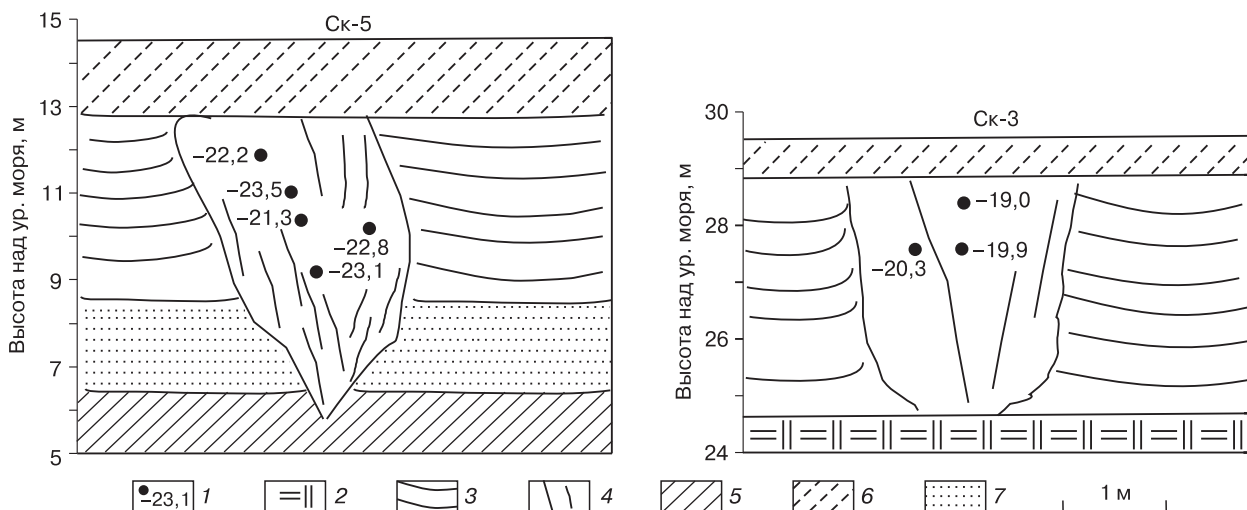


Рис. 3. Схема опробования полигонально-жильного льда и содержание изотопов кислорода в районе м. Сопочная Карга (Ск-3, Ск-5).

1 – содержание $\delta^{18}\text{O}$, ‰; 2 – торф; 3 – шлиры льда; 4 – полигонально-жильный лед; 5 – суглинки и глины; 6 – супеси; 7 – пески.

Таблица 3. Химический состав и минерализация сингенетических полигонально-жильных льдов Западного Таймыра

№ п/п	Место отбора пробы	Глубина, м	Общая минерализация, мг/л	Содержание ионов, $\frac{\text{мг-экв/л}}{\text{мг-экв\%}}$					
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}
<i>Сопочная Карга</i>									
1	Ск-3	3,0	22,0	4,87	2,06	9,76	1,88	2,82	0,66
				40,3	12,6	47,1	27,1	52,6	20,3
2	Ск-5	4,0	211,5	0,126	0,171	2,4	0,66	1,33	0,78
				4,7	6,3	89,0	23,7	48,0	28,3
<i>Диксон</i>									
3	Д-1	3,0	360,5	2,02	0,25	3,6	0,77	3,04	1,27
				21,1	5,1	73,8	15,2	59,8	25,0
4	Д-2	4,0	80,8	0,82	0,12	0,32	0,80	0,204	0,25
				65,2	9,5	25,3	63,8	16,2	20,0
5	Д*	1,0	63,5	0,64	0,08	0,272	0,50	0,39	0,05
				64,8	7,8	27,4	53,4	41,6	5,0

* Современная растущая жила над жилой Д-2 (см. рис. 5).

Таблица 4. Изотопные характеристики образцов сингенетического полигонально-жильного льда и современного снежника (Западный Таймыр)

Место отбора пробы	Глубина, м	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}$, ‰			δD , ‰			d, ‰		
			макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.	макс.	мин.	сред.
Ск-3	3,0	3	-19,0	-20,3	-19,8	-140,6	-150,4	-146,2	12,2	11,7	11,4
Ск-5	4,0	5	-24,5	-24,8	-24,6	-187,5	-191,2	-189,6	8,2	6,9	7,4
Кр	3,0	18	-22,0	-23,5	-22,6	-167,7	-179,7	-172,2	9,9	5,2	8,7
Д-1	3,0	8	-24,3	-26,8	-26,1	-184,7	-205,0	-200,1	9,7	8,4	9,0
Д-2	4,0	9	-20,1	-21,7	-20,7	-150,4	-160,9	-154,6	13,0	10,1	11,2
Мыс Кузнецовский (снег)	0,0	1	-	-	-20,8	-	-	-156,3	-	-	10,5

Криогенная текстура супесей поясковая, песков – массивная. Лedyистость супесчано-песчаной пачки уменьшается с глубиной. Влажность пылеватых супесей достигает 80 %, а на контакте с глинами гравелистые пески содержат уже в 4 раза меньше влаги (20 %). Ledyистые глины, суммарная влажность которых составляет 53 %, имеют сетчатую криогенную текстуру.

В разрезе присутствуют ПЖЛ мощностью 10 м. Нижние узкие части жил проникают в глины на 0,5–1,0 м, в верхней супесчаной части разреза жилы расширяются, их ширина составляет около 2 м. Там, где ледяные жилы уходят под уровень залива, на пляже и мелководье прослеживаются четко выраженные узкие промоины глубиной 0,5 м по оттаявшим жилам.

Минерализация жильного льда составляет 211,5 мг/л, среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион, среди катионов – кальций (см. табл. 3). Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) ПЖЛ изменяется в узких пределах – от $-24,8$ до $-24,5$ ‰ (см. табл. 4), оставаясь постоянным по разрезу одной жилы.

Разрез около устья реки Крестьянка (Кр). Ледовый комплекс мощностью 10–12 м вскрывается на склонах казанцевской террасы на абсолютных высотах 40, 18 и 12 м в районе устья р. Крестьянка (см. рис. 1). О широком распространении ПЖЛ в отложениях пологих склонов можно судить по бугристому рельефу, образовавшемуся при оттаивании верхних частей жил. Отложения ледового комплекса перекрыты метровым слоем сильнольдыстого суглинка темно-серого с

коричневым оттенком, однородной структуры. На верхнем контакте с ледяной жилой отложения представляют типичный переходный слой мощностью 0,2 м. Вмещающие ледяные жилы отложения пылеватые, количество пылеватых частиц в некоторых частях разреза составляет 72 % (см. рис. 2). Содержание органического углерода достигает 1,2–1,8 % (см. табл. 2). Порода сильнольдыстая с влажностью 76–86 %. Криогенная текстура поясковая, расстояние между поясками и толщина поясков от 2 до 50 мм. Криогенная текстура внутри поясков льда микрошлировая, сетчатая и атакситовая. На боковом контакте жил с вмещающими породами отмечается галечное обрамление. Вниз по разрезу ледовый комплекс подстилается бурными глинами, ниже – засоленными серыми глинами, плотными, пластичными и разнозернистыми слоистыми песками. Контакт ледового комплекса и подстилающих глин эрозийный. Степень засоления песков составляет 0,1 %, а в глинах достигает 0,4–0,6 %, состав солей хлоридно-натриевый, что характерно для осадков, сформировавшихся в морских условиях. Бурные глины видимого льда не содержат и, скорее всего, подвергались оттаиванию и повторному промерзанию, на что указывает ожелезнение по оттаявшим ледяным включениям. Криогенная текстура нижележащих серых песчано-глинистых отложений массивная.

Видимая мощность ПЖЛ более 9 м. Расстояние между жилами 8–10 м, ширина жил по верху 2,4–3,5 м. Лед в жилах мутный с включениями минеральных частиц и мелкого гравия. Вертикальная полосчатость обусловлена чередованием слоев с включениями минеральных частиц и чистого льда.

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) ПЖЛ в районе устья р. Крестьянка изменяется от $-23,5$ до $-22,0$ ‰ (см. табл. 4). В пределах одной жилы изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) от оси жилы к ее боковым границам и вниз по вертикали становится более легким (рис. 4).

Разрезы у пос. Диксон (Д-1, Д-2). В 2 км к северу от пос. Диксон в береговом обрыве высотой 4–10 м, сложенном ледовым комплексом, перекрытым торфом толщиной 0,5–1,0 м, на протяжении 500 м на разных высотах вскрываются ПЖЛ. Часть жил имеет 2–3-ярусное строение. Мелкие жилы льда мощностью до 1,0 м и толщиной до 0,5 м начинаются от поверхности, растут в торфе и проникают в более крупные жилы.

Отложения, вмещающие крупные жилы (ледовый комплекс), однородны и состоят из частиц размерности пылеватой фракции. Количество пылеватых частиц в породе увеличивается с глубиной от 82 до 96 % (см. рис. 2). Содержание органического углерода составляет 0,6–1,2 % (см. табл. 2).

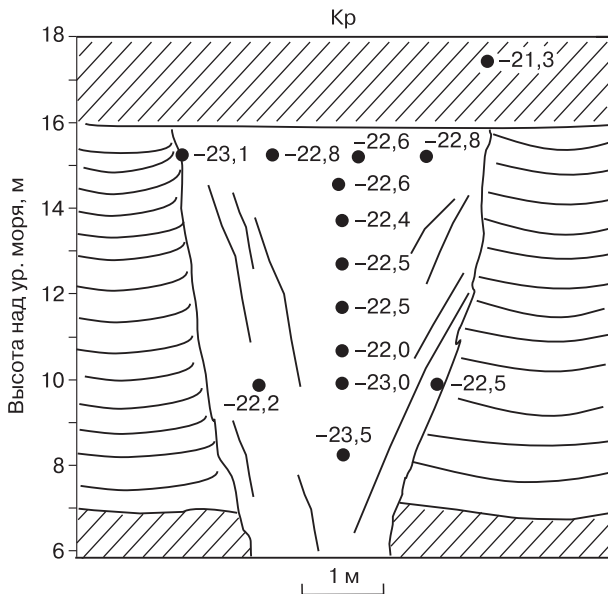


Рис. 4. Схема опробования и результаты изотопно-кислородного анализа полигонально-жильного льда в районе устья р. Крестьянка (Кр).

Обозн. см. на рис. 3.

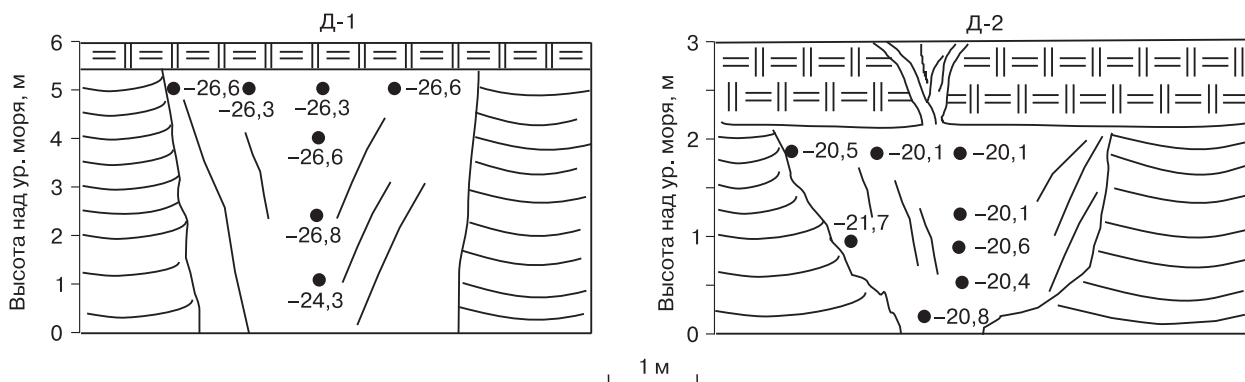


Рис. 5. Схема опробования и результаты изотопно-кислородного анализа полигонально-жильного льда в районе пос. Диксон (Д-1, Д-2).

Обозн. см. на рис. 3.

Отложения сильнольdistые (суммарная влажность более 86 %) с ритмично-слоистой (поясковой) криогенной текстурой, характерной для сингенетических отложений. Толщина поясков 0,5–1,0 см, расстояние между ними от 3 до 12 см. Криотекстура между поясками – массивно-мерзлая, а вблизи поясков – микролинзовидно-слоистая. Вниз по разрезу льдистость уменьшается, а криотекстура близка к массивной. На участках примыкания шпиров к ледяным жилам пояски загнуты вверх или вертикальные.

Основания жил уходят под уровень моря, и их продолжение можно проследить по узким (0,1–1,0 м), неглубоким (0,5 м) бороздам на пляже и мелководье, вытянутым в сторону моря. Исследованы две жилы на разных высотах над уровнем моря (рис. 5). Первая крупная (разрез Д-1) вскрывается в обрыве высотой 6,0 м, ее видимая мощность составляет 5,5 м. Вторая жила, меньшая по размеру (разрез Д-2), находится в 100 м к северу от первой, в сниженной части берегового обрыва высотой 3 м. Жила имеет оплавленную и частично срезанную верхнюю часть.

Ширина первой ледяной жилы (Д-1) по верху составляет 6 м. Лед чистый, без примесей, молочно-белого цвета. Расстояние до соседних крупных жил 8–10 м. Вмещающие жилу отложения – однородные алевриты – не содержат крупных видимых включений органики и сильно ожелезнены.

Ширина второй ледяной жилы (Д-2) в верхней части 4 м. Расстояние между соседними жилами менее 4–5 м. Лед в жилах полосчатый: субвертикальные четкие слои обусловлены разной концентрацией примесей, которые придают льду характерный желтовато-коричневый цвет. Расстояние между прослоями с примесью и чистым льдом от 0,01 до 0,60 м.

Вмещающие жилу отложения те же однородные алевриты, но с ббольшим количеством торфа и

фрагментами древесины (корешками, щепками, стволами) намывного происхождения. По результатам радиоуглеродного датирования (*устное сообщение* Е.А. Слагоды и О.Л. Опокиной) возраст торфяных включений на глубине 1,8 м от поверхности составляет (3460 ± 100) лет (СОАН-7587), а древесины – (4670 ± 90) лет (СОАН-7588).

Результаты изотопного и химического состава льдов из трех жил на участке термоабразионного берега приведены в табл. 3, 4. Минерализация льда и содержание ионов (хлора, гидрокарбоната, сульфата и кальция) изменяется в широких пределах – от 63,5 до 360,5 мг/л (см. табл. 3).

Результаты анализа изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ и δD показывают, что значения изменяются в диапазонах от $-26,8$ до $-20,1$ ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) и от $-205,0$ до $-150,4$ ‰ (δD) в разных жилах, оставаясь близкими внутри одной жилы (см. табл. 4, рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопный состав ПЖЛ был детально исследован на трех участках, где они характеризуются разным содержанием $\delta^{18}\text{O}$ и δD .

Сингенетические ПЖЛ в отложениях ледового комплекса, залегающего на склоне водораздельной поверхности в районе п/с Сопочная Карга, характеризуются наиболее тяжелым изотопным составом, для которых диапазон изменения $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-20,3$... $-19,0$ ‰ и может считаться типичным для жильных льдов голоценового возраста этого региона. Ледовый комплекс формировался в голоценовое время, что подтверждают датировки нижележащего торфяного горизонта и близкие значения изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ и современного снежника ($-20,8$ ‰) в районе м. Кузнецовский (см. рис. 1). Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD для голоценовой жилы в районе м. Сопочная Карга хорошо согласуются со значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD для голоценовых жил в районе оз. Лабаз

и м. Саблера, где диапазон изменения изотопов в голоценовых жилах составил $-20,6...-20,1\%$, такие же значения имеют и современные ростки голоценовых жил [Чижов и др., 1997; Деревягин и др., 1999].

Для того чтобы интерпретировать результаты определений $\delta^{18}\text{O}$ и δD в природных льдах и водах, обычно выполняется анализ параметров (отношений между концентрациями изотопов) и масштаба отклонения анализируемых точек на диаграмме от глобальной линии метеорных вод (GMWL). Мерой такого отклонения служит избыток дейтерия (d-excess): $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [Dansgaard, 1964]. К настоящему времени вопросы интерпретации d-excess как палеоклиматического индикатора находятся лишь в стадии разработки, они применяются при анализе данных ледниковых кернов Гренландии и Антарктиды [Jouzel et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Hoffman et al., 1998; Jouzel et al., 2007].

Точки, характеризующие изотопный состав голоценовой жилы (Ск-3) ледового комплекса в районе п/с Сопочная Карга, соответствуют значениям параметра d от 11,7 до 12,2 ‰ (см. табл. 4), а для современного снежника в районе м. Кузнецовский $d = 10,5\%$. В голоцене в морозобойные трещины поступала талая снеговая вода и в них замерзала. При этом процессы криогенного и испарительного фракционирования практически отсутствовали. Это подтверждается ультрапресным составом жильного льда (см. табл. 3).

Рост сингенетических жил происходил одновременно с заполнением пылеватыми осадками термокарстовой озерной депрессии, сформировавшейся в климатический оптимум голоцена. Большую роль при этом играли эоловые процессы, приносившие тонкую пыль с поверхностей водоразделов. На это указывает примесь зерен размерности пыли, имеющих форму крыла.

Формирование песков и супесей второй террасы р. Енисей, вмещающих сингенетические ПЖЛ, происходило в условиях позднеплейстоценовой сартанской регрессии моря, когда русло Енисея выдвигалось к северу более чем на 300 км [Stein, 2002]. Похожие песчаные отложения, образование которых началось в сартанское время и завершилось в голоцене, описаны в нижнем течении р. Енисей, в 7,8 км ниже устья р. Сухая Дудинка [Антропоген..., 1982, с. 136]. Здесь в обрыве высотой 17 м, на глубине 3,2 м мелкозернистые пески с криогенными нарушениями перекрыты тонкими песками с линзами намывного мохово-травянистого детрита с датировками ($11\,580 \pm 260$) лет (ГИН 2578).

Сингенетические ПЖЛ, вскрывающиеся в 15-метровых береговых обрывах уровня второй террасы, характеризуются более легким изотопным составом по сравнению с голоценовыми ПЖЛ. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD изменяются в срав-

нительно узких диапазонах ($-24,8...-24,5\%$ и $-191,2...-187,5\%$ соответственно), что может свидетельствовать о неизменности климатических условий во время формирования сингенетической части жилы. Точки, характеризующие изотопный состав льдов уровня второй террасы, находятся ниже линии метеорных вод и соответствуют значению параметра $d < 10\%$ (d изменяется от 6,9 до 8,2 ‰). По изотопным параметрам данные ПЖЛ близки к позднеплейстоценовым сартанским ПЖЛ, изученным в районе озер Лабаз и Таймыр [Чижов и др., 1997; Деревягин и др., 1999]. Вместе с тем низкие значения d-excess характерны для дождевых и поверхностных вод, подвергавшихся испарительному фракционированию. Химический состав ПЖЛ также отличается от голоценовых льдов. Количество солей во льду возрастает в десятки раз. Участие в питании растущих полигонально-жильных льдов поверхностных вод во время весенних половодий и увеличение пылеватых частиц вверх по разрезу от русловой фации к пойменной характерно для поймы крупной реки.

Сингенетические ПЖЛ на склонах водораздельных уровней в районе устья р. Крестьянка также характеризуются более легким по сравнению с голоценовыми жилами изотопным составом и близки по содержанию к ПЖЛ в береговых обрывах второй террасы. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD изменяются в диапазонах от $-23,5$ до $-22,0\%$ и от $-179,7$ до $-167,7\%$ соответственно. В пределах одной жилы не наблюдается изменений изотопного состава льда как по вертикали, так и от центра жилы к краям. Точки, характеризующие изотопный состав льдов, находятся справа от GMWL и соответствуют значению параметра $d < 10\%$ (d изменяется от 5,2 до 9,9 ‰). Как уже отмечалось, это характерно для дождевых и поверхностных вод, подвергавшихся испарительному фракционированию. Участие в питании растущих полигонально-жильных льдов поверхностных вод возможно на участках склонов, с которых сдувался снег. Это приводит к утяжелению изотопного состава льда по сравнению с талыми снеговыми водами и снижению значений d-excess. В то же время существенные изменения значений d, наблюдаемые в ПЖЛ в голоцене, по сравнению с предшествующим холодным сартанским временем имеют не локальный, а региональный характер. Такие же изменения параметра d при переходе от позднего плейстоцена к голоцену были установлены и для расположенного восточнее района моря Лаптевых. Одним из возможных объяснений этому может служить изменение атмосферной циркуляции в регионе на рубеже позднего плейстоцена и голоцена [Meyer et al., 2002].

На участие склоновых процессов в формировании отложений, вмещающих льды, указывает неоднородный по сравнению с другими участками

состав пород (количество пылеватых частиц изменяется от 20 до 70 %, см. рис. 2), а также их повышенная минерализация. Для ледяных жил характерно галечное обрамление. В верхних частях склонов в отложениях присутствуют морские соли, что указывает на близкое переотложение материала по склону, за время которого породы не потеряли седиментационные соли. Степень засоления дисперсных пород достигает 0,1 %, среди анионов преобладают ионы хлора и гидрокарбоната, а среди катионов – натрий. Соли водно-растворимых солей поступали при оттаивании и частичном рассолении отложений, залегающих выше по склону. Известно, что засоленные морские песчано-глинистые породы участвуют в геологическом строении водораздельных уровней Западного Таймыра до отметок 100 м [Данилов, 1978; Большаков, 2006].

Изотопный состав двух сингенетических жил в разрезе ледового комплекса в районе пос. Диксон различается почти на 7 ‰ (см. табл. 4), тогда как в пределах одной жилы вариации изотопного состава незначительны (Д-1, Д-2). В лишенном примесей молочного льда более крупной жилы диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ составляет –26,8...–24,3 ‰ (Д-1), здесь же отмечается незначительное облегчение изотопного состава льда по глубине и от центра к краям, отражающее климатические изменения в процессе формирования льда, смену холодных условий на более теплые. Это следует из существующих представлений о росте ПЖЛ, когда возраст льда увеличивается в направлении от оси жилы к ее боковым границам. Близкие диапазоны изменений $\delta^{18}\text{O}$ и последовательное облегчение изотопного состава от центральной части жилы к периферии характерны для позднеплейстоценовых сартанских жил м. Саблера [Деревягин и др., 1999]. Точки, характеризующие изотопный состав льда, соответствуют значению параметра $d < 10\%$ (d изменяется от 8,4 до 9,7 ‰).

В меньшей по размеру жиле (Д-2) в голоценовых отложениях, с более тяжелым изотопным составом $\delta^{18}\text{O}$ льда, параметр d изменяется от 10,1 до 13,0 ‰, что близко к значениям современного снежника. В желтовато-коричневом льду меньших по размерам жил (Д-2) состав солей и минерализация льда близки к таковым в молодой растущей в торфе жиле (см. табл. 2). Минерализация молочного-белого ПЖЛ (Д-1) составила 360,5 мг/л, что в 4 раза выше, чем во льду, образовавшемся в голоцене.

Тот факт, что близкорасположенные жилы различаются по изотопному составу, можно объяснить попаданием голоценовых вод в верхнюю часть оттаявших древних жил в конце сартанского – начале голоценового времени, когда климат стал меняться [Коняхин и др., 1996]. Ю.К. Васильчук [2006] объясняет такие резкие изменения

изотопного состава в жильных льдах циклично-пульсирующим механизмом их роста. На разные условия формирования жил указывает цвет льда, количество примесей, а также химический состав. Переход от субаэральным условиям к субаквальным подтверждают включения намывной органики во вмещающих ледяных жилах отложениях в сниженной части разреза.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

На основе полученной Ю.К. Васильчуком [1992] простой линейной зависимости между средней температурой января ($t_{я}$) и изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{ж}$) в ПЖЛ была определена средняя температура января во время формирования ледового комплекса: $t_{я} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{ж} (\pm 3\text{ }^{\circ}\text{C})$.

Изотопно-температурные расчеты показывают, что январские температуры в районе Диксона понижались до $-(40 \pm 3)\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это примерно на $12\text{--}15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже среднеянварских температур воздуха за весь период наблюдений с 1917 г. (по данным метеостанции Диксон ее величина составляет $-25,5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Расчет среднеянварской температуры воздуха по той же формуле показал, что для восточных районов Таймыра (район м. Саблера), зимние температуры 18 тыс. лет назад были такими же суровыми или немного ниже [Деревягин и др., 1999].

Верхнеплейстоценовые ПЖЛ в голоценовый оптимум могли частично или полностью деградировать. В результате голоценовой трансгрессии уровень моря поднялся на 5–6 м [Каплин, Селиванов, 1999]. Рост жильного льда прекратился, а осадконакопление сменилось на субаквальное. Переход к субаэральным условиям происходил во второй половине голоцена. Море регрессировало до современного уровня, а формирование жильных льдов на суше возобновлялось. Таким образом, талые снеговые воды с более тяжелым изотопным составом, характерным для голоцена, попадали по трещинам в более древние жилы и/или их надстраивали. Средние температуры января при этом были выше сартанских (согласно имеющимся изотопным данным), но на $2\text{--}4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже современных.

В голоцене сменился также источник (или источники) влаги, формирующий осадки. На возрастание влияния моря указывает увеличение количества хлор-иона в составе ледяных жил в районе пос. Диксон. Содержание гидрокарбонат-ионов в древних позднеплейстоценовых жилах составляет 73,8 мг-экв%, а хлор-ионов не превышает 21,1 мг-экв%, тогда как в голоценовых льдах преобладают хлор-ионы (65,2 мг-экв%) и ионы натрия и калия (63,8 мг-экв%) (см. табл. 3). Тогда же формируются голоценовый ледовый комплекс и жиль-

ные льды в районе м. Сопочная Карга. Январские температуры здесь опускались до -30°C и были близки к современным значениям.

Накопление, промерзание отложений и формирование ПЖЛ второй террасы р. Енисей в районе м. Сопочная Карга проходило в условиях суровых зим позднего плейстоцена, когда температура января опускалась до $-34\text{...}-40^{\circ}\text{C}$. В таких же суровых условиях формировались отложения ледового комплекса на склонах водоразделов в районе устья р. Крестьянка.

В то же самое время ледовый комплекс с мощными ПЖЛ формировался в Западной Сибири, на западном и восточном побережье Ямала [Каневский и др., 2005; Васильчук, 2006; Forman et al., 2002], на Центральном Ямале, Гыданском п-ове [Болеховский, 1987]. Накапливались верхние части разрезов с ПЖЛ на мысе Саблера [Антропоген..., 1982; Деревягин др., 1999] и в районе оз. Лабаз [Siebert et al., 1999].

ВЫВОДЫ

В конце плейстоцена и во второй половине голоцена на Западном Таймыре формируются отложения типа ледового комплекса, включающий полигонально-жильные льды. Состав отложений ледового комплекса отличается высоким содержанием органики, однородностью, преобладанием пылеватых частиц (до 80 %). Жильные льды формировались одновременно с накоплением вмещающих их осадков. На это указывает морфология ледяных жил и особенности криогенного строения вмещающих отложений (высокая льдистость, поясковая криогенная текстура).

Криолитологические особенности разрезов показывают различные условия формирования ледового комплекса: при участии склоновых, аллювиальных и эоловых процессов.

Установлена дифференциация изотопного состава сингенетических жил разного возраста. Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}\text{O}$) позднеледниковых жил в среднем на 6 ‰ легче голоценовых, что позволяет предположить крайне суровые климатические условия их формирования.

Авторами установлено, что в районе пос. Диксон в позднеледниковое (сарганское) время январские температуры опускались до -40°C , что на $12\text{--}15^{\circ}\text{C}$ ниже современных январских температур.

Льды мощностью 10–12 м начали формироваться в конце позднего плейстоцена и занимали часть осушающегося шельфа. В это же время формировались ПЖЛ второй террасы р. Енисей, долина которой выдвигалась далеко на север [Stein et al., 2002].

Голоценовая морская трансгрессия и потепление климата привели к деградации ПЖЛ под

дном Енисейского залива, смене осадконакопления и термокарсту на суше.

Голоценовое похолодание 5000–4000 лет назад привело к морозобойному растрескиванию, при этом льды частично надстраивают реликтовые позднеледниковые жилы. Формируется голоценовый ледовый комплекс, который залегают плащеобразно, вблизи водоразделов, на склонах; он заполняет древние термокарстовые цирки по пластовым льдам и озерные термокарстовые котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Ведущие научные школы РФ” (проект НШ-500.2008.5) и программ РАН “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология” и “Эволюция криосферы в условиях меняющегося климата”.

Литература

- Антропоген Таймыра** / Отв. ред. Н.В. Кинд, Б.Н. Леонов. М., Наука, 1982, 184 с.
- Болеховский В.Ф.** Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода: К XII конгрессу ИНКВА (Канада, 1987). М., Наука, 1987, с. 128–135.
- Большаков Д.Ю.** Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб., ААНИИ, 2006, 296 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлунрполиграфиздат, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Полигонально-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.
- Вторин Б.И.** Криогенное строение четвертичных отложений в низовьях Енисея // Материалы науч.-техн. конф. ПНИИИС 1966 г. М., ПНИИИС, 1966, с. 177–180.
- Вторин Б.И.** Залежеобразующие подземные льды в низовьях Енисея // Тр. ПНИИИС. М., 1972, т. XVIII, с. 175–182.
- Данилов И.Д.** Мерзлотно-фаціальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, вып. 1, с. 93–105.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 198 с.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С. и др.** Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 3, с. 41–49.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.** Берега. М., Мысль, 1991, 479 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О.** Изменение уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М., ГЕОС, 1999, 299 с.

- Карпов Е.Г.** Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск, Наука, 1986, 133 с.
- Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов: Учеб. пособие. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, 156 с.
- Подборный Е.Е.** Время и интенсивность образования морозобойных трещин // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, т. VII, с. 132–140.
- Прик З.М.** Климатическое районирование Арктики // Тр. ААНИИ. Л., 1971, т. 304, с. 72–84.
- Сакс В.Н.** Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии // Тр. НИИГА. М., 1951, т. 14, с. 167–282.
- Сакс В.Н., Антонов К.В.** Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // Тр. ГГУ Главсевморпути, 1945, вып. 16, с. 56–117.
- Свиточ А.А.** Морской плейстоцен побережий России. М., ГЕОС, 2003, 362 с.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др.** Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 3, с. 14–28.
- Троицкий В.А.** Материалы по динамике юго-восточных берегов Карского моря // Геоморфология, 1977, № 1, с. 82–86.
- Троицкий С.Л.** Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966, 207 с.
- Чижев А.Б., Деревягин А.Ю., Симонов Е.Ф. и др.** Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 3, с. 79–84.
- Dansgaard W.** Stable isotope in precipitation // Tellus, 1964, No. 16, p. 436–468.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. et al.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // Nature, 1993, vol. 364, No. 6434, p. 218–220.
- Hoffman G., Stievenard M., Jouzel J.** Deuterium excess record from Central Greenland // Isotope Techniques in the Study of Environmental Change: Proc. Vienna, IAEA, 1998, p. 591–602.
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V. et al.** Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res., 2002, vol. 21, p. 1–12.
- Jouzel J., Merlivat L., Lorius C.** Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the ocean surface during the last glacial maximum // Nature, 1982, vol. 364, No. 6436, p. 407–412.
- Jouzel J., Stievenard M., Johnsen S.J. et al.** The GRIP deuterium-excess record // Quatern. Sci. Rev., 2007, vol. 26, p. 1–17.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch., Hubberten H.-W.** Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung, 2002, vol. 70, p. 37–51.
- Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N. et al.** Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1999, p. 477–499.
- Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al.** Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // Polar Res., 2002, vol. 21(2), p. 315–322.

Поступила в редакцию
2 февраля 2009 г.