

РУБЕЖ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА – ОКОЛО 10 ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД – ВРЕМЯ КОРЕННОЙ СМЕНЫ ТИПИЧНЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Ю.К. Васильчук

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vasilch@geol.msu.ru, vasilch_geo@mail.ru*

На рубеже плейстоцена и голоцена (10 тысяч радиуглеродных лет назад) произошло коренное изменение геокриологической ситуации, что привело к смене наиболее типичных геокриологических образований. На обширном пространстве севера Евразии и Северной Америки завершилось формирование плейстоценовой синкриогенной формации – ледового комплекса едомного типа – и началось интенсивное накопление толщ голоценовой синкриогенной формации. Одним из самых надежных критериев для разделения позднего плейстоцена и голоцена являются криолитологические индикаторы. Криолитологическими индикаторами, присущими только позднему плейстоцену, служат едомные толщи и пластовые ледяные залежи. Наиболее мощные пластовые ледяные залежи формировались в позднем плейстоцене на территориях, где в настоящее время расположены морские террасы, сложенные засоленными грунтами. Криолитологическими индикаторами голоцена являются булгуньяхи (пинго), миграционные бугры пучения (пальза) и голоценовые повторно-жильные льды. Бугров пучения, имеющих возраст древнее голоценового, в мерзлом состоянии не зафиксировано.

Плейстоцен, голоцен, едома, пластовые ледяные залежи, повторно-жильные льды, булгуньяхи, миграционные бугры пучения

THE PLEISTOCENE–HOLOCENE TRANSITION (at 10 ka BP) AS THE TIME OF RADICAL CHANGES OF TYPICAL GEOCRYOLOGICAL FORMATIONS

Yu. K. Vasil'chuk

*Lomonosov Moscow State University,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vasilch@geol.msu.ru, vasilch_geo@mail.ru*

Geocryologic situation had changed radically at the Pleistocene–Holocene turn about 10 ka BP. This had led to the replacement of typical geocryologic formations. Accumulation of the Late Pleistocene syncryogenic formation “edoma” had been completed, and intense accumulation of Holocene syncryogenic formation began on the vast areas of North Eurasia and North America. Cryolithologic indicators have been the most reliable criteria for the Pleistocene–Holocene differentiation in permafrost. Edoma sediments with large syngenetic ice wedges and massive ice in salty ground have been the cryolithologic indicators specific exclusively for the Late Pleistocene. Cryolithologic indicators of Holocene are Holocene ice wedges, palsas and pingos. They have not been found in the Pleistocene.

Pleistocene, Holocene, edoma, massive ice, ice wedges, pingo, palsa

ВВЕДЕНИЕ

Термин плейстоцен (греч. πλειστοζ (плейстос) – наиболее, кайноζ (ценос/кайнос) – новый) предложен Ч. Лайелем в 1839 г. в качестве верхнего отдела четвертичной системы. Голоцен (греч. ὄλοζ (голос) – весь, кайноζ (ценос/кайнос) – новый) предложен Э. Огом и впервые принят на третьем геологическом конгрессе в 1885 г. в качестве верхнего отдела четвертичной системы.

Граница плейстоцена и голоцена была определена в 1966 г. Комиссией ИНКВА по голоцену в 10 000 радиуглеродных лет назад. В 2008 г. Комиссией ИНКВА по палеоклимату в качестве границы между плейстоценом и голоценом был при-

нят прослой в ледяном керне NorthGRIP в интервале 1491,60–1493,25 м. Это приблизительный возраст перехода от позднего дриаса к предбореалу – около 12 тыс. лет назад.

Одним из хороших критериев для разграничения плейстоцена и голоцена на севере Сибири может быть смена плейстоценовых разновидностей синкриогенной формации голоценовыми, наиболее ярко проявившаяся в завершении формирования толщ позднеплейстоценового ледового комплекса и широком накоплении голоценовых аласных, пойменных фаций синкриогенной формации [Васильчук, 1992].

ОБОСНОВАНИЕ ГРАНИЦЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Положение границы позднего плейстоцена и голоцена у разных исследователей варьирует от 12 до 7 тыс. лет назад [Нейштадт, 1971; Хотинский, 1977; Mörner, 1980; Васильчук, 1992; Васильчук, 2011].

М.И. Нейштадт [1971] предложил считать нижней границей голоцена время начала формирования древнейших автохтонных торфяников средней полосы европейской части России, непрерывно развивающихся от 14–12 тыс. лет назад до настоящего времени. Ч. Лайель сформулировал палеонтологический критерий разделения плейстоцена и голоцена: исчезновение крупных млекопитающих он отнес к периоду 7,5–6,5 тыс. лет назад.

Н.-А. Мёрнер исследовал переход от плейстоцена к голоцену на примере стратотипических разрезов южной Швеции. Ряд ^{14}C -датировок около 10 000 лет назад были получены в скважинах в Ботаническом саду г. Гётеборга и соседних озерах [Mörner, 1980].

Один из широко обсуждаемых сейчас стратотипов нижней границы голоцена исследован в керне ледникового купола в Центральной Гренландии [Walker et al., 2009]. Здесь граница между голоценом и плейстоценом установлена на рубеже $11\,700 \pm 99$ лет назад. Эта позиция сейчас поддерживается и международной комиссией по стратиграфии. Около этого уровня располагается маркирующий горизонт, наблюдаемый кроме Гренландии в Северной Европе и известный под названием “ведде-пенел” возрастом 10 400–10 300 радиоуглеродных лет или примерно 12 000 календарных лет [Борисов, 2010]. Образование пеплового горизонта связано с извержением и ныне действующего вулкана Катла на юге Исландии.

Одним из самых надежных критериев для проведения границы позднего плейстоцена и голоцена автору представляются криолитологические индикаторы, т. е. формирование наиболее типичных (или доминирующих) для данной эпохи криогенных образований. Примерно 10 000 лет назад произошла радикальная смена палеоклиматической и геокриологической ситуаций в криолитозоне. В результате сформировались геокриологические и криолитологические индикаторы, присущие только позднему плейстоцену и голоцену. К первым относятся едомные толщи и пластовые ледяные залежи, ко вторым – голоценовые повторно-жильные льды, булгуньяхи (пинго) и миграционные бугры пучения (пальза).

ТИПИЧНЫЕ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, СМЕНИВШИЕСЯ НА ГРАНИЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Криолитологические образования, присущие только позднему плейстоцену

Одним из важнейших событий, зафиксированных переходом от позднего плейстоцена к голоцену на всей территории севера Евразии и Северной Америки, было завершение формирования позднеплейстоценового едомного полигонально-жильного ледового комплекса – едомы и начало образования голоценовых полигонально-жильных комплексов – хасыреев, аласов, автохтонных торфяников, пойм и лайд.

Возраст едомных толщ. Автором проанализирован радиоуглеродный возраст самых молодых частей едомных толщ в опорных разрезах плейстоценовых полигонально-жильных комплексов Сибири и Северной Америки (табл. 1).

В верхней части Айонской едомы по органике Ю.К. Васильчуком [1992] была получена датиров-

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки наиболее молодых образцов органики из верхних горизонтов едомы

^{14}C -датировка, лет	Едомный разрез	Источник или автор
10 180 ± 80 (ГИН-4967)	о. Айон	Ю.К. Васильчук [1992]
10 190 ± 50 (КИА-32235)	о. Хершел	М. Fritz et al. [2012]
10 570 ± 120 (МАГ-559)	р. Шандрин	Д.К. Башлаев
10 720 ± 40 (КИА-36688)	прол. Дмитрия Лаптева	Т. Opel et al. [2011]
10 750 ± 90 (ЛУ-1666)	о. Котельный	В.М. Макеев
11 000 ± 80 (SNU02-143)	Феникс, верховья р. Колымы	Ю.К. Васильчук [2006]
11 342 – калибр. (КИА-33155)	мыс Барроу	Н. Meyer et al. [2010]
11 490 ± 80 (SNU02-130)	Плахинский яр, низовья р. Колымы	Ю.К. Васильчук и др. [2002б]
11 500 ± 210 (МАГ-137)	Мус-Хая, р. Яна	В.К. Рябчун
11 620 ± 90 (Hel-3942)	устье р. Сеяха (Мутная), п-ов Ямал	Ю.К. Васильчук и др. [2000]
13 600 ± 200 (SNU01-003)	Зеленый мыс, низовья р. Колымы	Ю.К. Васильчук и др. [2002б]

Примечание. Радиоуглеродная датировка 9890 ± 50 (КИА-39774) из верхней части разреза Дуваный яр [Strauß, 2010] и $9850 \pm 230/-220$ (КИА-33155), 9990 ± 80 (КИА-33156) из полигонального комплекса на мысе Барроу [Meyer et al., 2010] после калибровки также оказались старше 10 тыс. лет.

ка $10\,180 \pm 80$ лет (ГИН-4967) – это самая близкая к границе плейстоцена–голоцена датировка едомной толщи.

В разрезе о. Хершел описан парагенез пластового льда и сингенетических повторно-жильных льдов. Из верхней части вмещающих отложений получена также весьма близкая к границе плейстоцена–голоцена датировка едомной толщи $10\,190 \pm 50$ лет (КИА-32235).

На правом берегу р. Шандрин Д.К. Башлаев получил дату $10\,570 \pm 120$ лет (МАГ-559) из верхней части едомы на высоте 55 м над урезом, он же получил датировку $11\,680 \pm 100$ лет (МАГ-677) в верхней части едомы на побережье оз. Волчье.

На берегу пролива Дмитрия Лаптева из верхней части едомной толщи получено несколько ^{14}C -датировок [Wetterich et al., 2009; Opel et al., 2011]: $11\,995 \pm 50$ (КИА-35230), $11\,145 \pm 40$ (КИА-36686), из них самая молодая $10\,720 \pm 40$ лет (КИА-36688).

В верхних частях террас о. Котельный В.М. Макеевым и др. [1989] датированы едомные толщи – здесь по торфу получены даты от $12\,320 \pm 130$ лет (ЛУ-1763) до $10\,750 \pm 90$ лет (ЛУ-1666). Следовательно, накопление толщ ледового позднеплейстоценового комплекса на о. Котельный завершилось около 10 тыс. лет назад. Здесь были также исследованы торфяники, основание которых датировано от $10\,100 \pm 250$ лет (ЛУ-1684) до $9\,700 \pm 50$ лет (ЛУ-1745), это однозначно указывает на то, что практически сразу после завершения накопления едомных толщ на о. Котельный началось формирование аласов.

Полученная Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук AMS-датировка микровключений органики из верхней части ледяной жилы верхнего яруса в разрезе позднеплейстоценового полигонально-жильного комплекса Феникс [Васильчук, 2006] в щебнистых склоновых отложениях в среднегорье (на абсолютной высоте 412–434 м) $11\,000 \pm 80$ лет (SNU02-143) в полной мере подтвердила предварительное заключение автора [Васильчук, 1992] о завершении формирования полигонально-жильного комплекса здесь около 11 тыс. лет назад.

В разрезе полигонально-жильного комплекса мыса Барроу датированы микровключения из позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов [Meyer et al., 2010]. Получена серия ^{14}C , AMS-датировок, из которых самые молодые – $9850 + 230/-220$ лет (КИА-25659) и 9990 ± 80 лет (КИА-33155) – после калибровки дали даты $11\,342$ и $11\,525$ лет соответственно.

В разрезе Плахинский яр самая молодая ^{14}C , AMS-датировка из жильного льда составила $11\,490 \pm 80$ лет (SNU02-130) [Васильчук и др., 2002б].

В верхней части ледового комплекса Мус-Хая на Яне по сборам В.К. Рябчуна была получена датировка $11\,500 \pm 210$ лет назад (МАГ-137); торф в основании вложенного голоценового торфяника датирован 9830 ± 100 лет назад (МАГ-314).

В верхней части Сеяхинской едомы из вмещающих жильные льды отложений нами была получена датировка $11\,620 \pm 90$ лет назад (Hel-3942) [Васильчук и др., 2000].

В разрезе Зеленый мыс позднеплейстоценовые повторно-жильные льды завершили свое формирование, судя по прямым AMS-датировкам жильного льда [Васильчук и др., 2002б], после $13\,600 \pm 200$ лет (SNU01-003), а в разрезе Дуваный яр – после $14\,100 \pm 500$ лет (SNU02-004).

Радиоуглеродные датировки 9890 ± 50 лет назад (КИА-39774) из верхней части разреза Дуваный яр [Strauß, 2010] после калибровки также оказались старше 10 тыс. лет.

Таким образом, около 10 тыс. лет назад завершилось формирование ледового комплекса едомного типа на обширном пространстве севера Евразии и началось интенсивное накопление толщ голоценовой синкриогенной формации.

Переход от позднего плейстоцена к голоцену явно отразился на изотопном составе ледяных жил севера Западной Сибири, Северной Якутии и Чукотки. Значения $\delta^{18}\text{O}$ практически во всех регионах повысились в голоценовых жилах по сравнению с позднеплейстоценовыми на 4–8 ‰ [Васильчук, 1992, 2006].

Возраст пластовых ледяных залежей. Время формирования практически всех исследованных пластовых ледяных залежей (см. фотографию на обложке) приходится на плейстоцен, причем особенно активно они формировались в позднем плейстоцене, а голоценовых и тем более современных аналогов таким мощным ледяным залежам практически нет. Не существует сколько-нибудь сопоставимых по масштабу с позднеплейстоценовыми залежами (которые достигают мощности 20–45 м) не только сегрегационных льдов, но даже, например, погребенных льдов в краевых частях многих ледников.

Ранее многие исследователи полагали, что образование пластовых ледяных залежей в Западной Сибири относится к среднему плейстоцену на том основании, что они приурочены к оскольчатым суглинкам. Однако датирование как вмещающих пластовые льды отложений (в том числе и оскольчатых суглинков), так и непосредственно газовых включений или микровключений органики из пластовых льдов показало, что их образование происходило обычно в конце позднего плейстоцена [Васильчук, 2012].

Интересно датирование формирования пластовых ледяных залежей в толще третьей прибреж-

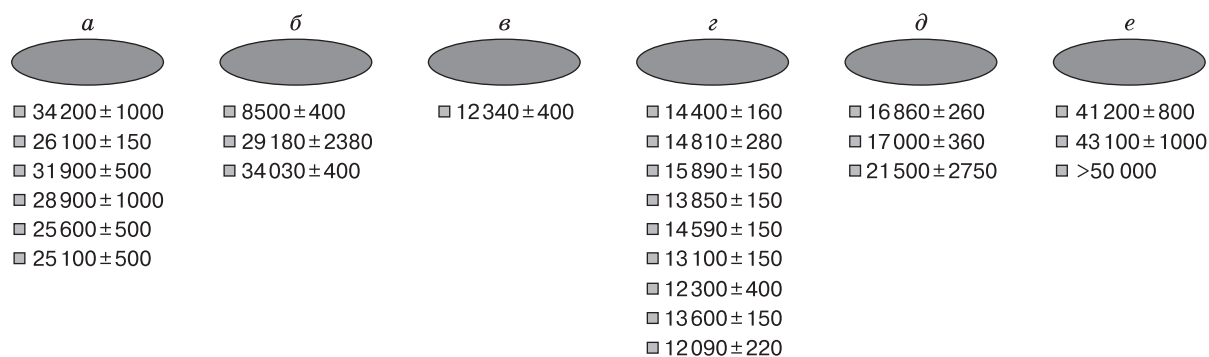


Рис. 1. Сопоставление данных радиоуглеродного датирования пластовых льдов в криолитозоне России:

a – в пределах Бованенковского ГКМ [Васильчук и др., 2009]; *б* – на оз. Тюринто [Данилов и др., 1992]; *в* – у пос. Таб-Саля [Карпов, 1986]; *г* – у пос. Гыда [Васильчук, 1992]; *д* – в долине р. Танюрер [Котов, 1998]; *е* – в обнажении Ледяная Гора [Астахов, Исаева, 1985; Карпов, 1986; Костяев и др., 1992].

но-морской террасы р. Сеяха (Мутная) в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (ГКМ) (рис. 1, *a*; табл. 2). В.И. Соломатин с соавторами [1993] привели данные радиотермолюминесцентного (РТЛ) датирования шести образцов грунта из скважин в диапазоне от 22 ± 7 тыс. лет (из песчаного горизонта, непосредственно подстилающего пластовые льды) до 197 ± 25 тыс. лет на больших глубинах. Судя по РТЛ-датировкам, формирование мерзлых пород, подстилающих пластовые льды в разрезе третьей морской террасы, могло произойти 30–22 тыс. лет назад [Соломатин и др., 1993]. С этими цифрами уверенно согласуются и полученные Ю.К. Васильчуком с соавторами [2009] результаты радиоуглеродного датирования растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей морской террасы (см. рис. 1, *a*; табл. 2).

Это позволяет считать, что суглинки, вмещающие и перекрывающие пластовые залежи, формировались от 25 до 20 тыс. лет назад и несколько позднее. Следует напомнить, что это период завершающего цикла позднелейстоценового криохрона, когда климатические условия, судя по изотопному составу повторно-жильных льдов, сформировавшихся в то время, были суровее современных.

Зимы, как было показано автором [Васильчук, 1992, 2006] на основе изотопного анализа синхронных тому времени сингенетических жил Центрального Ямала, были в среднем холоднее современных на 6–8 °С.

В глинах, вмещающих мощные пластовые залежи на оз. Тюринто (см. рис. 1, *б*), материалом для ^{14}C -анализа послужил сравнительно небольшой обломок древесины кустарникового типа, радиоуглеродный возраст которого $34\,030 \pm 400$ лет (МГУ-1011). В вышележащих песках анализировались аллохтонный торф и растительный детрит, образующие линзовидные прослои. Возраст этого органогенного материала оказался равен $29\,180 \pm 2380$ лет (МГУ-1118). В названные толщи, слагающие основной разрез террасовой поверхности, вложены торфяно-глинистые осадки термокарстовых котловин – хасыреев, возраст которых 8500 ± 400 лет (МГУ-1119), т. е. раннеголоценовый. Таким образом, время формирования террасы укладывается в диапазон от 35 до 20 тыс. лет назад [Данилов и др., 1992].

В обнажении Таб-Саля (см. рис. 1, *в*) на контакте голоценовых торфяников с подстилающими отложениями, в которых залегают мощные (более 15 м) пластовые льды, с глубины 4,3 м отобрана

Таблица 2. Радиоуглеродное датирование органического растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще III прибрежно-морской террасы р. Сеяха (Мутная) в пределах Бованенковского ГКМ [Васильчук и др., 2009]

Глубина/высота отбора, м	Датируемый материал	Лабораторный номер	^{14}C -возраст, лет
Высота 2,5 м от уреза воды в реке	Торф	ГИН-13311	$34\,200 \pm 1000$
Высота 2,0 м от уреза воды в реке	Торф	ГИН-13312	$26\,100 \pm 150$
Высота 2,0 м выше кровли пластового льда	Торф	ГИН-13313	$31\,900 \pm 500$
На глубине 1,1 м от поверхности, выше кровли пластового льда	Суглинок оторфованный	ГИН-13314	$28\,900 \pm 1000$
На глубине 10,3 м от поверхности	Суглинок оторфованный	ГИН-13326	$25\,600 \pm 700$
На глубине 1,3–1,4 м от поверхности	Суглинок оторфованный	ГИН-13327	$25\,100 \pm 500$

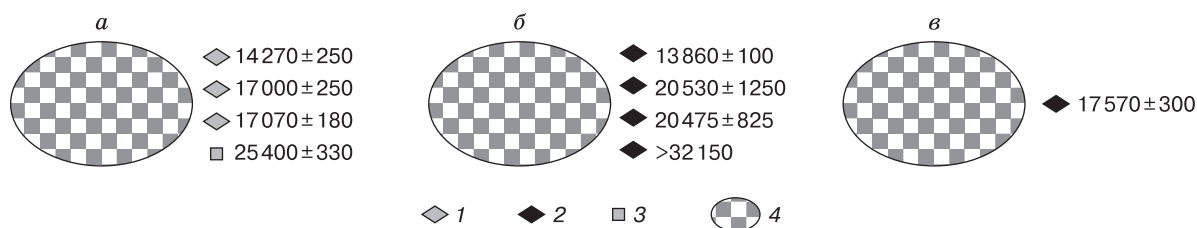


Рис. 2. Сопоставление данных прямого радиоуглеродного AMS-датирования пластовых льдов:

a – в дельте р. Маккензи [Kato, 1991]; *б* – на п-ове Пойнт [Moorman et al., 1998]; *в* – на о. Хершел [Moorman et al., 1996]; 1 – органика из пластового льда; 2 – газовые пузырьки из пластового льда; 3 – органика из песка под льдом; 4 – условный знак пластовой залежи, из которой датирован материал.

хорошо сохранившаяся древесина. Абсолютный ее возраст по ^{14}C равен $12\,340 \pm 400$ лет (ИМ-622), отсюда абсолютный возраст нижних слоев ленточных глин определяется примерно в 16 тыс. лет [Карнов, 1986].

Время аккумуляции толщи в устье р. Гыда (см. рис. 1, з) и образования пластов льда (вскрытых в виде четырех ярусов ледяных линз, мощностью более 0,5 м) и сингенетических жил в ней, судя по радиоуглеродным датам, не древнее 14–11 тыс. лет назад [Васильчук, 1992].

Прямое AMS-датирование пластовых льдов в криолитозоне Канады, выполненное по микровключениям органического материала и углероду в воздушных пузырьках, также продемонстрировало позднеплейстоценовый возраст пластовых льдов (рис. 2; табл. 3, 4).

На п-ове Пойнт в дельте р. Маккензи, в 4,5 км от Тактояктака, бурением вскрыт пластовый лед мощностью 14 м [Fujino et al., 1983]. Для установления возраста пластового льда методом AMS была датирована органика изо льда, извлеченная из керна в 1982 г., а также фрагменты древесины из перекрывающих лед отложений.

Впоследствии были датированы фрагменты древесины из льдистого песка в пос. Тактояктак. По органике изо льда с глубин 11,2, 21,2 и 21,5 м

получены ^{14}C -датировки 14 270, 17 000 и 17 070 лет соответственно (см. табл. 3).

Фрагменты древесины из перекрывающих лед отложений датированы в 7520 и 9880 лет [Kato, 1991]. Подстилающие лед пески (глубина 22 м) были датированы в 25 400 лет. Последняя датировка близка к полученной М. Фукудой датировке по древесине (9980 лет) из другой части перекрывающих лед отложений.

Б.Дж. Мурман с соавторами [Moorman et al., 1998] исследовали пластовую залежь на п-ове Пойнт, в 6 км к юго-западу от пос. Тактояктак. Поверхностные отложения полуострова представлены 2–10-метровой толщиной глинистого диамиктона, перекрытого мощным слоем дельтовых песков. Часто на контакте этих отложений залегают слоистые пластовые льды. Был исследован керн льда длиной 17,1 м. Радиоуглеродный возраст заключенных во льду газов колеблется от 14 до 32 тыс. лет (см. табл. 4). Ранее по этому разрезу были получены ^{14}C -датировки по вмещающим отложениям (14–17 тыс. лет).

Датирование еще ряда разрезов с пластовыми льдами на севере Канады подтвердило позднеплейстоценовый возраст пластовых ледяных залежей [Murton, 2009].

Таблица 3. Радиоуглеродные датировки органики из пластового льда и древесины из перекрывающих лед отложений, дельта р. Маккензи (Канада) [Kato, 1991]

Материал датирования	Глубина отбора*, м	^{14}C -возраст, лет	Лабораторный номер
Органика из пластового льда	11,2	$14\,270 \pm 250$	NUTA-594
	21,2	$17\,000 \pm 250$	NUTA-593
	21,5	$17\,070 \pm 180$	NUTA-589
Древесина из отложений над льдом	0,4	7520 ± 150	NUTA-561
	0,75	9880 ± 130	NUTA-563
Песок под льдом	22,0	$25\,400 \pm 330$	–

* Глубина отбора органики от кровли льда, древесины – от поверхности.

Таблица 4. Результаты радиоуглеродного AMS-датирования пузырьков газа пластового льда п-ова Пойнт [Moorman et al., 1998]

Номер образца	Глубина, м	Воздух, кг^{-1}	^{14}C -возраст, лет	Лабораторный номер
92-C1	1	23,3	$13\,860 \pm 100$	AA-13013
M4/5	3	25,5	$20\,530 \pm 1250$	AA-21173
M13	7	54,3	$>27\,200$	AA-21174
M22	11	60,4	$20\,475 \pm 925$	AA-21175
M32	17	198,0	$>32\,150$	AA-21176

Известны только единичные голоценовые аналоги пластовых залежей (существенно уступающие по масштабам плейстоценовым – на порядок и более). Это описанная Г.И. Дубиковым [2002] 4-метровая пластовая ледяная залежь в толще первой террасы на Харасавэйской площади. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ней составили $-10,6\%$, а значения δD равны -112% . Учитывая столь тяжелый изотопный состав и наши ^{14}C -датировки в разрезе первой морской террасы около 9 тыс. лет, этот пластовый лед можно считать голоценовым. Голоценовые гомогенные автохтонные сегрегационные пластовые залежи мощностью более 1,2 м разбурены М.А. Великоцким [2001] на береговом баре Печорского моря, приподнятом на 1–3 м над уровнем моря. Автохтонные голоценовые сегрегационные пластовые залежи мощностью 2 м были изучены также В. Поллардом и С. Робинсоном на ручье Хот Уэзер на п-ове Фошем в Канадской Арктике [Robinson, Pollard, 1998].

Криолитологические образования, присущие только голоцену

Наступление голоцена зафиксировано в криолитозоне Северной Евразии и Северной Америки началом формирования льдов в ядрах существующих сейчас булгунняхов (пинго) и выпуклых бугров на торфяных массивах (пальза).

Возраст булгунняхов (пинго). Практически все изученные пинго датируются поздним голоценом [Васьичук, Буданцева, 2010]. Даже масштабный пинго Айбюк (высотой 49 м, с мощным ледяным ядром, вскрытым на глубине 14,5 м), образование которого Ф. Мюллер [Müller, 1962] отнес к 10–7 тыс. лет назад, продолжает расти, а расчеты Дж. Росса Маккая, базирующиеся на темпах его роста в 1973–1983 гг., дают основания полагать, что его возраст не более 1000–1300 лет [Mackay, 1986, 1998].

Выполненное автором радиоуглеродное датирование торфа, перекрывающего минеральные отложения в разрезе булгунняха в долине р. Евояха, позволило установить, что пучение здесь происходило в два этапа: вначале по периферии бугра около 5000 лет назад, а затем в центральной части около 2500 лет назад [Васьичук, Буданцева, 2010].

Э. Бибус приводит радиоуглеродную датировку 1875 ± 470 лет назад, полученную для пинго на Шпицбергене и интерпретируемую им как минимальный возраст. Также на Шпицбергене, близ Адвентдалена Х. Свенссон для пинго получил ^{14}C -дату, равную 2650 ± 55 лет, и считает ее максимальным возрастом.

К. Йошикава датировал разрушающийся пинго Дельта (высотой 15 м) в Гренландии и получил две ^{14}C -даты: 3540 ± 60 лет (NUTA-3915) и 2840 ± 80 лет, показавшие, что рост и деградация пинго здесь произошли в последние 2,8 тыс. лет, а

пинго Фэн (высотой 10 м), расположенный выше и дальше от побережья, вырос и разрушился несколько раньше – в период от 6 до 3,5 тыс. лет назад [Yoshikawa et al., 1996].

Радиоуглеродное датирование растительных остатков в разрезе булгунняха Джангыскол на Алтае показало, что орешки осок в верхней части разреза (на глубине 1,2 м) датированы в 890 ± 30 лет (CURL 4836), веточки в гитии на глубине 1,9 м – 330 ± 29 лет (Utc-8467), ниже в гитии орешки осок на глубине 2,3 м датированы в 2310 ± 30 лет (CURL 4837), а остатки риччии – 7672 ± 46 лет (Utc-8355). Скорее всего, булгуннях Джангыскол начал формироваться несколько сотен лет назад [Blyakharchuk et al., 2008].

Таким образом, все существующие сейчас в мерзлом состоянии булгунняхы – голоценового возраста, и эти образования являются индикаторами голоцена.

Булгунняхов (пинго) плейстоценового возраста, сохранившихся в неразрушенном состоянии, на территории криолитозоны пока не встречено, хотя в ряде случаев встречены формы палеорельефа, которые связывают с возможным таянием крупных позднеплейстоценовых бугров пучения [Flemal, 1976; Gans, 1981; Dijk, 2010].

Признаки бывшего существования бугров пучения типа пинго описаны даже в ордовикских отложениях Саудовской Аравии [Vaslet, 1990], однако этот вывод пока гипотетичен.

Возраст бугров пучения на торфяниках (пальза). Бугры пучения на торфяниках, называемые миграционными буграми пучения, или пальза, имеют голоценовый возраст, при этом момент пучения (т. е. возраст непосредственно бугров) определяется датировкой из самой верхней части профиля гидрофильного торфа на границе низинного и верхового торфа, т. е. моментом перехода бугра из субаквальной стадии в субаэральную.

На европейской территории России получены радиоуглеродные датировки по перекрывающему торфу бугров пучения в диапазоне от 9750 до 780 лет, момент пучения датируется, как правило, 2–3 тыс. лет, иногда 5–6 и около 1 тыс. лет [Васьичук и др., 2002а, 2003].

Вблизи пос. Азовы и на юге Тазовского п-ова в Западной Сибири момент пучения характеризуется датами от 4900 до 1370 лет назад [Васьичук, Лахтина, 1986; Васьичук, 2008].

В Канаде многие бугры молодые, т. е. момент пучения моложе 1000 лет назад. Оценивая массив радиоуглеродных датировок Канады, можно отметить, что они подробны и представительны и свидетельствуют о том, что большинство бугров пучения в Канаде не старше 1000 лет. Самый молодой возраст пальза Канады составляет от 500 до 150 лет, есть и такие, у которых момент пучения определен более чем в 4 тыс. лет назад, более древние единичны, а доголоценовых совсем нет [Allard,

Rousseau, 1999; Payette, Delwaide, 2004; Asselin, Payette, 2006; Bhiry, Robert, 2006].

В Скандинавии торфонакопление было характерно для всего голоцена, начиная с 9800 лет назад, однако момент пучения большинства ныне существующих бугров варьирует от 3600 до 320 лет назад. Многочисленные исследования показали, что бугры пучения Скандинавии сформировались главным образом между 1000 и 500 лет назад. Здесь встречены и новообразования бугров пучения, возраст которых первые десятки лет и даже годы. Такие эмбриональные бугры встречены даже в самых южных районах Скандинавии [Seppälä, 2005, 2011].

Плейстоценовых миграционных бугров пучения (пальза) на территории криолитозоны пока не встречено, хотя описаны признаки былого существования бугров пучения типа пальза в пермских отложениях Антарктиды, в которых палеоботанические остатки сходны по составу с содержащимися в торфе истинными пальза, а состав изотопов углерода указывает на возможное существование многолетнемерзлых толщ [Krull, 1999]. Но это только одна из гипотез, объясняющая природу нарушений слоистости в отложениях, хотя автору она представляется интересной.

ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ПЕРЕХОДА ОТ ПЛЕЙСТОЦЕНА К ГОЛОЦЕНУ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Сложность определения времени перехода от плейстоцена к голоцену связана прежде всего с тем, что практически не существует разрезов отложений, которые бы формировались в позднем плейстоцене, а затем продолжили бы формирование в голоцене. Как сказано выше, к ним относятся мощные ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии, а также некоторых ледяных куполов на Арктических островах и четыре-пять горных ледников (Сахама, Дунде, Гулия и др.). Но ввиду сложности определения возраста льда, а также трудности выявления различий во льду, такое деление возможно только по изотопным данным. Изотопные данные для позднеледниковых и голоценовых льдов в ледниковых толщах действительно существенно различаются, но время перехода от изотопно более отрицательных к более положительным в разных ледяных ядрах существенно различается: в Антарктиде около 15 тыс. лет, в Гренландии около 12 тыс. лет. Есть еще непрерывные озерные керны, которые включают плейстоцен-голоценовую границу, но сами критерии для ее проведения в озерных ядрах пока слабо разработаны.

Подавляющее большинство эндо- и экзогенных образований различить во времени практически невозможно. Например, песчаные террасы одинаковы для любого временного периода; по-

тухший голоценовый вулкан не отличается от плейстоценового и т. д.

В этих условиях автору представляется более мотивированным решение комиссии ИНКВА по голоцену об определении нижней границы голоцена в 10 тысяч радиоуглеродных лет назад. И в этом плане такое четкое деление на позднеледниковые и голоценовые криогенные образования, приуроченное именно к рубежу в 10 тыс. лет назад, является хорошей демонстрацией объективности выбора этого временного рубежа в качестве границы между плейстоценом и голоценом.

Отметим, что повторно-жильное льдообразование в криолитозоне само по себе не связано со временем, оно активно происходило и в позднем плейстоцене, и в голоцене, наблюдается и на обширных пространствах современной криолитозоны. Однако столь физиономичные многоярусные жильные льды серого цвета, присущие позднеледниковым едомным толщам (это даже позволило говорить об особой криогенной формации ледового комплекса [Васильчук, Васильчук, 2011]), ни в голоценовых, ни в современных отложениях не встречаются. Для голоценовых жил более характерна явно выраженная вертикальная слоистость, коричневатый, желтоватый и белый цвет. Вертикальные масштабы их, как правило, на порядок меньше, чем у позднеледниковых. Следовательно, нужно говорить о весьма специфических особенностях природной среды в плейстоцене, способствовавших формированию мощных едомных толщ.

Ранее предполагалось, что типично голоценовым образованием, отличающимся от плейстоценовых криогенных и посткриогенных форм, являются отложения аласов или хасыреев. Однако сейчас становится очевидным, что аласы и хасыреи, скорее всего, формировались и ранее, хотя встречаются доголоценовые аласные толщи значительно реже, наиболее известны древние аласные комплексы Кулара [Васильчук, 1992], Дуванного яра [Васильчук, 2006], на притоке Индигирки р. Аллаиха и на берегах пролива Дмитрия Лаптева [Канлина, 2011].

Два любопытных факта могут приблизить решение проблемы формирования едомы и мощных залежей пластового льда. Первый заключается в том, что наиболее крупные залежи пластовых льдов приурочены к районам развития позднеледниковых морских трансгрессий, где сейчас широко распространены морские террасы, сложенные засоленными грунтами, таких как Западный Ямал, п-ов Гыданский, Восточная Чукотка, дельта р. Маккензи, морское побережье Юкона и т. п. Второй факт состоит в том, что районы распространения мощных едомных толщ пластовых ледяных залежей почти не пересекаются.

Причины таких резких различий в проявлении повторно-жильного льдообразования и фор-

Таблица 5. Сопоставление средних значений $\delta^{18}\text{O}$ в сингенетических позднелайстоценовых и голоценовых (включая современные) повторно-жильных льдах Сибири

Наименование опорного разреза	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	
	Поздний плейстоцен	Голоцен и настоящее время
Пос. Сеяха, Восточный Ямал	-24; -22	-19; -17
Мыс Саблера, Таймыр	-29,5; -26,5	-24; -22
Пос. Кулар, северо-запад Якутии	-32; -30	-26
П-ов Быковский, дельта р. Лены	-33; -31	-27; -21
О. Котельный	-29; -25	-21; -18
Воронцовский яр, север Якутии	-31,5; -30,0	-22
Плахинский яр, северо-восток Якутии	-33; -31	-26; -27
Зеленый мыс, северо-восток Якутии	-32; -31	-26; -24
Дуванный яр, северо-восток Якутии	-32; -31	-27; -25
Низовья р. Омолон, северо-восток Якутии	-30; -29	-27; -25
О. Айон, Чаун-Чукотка	-31; -29	-22; -20
Ледовый обрыв, юго-запад Чукотки	-28,5; -28,0	-20
Р. Тыалычима, центр Якутии	-30,5; -29,5	-24
Феникс, Магаданская область	-32; -30	-27; -25

мирования пластовых льдов в позднем плейстоцене от голоценовых образований пока не совсем ясны, можно лишь с уверенностью говорить, что различия эти, несомненно, связаны и с палеоклиматическими, и с палеоландшафтными флуктуациями.

Автору представляется, что значительная роль в различиях геокриологической ситуации принадлежит палеоклиматическим условиям. Это зафиксировано в очень значимой разнице изотопного состава, которая наблюдается в позднелайстоценовых и голоценовых (включая современные) повторно-жильных льдах.

Изотопные диаграммы повторно-жильных льдов, полученные автором в хорошо датированных позднелайстоценовых разрезах Сибири, позволили выполнить и палеотемпературные реконструкции [Васильчук, 1992, 2006].

Изотопно-кислородный состав в позднелайстоценовых жилах изменялся с запада на

восток на 8–10 ‰: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в Западной Сибири от -19 до -25 ‰, в Северной Якутии от -30 до -35 ‰, на севере Чукотки от -28 до -33 ‰, на юге Чукотки от -23 до -29 ‰ (табл. 5). Подобный же тренд (хотя и на фоне более высоких изотопных значений) отмечается с запада на восток и в современных повторно-жильных льдах.

Пересчет этих изотопных различий с помощью формул взаимосвязи изотопных характеристик жил ($\delta_{\text{жил}}^{18}\text{O}$) и среднезимних ($t_{\text{ср.з}}$), среднеянварских ($t_{\text{ср.я}}$) температур воздуха [Васильчук, 1992]:

$$t_{\text{ср.з}} = \delta_{\text{жил}}^{18}\text{O} \text{ и } t_{\text{ср.я}} = 1,5\delta_{\text{жил}}^{18}\text{O},$$

позволил оценить различия в зимних температурах воздуха в позднем плейстоцене и голоцене.

Средние температуры зимы в Сибири на протяжении 40–10 тыс. лет назад были на 6–8 °С ниже голоценовых и современных, и только на Чукотке, где геолого-географическая ситуация изменилась сильнее, они были ниже современных на 10–11 °С (табл. 6). Аналогичная ситуация наблюдается и со средними температурами января: на большей части Сибирской криолитозоны они были ниже голоценовых и современных на 10–12 °С, а на Чукотке в отдельных районах – на 14 °С.

Стабильность изотопного тренда, обусловленного доминированием над Сибирским побережьем атлантических воздушных масс на протяжении 40 тыс. лет позднелайстоценового криохрона [Васильчук, 1992], позволяет говорить о сохранявшемся в течение длительного времени характере атмосферной циркуляции на фоне существенно более низких зимних температур и, вероятно, более продолжительного зимнего периода.

Вполне возможно, что эти холодные и долгие зимы в позднем плейстоцене приводили к существенно более высокой ледовитости Арктики и, как представляется автору, к формированию длительно существовавшего (в течение ряда тысячелетий) прибрежного ледового покрова и шельфового ледника (типа мощного современного ледника Вард Хант вокруг о. Элсмир [Васильчук, 2011]). Это, в свою очередь, сильно влияло на процессы промерзания прибрежных районов, на повышенную ледо-

Таблица 6. Средние температуры зимы ($t_{\text{ср.з}}$) и января ($t_{\text{ср.я}}$) в позднем плейстоцене в сравнении с голоценовыми и современными значениями, °С

Район	$t_{\text{ср.з}}$		$t_{\text{ср.я}}$	
	40–10 тыс. лет назад	Голоцен и настоящее время	40–10 тыс. лет назад	Голоцен и настоящее время
Западная Сибирь (п-ова Ямал и Гыданский)	-22...-24	-15...-19	-33...-36	-23...-27
Средняя Сибирь (п-ов Таймыр)	-26...-29	-20...-21	-39...-43	-31...-33
Северная Якутия	-29...-33	-22...-25	-45...-48	-35...-40
Чукотка	-21...-31	-14...-20	-31...-44	-21...-29

витость озер, под которыми могли формироваться пластовые льды, и на образование мощных пластовых льдов в формировавшихся позднеплейстоценовых многолетнемерзлых породах.

Повышенная ледовитость Арктики также могла способствовать подпору северных рек, повышенной аккумуляции наносов и формированию в их долинах едомного комплекса.

Надо признать, что такое резкое разделение плейстоценовых и голоценовых криогенных образований на границе 10 тыс. лет назад – это весомый аргумент в пользу признания предложенной в середине 1960-х гг. оценки продолжительности голоцена в 10 тыс. лет.

Еще раз подчеркнем, что четкого разделения на плейстоценовые и голоценовые таких геологических образований, как едомные повторно-жильные и пластовые льды, с одной стороны, и бугры пучения – с другой, вне криолитозоны встретить практически невозможно.

ВЫВОДЫ

Установлено, что на рубеже плейстоцена и голоцена – 10 тысяч радиоуглеродных лет назад – произошла коренная перестройка геокриологической ситуации, это привело к смене наиболее типичных геокриологических образований.

1. На обширном пространстве севера Евразии и Северной Америки завершилось формирование плейстоценовой синкриогенной формации – ледового комплекса едомного типа, и началось интенсивное накопление толщ голоценовой синкриогенной формации.

2. Наиболее мощные пластовые ледяные залежи формировались в позднем плейстоцене на территориях, где сейчас расположены морские террасы, сложенные засоленными грунтами, в голоцене их образования практически не происходило.

3. Булгунняхи (пинго) и миграционные бугры пучения (пальза) являются голоценовыми, более древних бугров в мерзлом состоянии не зафиксировано.

Литература

Астахов В.И., Исаева Л.Л. О возрасте оледенения низовьев Енисея // Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 2, с. 438–440.

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Регион. геология и металлогения, 2010, № 41, с. 26–28.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. М., Изд. отдел теор. пробл. РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.

Васильчук Ю.К. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Ва-

сильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2008, 571 с.

Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук. Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. Учеб. пособие. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 228 с.

Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии. Ч. 2. Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2012, т. 1, 472 с.

Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Радиоуглеродное определение возраста булгунняха на месторождении Песцовое в северной части Западной Сибири // Инж. геология, 2010, № 2, с. 16–23.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Смена формаций ледового комплекса при переходе от плейстоцена к голоцену // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: Материалы VI общерос. конф. изыскат. организаций. М., ПНИИИС, 2011, с. 78–82.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине р. Усы // Докл. РАН, 2002а, т. 384, № 3, с. 395–401.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ¹⁴C-возраст, Бованенково, Центральный Ямал // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 5, с. 675–681.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д. и др. Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 1, с. 101–105.

Васильчук Ю.К., Ким Ч.Ч., Васильчук А.К. Радиоуглеродное AMS-датирование изотопных диаграмм позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов // Докл. РАН, 2002б, т. 383, № 3, с. 390–396.

Васильчук Ю.К., Лахтина О.В. Развитие торфяных бугров в северных районах Западной Сибири в голоцене // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 123–128.

Васильчук Ю.К., Плихт ван дер Й., Васильчук А.К., Юнгнер Х., Соннинен Э. Первые радиоуглеродные датировки сингенетических позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 1, с. 114–117.

Великоцкий М.А. О пластовых льдах на песчаных косах Печорского берегового бара // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 148–154.

Данилов И.Д., Парунин О.Б., Марьенко В.А., Чугунов А.Б. Возраст мерзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 118–124.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Капина Т.Н. Древние аласные комплексы Северной Якутии (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 2, с. 3–13.

Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск, Наука, 1986, 134 с.

Костяев А.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М., Сурков А.В. РТЛ-возраст и условия образования отложений и пластового льда в опорном разрезе Ледяная Гора (нижний Енисей) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 125–132.

- Котов А.Н.** Криолитогенные гряды в долине р. Танюер (Чукотка) // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 62–71.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.В. и др.** Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода. М., Наука, 1989, № 58, с. 58–69.
- Нейштадт М.И.** О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. М., Наука, 1971, с. 7–13.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В.** Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциол. исслед., 1993, вып. 77, с. 139–149.
- Хотинский Н.А.** Голоцен северной Евразии. Опыт транс-континентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М., Наука, 1977, 198 с.
- Allard M., Rousseau L.** The internal structure of a palsa and peat plateau in the Riviere Boniface region, Quebec: inferences on the formation of the ice segregation // Geograph. Physique et Quatern., 1999, vol. 53, No. 3, p. 373–387.
- Asselin H., Payette S.** Origin and long-term dynamics of a subarctic tree line // Ecoscience, 2006, vol. 13, No. 2, p. 135–142.
- Bhiry N., Robert E.C.** Reconstruction of changes in vegetation and trophic conditions of a palsa in a permafrost peatland, subarctic Quebec, Canada // Ecoscience, 2006, vol. 13, No. 1, p. 56–65.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S. et al.** The role of pingos in the development of the Dzhangyskol lake – pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2008, vol. 257, iss. 4, p. 404–420.
- Dijk van Ju.** Relative dating of two supposed pingo remnants near Esens, Ostfriesland, Northwest Germany, A lithological and palynological research: Master Thes. Netherlands, Utrecht Univ., 2010, 28 p.
- Flemal R.C.** Pingos and pingo scars: their characteristics, distribution, and utility in reconstructing former permafrost environments // Quatern. Res., 1976, vol. 6, iss. 1, p. 37–53.
- Fritz M., Wetterich S., Schirmermeister L. et al.** Eastern Beringia and beyond: Late Wisconsinan and Holocene landscape dynamics along the Yukon Coastal Plain, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2012, vol. 319–320, p. 28–45.
- Fujino K., Horiguchi K., Shinbori M., Kato K.** Analysis and characteristics of cores from a massive ice body in Mackenzie delta, N.W.T., Canada // Proc. of the Fourth Intern. Conf. on Permafrost. Washington, Nat. Academy Press, D.C., 1983, p. 316–321.
- Gans de W.** Location, age and origin of pingo remnants in the Drentsche Aa valley area (the Netherlands) // Geolog. en Mijnbouw, 1981, vol. 61, p. 147–158.
- Kato K.** Formation process of a massive ground ice body in Mackenzie Delta, Western Arctic Canada // Summaries of Researches using AMS at Nagoya Univ. CiNii, 1991, iss. 2, p. 40–51.
- Krull E.S.** Permian Palsa mires as Palaeoenvironmental proxies // Palaios, 1999, vol. 14, No. 6, p. 530–544.
- Mackay J.R.** Growth of Ibyuk Pingo, Western Arctic Coast, Canada, and some implications for environmental reconstructions // Quatern. Res., 1986, vol. 26, iss. 1, p. 68–80.
- Mackay J.R.** Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study // Geograph. Physique et Quatern., 1998, vol. 52, No. 3, p. 271–323.
- Meyer H., Schirmermeister L., Andreev A. et al.** Late Glacial 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.
- Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.T.** ¹⁴C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes, 1996, vol. 7, iss. 3, p. 257–266.
- Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.T.** The development of tabular massive ground ice at Peninsula Point, N.W.T., Canada // Proc. of the Seventh Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife, Canada, Univ. Laval, 1998, No. 57, p. 757–762.
- Mörner N.-A.** A 10,700 years' paleotemperature record from Gotland and Pleistocene/Holocene boundary events in Sweden // Boreas, 1980, vol. 9, iss. 4, p. 283–287.
- Müller F.** Analysis of some stratigraphic observations and radiocarbon dates from two pingos in the Mackenzie Delta area, N.W.T. // Arctic, 1962, vol. 15, p. 279–288.
- Murton J.B.** Stratigraphy and Palaeoenvironments of Richards Island and the Eastern Beaufort Continental Shelf during the Last Glacial–Interglacial Cycle // Permafrost and Periglacial Processes, 2009, vol. 20, iss. 2, p. 107–125.
- 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, iss. 1, p. 84–100.
- Payette S., Delwaide A.** Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years // Ecolog. Monographs, 2004, vol. 74, No. 3, p. 373–391.
- Robinson S., Pollard W.** Massive ground ice within Eureka Sound bedrock, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, NWT // Proc. of the Seventh Intern. Conf. on Permafrost. Yellowknife, Canada, Univ. Laval, 1998, No. 57, p. 949–954.
- Seppälä M.** Dating of palsas // Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland: of the Workshop. Espoo, Geol. Survey of Finland, 2005, vol. 40, p. 79–84.
- Seppälä M.** Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical characteristics // Quatern. Res., 2011, vol. 75, iss. 2, p. 366–370.
- Strauß J.** Late Quaternary environmental dynamics at the Duvanny Yar key section, Lower Kolyma, East Siberia: Diplom. zur Erlang. des akadem. Grades Diplom–Geoökologe. Potsdam, 2010, 108 s.
- Vaslet D.** Upper ordovician glacial deposits in Saudi Arabia // Episodes, 1990, vol. 13, No. 3, p. 147–161.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O. et al.** Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // J. Quatern. Sci., 2009, vol. 24, iss. 1, p. 3–17.
- Wetterich S., Schirmermeister L., Andreev A.A. et al.** Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2009, vol. 279, iss. 1–2, p. 73–95.
- Yoshikawa K., Nakamura T., Igarashi Y.** Growth and collapse history of Pingos, Kuganguaq, Disko Island, Greenland // Polarforschung, 1996, vol. 64, No. 3, p. 109–113.

Поступила в редакцию
27 февраля 2012 г.