

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 621.039.86

ДАТИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД  
С ПОМОЩЬЮ КОСМОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ (Сообщение 1)\*

А.В. Блинов<sup>1</sup>, Й. Беер<sup>2</sup>, Д.А. Тихомиров<sup>1</sup>, Л. Ширрмейстер<sup>3</sup>, Х. Мейер<sup>3</sup>, А.А. Абрамов<sup>4</sup>,  
А.Э. Басилян<sup>5</sup>, П.А. Никольский<sup>5</sup>, В.Е. Тумской<sup>6</sup>, А.Л. Холодов<sup>4</sup>, Д.А. Гиличинский<sup>4</sup>

<sup>1</sup> С.-Петербургский государственный политехнический университет,  
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29, Россия

<sup>2</sup> Швейцарский Федеральный институт наук и технологий окружающей среды,  
CH-8600, Дюбендорф, Уберландштрассе, 133, Швейцария

<sup>3</sup> Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, D-14473, Потсдам, Телеграфенберг, A45, Германия

<sup>4</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия, [gilichin@online.stack.net](mailto:gilichin@online.stack.net)

<sup>5</sup> Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

<sup>6</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т,  
кафедра геокриологии, 119992, Москва, Воробьевы горы, Россия

Предложен и апробирован новый метод датирования многолетнемерзлых пород с помощью космогенного радионуклида <sup>36</sup>Cl. В качестве естественного хронометра используется отношение концентраций радиоактивного хлора к стабильному хлору. Радионуклид <sup>36</sup>Cl образуется под действием космических лучей в атмосфере Земли. Содержание стабильного хлора в атмосфере определяется выносом соли из океана. Изотопы совместно переносятся в атмосфере, и их отношение в атмосферных осадках, фиксируемых во льду, можно считать исходным значением для хронологии льда. Фоновое образование <sup>36</sup>Cl непосредственно во льду под действием проникающих мюонов и нейтронов от естественной радиоактивности определяет предельный возраст датирования, составляющий по нашим оценкам 2 млн лет. Отношение <sup>36</sup>Cl/Cl для сингенетических средне- и позднелейстоценовых полигонально-жилых льдов мыса Святой Нос и острова Большой Ляховский измерено методом ускорительной масс-спектрометрии. Анализ результатов и полученная датировка демонстрируют перспективность предложенного метода.

*Многолетнемерзлые породы, геохронология, космогенное датирование, изотопная геохимия, <sup>36</sup>Cl, историческая геокриология*

PERMAFROST DATING WITH THE COSMOGENIC RADIONUCLIDES (Report 1)

A.V. Blinov<sup>1</sup>, J. Beer<sup>2</sup>, D.A. Tikhomirov<sup>1</sup>, L. Schirrmeister<sup>3</sup>, H. Meyer<sup>3</sup>, A.A. Abramov<sup>4</sup>, A.E. Basylyan<sup>5</sup>,  
P.A. Nikolskiy<sup>5</sup>, V.E. Tumskoy<sup>6</sup>, A.L. Kholodov<sup>4</sup>, D.A. Gilichinsky<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Petersburg State Polytechnic University, 195251, St. Petersburg, Politechnicheskaya str., 29, Russia

<sup>2</sup> Swiss Federal Institute of Environmental Science and Technology, CH-8600, Duebendorf, Ueberlandstrasse, 133, Switzerland

<sup>3</sup> Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, D-14473, Potsdam, Telegrafenberg, A45, Germany

<sup>4</sup> Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS,  
142290, Moscow region, Pushchino, Institutskaya str., 2, Russia, [gilichin@online.stack.net](mailto:gilichin@online.stack.net)

<sup>5</sup> Geological Institute RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7, Russia

<sup>6</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Geocryology, 119992, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia

A new method of permafrost dating with the cosmogenic radionuclide <sup>36</sup>Cl is presented. In the first application, syngenetic ice wedges are dated using the ratio of <sup>36</sup>Cl and Cl concentrations in ice as the signal. <sup>36</sup>Cl is produced in the atmosphere by nuclear reactions of cosmic rays on argon. Stable chlorine enters the atmosphere from the oceans. The isotopes transfer in atmosphere together, and their ratio does not depend on chloride concentration in precipitations and on sublimation of snow. In situ production of <sup>36</sup>Cl in permafrost ice via cosmic ray-induced reactions and neutron capture are calculated and the dating age limit is estimated as 2 million years. <sup>36</sup>Cl/Cl ratios in the mid and late Pleistocene syngenetic ice wedges of Cape Svyatoy Nos and Bol'shoy Lyakhovsky Island, are measured by accelerator mass spectrometry. Analysis of the first results and the calculated dates support the feasibility of the <sup>36</sup>Cl permafrost dating method.

*Permafrost, geochronology, cosmogenic dating, isotope geochemistry, <sup>36</sup>Cl, historical geocryology*

\* Сообщение 2 с представительными по числу образцов измерениями на ряде опорных разрезов приморских низменностей восточного сектора Арктики будет опубликовано в журнале "Криосфера Земли" в 2009 г.

## ВВЕДЕНИЕ

В общем случае криогенной возраст не совпадает с возрастом пород [Основы..., 1959; Достовалов, Кудрявцев, 1967]. Положение в разрезе, реперная фауна, вектор намагниченности и другие геологические методы определяют время осадконакопления, а не его промерзания. В отсутствие методов прямого датирования времени промерзания плейстоценовая история Арктики и ее палеореконструкции, климатические сигналы и геологические события, заархивированные в мерзлоте, являются недостаточно обоснованными.

Датирование наиболее динамичной из твердых оболочек Земли является ключевой задачей геокриологии. Применяемые геохронологические методы [Mackay et al., 1972; Moorman et al., 1996; Murton et al., 1997; Pewe et al., 1997], включая и тефрохронологию [Sudgen et al., 1995], определяют время осадконакопления или возраст органических остатков, но не время формирования мерзлых пород. Эта проблема остается нерешенной для всего плейстоценового интервала, выходящего за пределы радиоуглеродного датирования.

Мерзлые толщи представляют собой хранилище разнообразной палеоэкологической информации, поэтому хронология мерзлых толщ может найти широкое применение в четвертичной геологии Севера, в том числе при определении времени консервации палеонтологических и палинологических остатков, парниковых газов и жизнеспособных организмов, адаптированных к условиям вечной мерзлоты.

Самые ранние следы криогенеза в Арктике отмечаются в ее восточном секторе и связаны с позднелиастовыми осадками, палеонтологически датированными 3 млн лет [Шер, 1971, 1984]. Вопрос о том, существовала ли вечная мерзлота в этом интервале непрерывно, остается дискуссионным. Определение ее возраста – это способ охарактеризовать четвертичную криостратиграфию и определить временную динамику мерзлых толщ в вертикальном разрезе.

## ПОДХОД К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

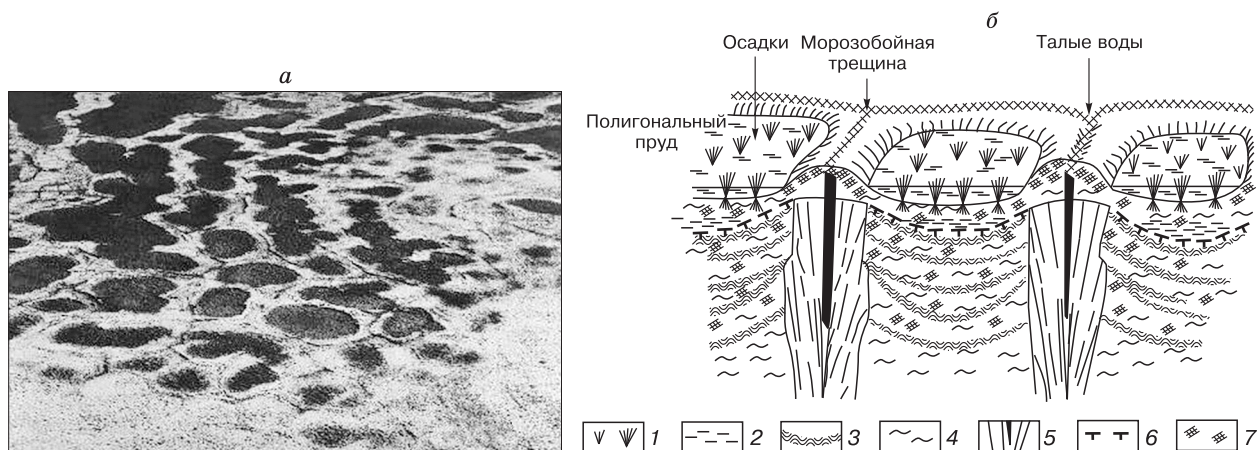
Формирование современной криолитосферы северного полушария обусловлено похолоданием конца неогена. Ее нижняя часть, сформировавшаяся к этому времени в условиях теплого климата и промерзшая после осадконакопления и диагенеза, представлена эпикриогенными толщами. Разница в возрасте пород и мерзлоты здесь может составлять десятки и сотни миллионов лет. За счет инерции проникновения отрицательно-температурной волны, чем глубже залегают породы, тем позднее они промерзли и, соответственно, меньше возраст мерзлоты.

Позднекайнозойская часть разреза накапливалась в ходе геологических процессов, протекавших на фоне сменявшихся друг друга термо- и криохронов. В ней также присутствуют эпикриогенные горизонты – промерзшие при выходе из-под воды субаквальные отложения (при регрессии Полярного бассейна, меандрировании русел крупных рек или спуске глубоких озер) или оттаявшие и вновь промерзшие в результате климатических событий терригенные комплексы. И в этом случае возраст эпикриогенных толщ меньше возраста слагающих осадков, но разница варьирует от первых тысяч лет до первых миллионов лет – времени проявления в Арктике самых ранних следов криогенеза.

Оттаявшие в плейстоцене мерзлые толщи в следующем криохроне вновь промерзли, и молодая мерзлота смыкалась с древней в монокриогенный разрез. В результате в вертикальном разрезе криолитосферы, где перечисленные слои представлены в разных сочетаниях, возраст осадков часто не совпадает с возрастом мерзлоты, а разновозрастные свиты могут представлять криогенные образования разного возраста.

В геологическом масштабе времени возраст мерзлоты и осадков принимают равным в непродвинутой стадии диагенеза синкриогенных горизонтов, накапливавшихся и промерзавших одновременно и впоследствии никогда не оттаивавших [Попов, 1953]. При этом чем выше слой залегают по разрезу, тем он моложе по времени образования и пребывания в мерзлом состоянии. Возраст синкриогенных толщ наиболее обоснован для северо-востока Евразии на примере ледового комплекса позднего плейстоцена [Конищев, 1974; Архангелов, 1977; Каплина, 1981; Шер, Плахт, 1988; Сулержицкий, Романенко, 1997; Vasil'chuk et al., 2000]. Датирование их проводят радиоуглеродным методом, а доказательством того, что с момента формирования они не оттаивали, служат сохранившиеся в них мощные полигонально-жильные льды.

За пределами применения радиоуглеродного датирования, именно с толщ, у которых возраст отложений и возраст мерзлоты совпадают, нами начата разработка методов датирования, так как полученные результаты наиболее доказательны. В настоящей статье отражен первый этап, в рамках которого объектом детального исследования и проработки предлагаемого метода служили средне- и позднелиастовые сингенетические полигонально-жильные льды. Их присутствие в мерзлой толще – бесспорное свидетельство стабильности геокриологических условий после ее образования. В основном они состоят из атмосферных осадков, которые накапливаются в течение зимних месяцев в снежном покрове (рис. 1, а), а весной при снеготаянии проникают в морозобойные трещины (рис. 1, б) и замерзают [Романовский, 1977]. В син-



**Рис. 1.** Полигоны на поверхности тундры (а) и схема формирования ледяных жил (б), по Н.Н. Романовскому [1977].

1 – отложения органического вещества; 2 – деятельный слой; 3 – ледяные пояски; 4 – алеврит; 5 – ледяные жилы; 6 – поверхность мерзлоты; 7 – мерзлота.

криогенных толщах возраст ледяных жил и вмещающих пород в геологическом исчислении совпадают, а так как возраст ледяных жил примерно соответствует возрасту воды, то совпадают также возраст замерзающих атмосферных осадков и возраст мерзлоты.

В качестве природного хронометра использован долгоживущий изотоп  $^{36}\text{Cl}$  с периодом полураспада примерно 300 тыс. лет, попадающий в толщи многолетнемерзлых пород (ММП) вместе с атмосферными осадками. При этом разница в возрасте элементарных жилок в ледяной жиле несоизмеримо мала по сравнению с периодом полураспада  $^{36}\text{Cl}$ . Метод основан на измерении сверхмалых количеств  $^{36}\text{Cl}$  с помощью ускорительной масс-спектрометрии, обоснован теоретически и апробирован при датировании подземных вод [Bentley et al., 1986; Fröhlich et al., 1991; Nolte et al., 1991]. Поскольку хлор переходит в лед в растворе, датируется именно момент замерзания, т. е. фиксации воды в породе и растворенного хлора во льду. В мерзлой толще вода наименее мобильна по сравнению с любой другой грунтовой системой, и массообмен между льдом и вмещающей породой пренебрежимо мал. Незначительный обмен ионами и изотопами возможен в зоне контакта ледяной жилы и породы, поэтому для датирования используются центральные части жил.

Возможность использования долгоживущих космогенных нуклидов, в частности  $^{36}\text{Cl}$ , для датирования льдов была исследована на примере Гренландии [Elmore et al., 1987; Baumgartner et al., 1996]. Выяснилось, что вариации величины атмосферного потока  $^{36}\text{Cl}$ , фиксировавшегося во льду, приводили к значительным отклонениям глубин-

ного профиля его концентрации от экспоненциального убывания, характерного для радиоактивного распада. Это вызывало потерю точности при датировании, в результате методика не получила практического применения.

#### ДАТИРОВАНИЕ ММП ПО ОТНОСИТЕЛЬНОМУ СОДЕРЖАНИЮ КОСМОГЕННОГО РАДИОНУКЛИДА $^{36}\text{Cl}$

**Основные методические положения.** Основновополагающим предположением рассматриваемого метода датирования является стабильность и относительная независимость от климатических условий локального отношения концентрации космогенного  $^{36}\text{Cl}$  к полной концентрации хлора  $\frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, 0)}{N_{\text{Cl}}(\lambda)}$  в среднем потоке атмосферных осадков, из которых формируется жильный лед (здесь  $\lambda$  означает географическую широту, а нуль соответствует моменту времени  $t = 0$ , т. е. современному значению концентрации). Если это так, то в условиях замкнутой системы ММП это отношение будет меняться лишь за счет радиоактивного распада  $^{36}\text{Cl}$  и не должно искажаться газовой диффузией, предполагаемой для древних полярных льдов [Rempel et al., 2001]. Рассмотрим, насколько обоснованным является это предположение.

Радиоактивный нуклид  $^{36}\text{Cl}$  образуется в стратосфере и тропосфере под действием космических лучей, в ядерных реакциях преимущественно на атмосферном аргоне [Lal, Peters, 1967; Huggle et al., 1996; Masarik, Beer, 1999]. Поскольку интенсивность космических лучей зависит от напряженности магнитного поля Земли, которая

убывает от экватора к полюсам, локальная атмосферная скорость образования  $^{36}\text{Cl}$  зависит от широты, и ее среднее глобальное значение составляет 20 ат./( $\text{м}^2\cdot\text{с}$ ) [Huggle et al., 1996; Masarik, Beer, 1999]. Образованный в стратосфере  $^{36}\text{Cl}$  попадает в тропосферу в результате сезонного переноса массы воздуха через тропопаузу. Дальнейший перенос на поверхность Земли осуществляется вымыванием и сухим осаждением. Можно ожидать, и это подтверждено экспериментально, что локальный поток  $^{36}\text{Cl}$ , включающий стратосферный и тропосферный компоненты, в заданной географической точке  $\Phi_{36}(\lambda)$  зависит от ее широты [Blinov et al., 2000]. Максимальное значение среднегодового потока приходится на средние широты.

Цикл стабильного хлора в атмосфере определяется его выносом в тропосферу с поверхности океана в составе морского аэрозоля [Blanchard, 1985]. Осаждение на поверхность происходит вместе с атмосферными осадками или за счет гравитационного осаждения. При этом локальная величина поверхностного потока зависит от удаленности географической точки от береговой линии и розы ветров. Направление атмосферного переноса водяного пара с запада на восток показывает, что в Северной Европе и Сибири западнее  $140^\circ$  в.д. основную массу осадков образует влага из относительно теплой Северной Атлантики [Kuznetsova, 1998]. Северный Ледовитый океан зимой покрыт льдом и не вносит значимого вклада в формирование зимних осадков в Сибири.

Атмосферные осадки, выпавшие на поверхность зимой в виде снега, весной тают и попадают в ледяные жилы вместе с паводковой водой. После их замерзания исходная концентрация как стабильного, так и радиоактивного хлора в жильном льду фиксируется. Хотя основные источники и направления переноса атмосферной влаги в плейстоцене точно не ясны, мы полагаем соотношение  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  в момент формирования жил константой, не зависящей от времени. Это допущение будет подтверждено выполненными измерениями.

Время жизни  $^{36}\text{Cl}$  по определению вычисляется из его периода полураспада  $\tau_{36} = T_{1/2}/\ln 2 \approx 300/0,69 = 434$  тыс. лет. Оно входит в показатель экспоненциального закона, в соответствии с которым концентрация  $^{36}\text{Cl}$  и ее отношение к полной концентрации хлора убывают с момента фиксации в замерзшем образце льда:

$$\frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t)}{N_{\text{Cl}}(\lambda)} = \frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, 0)}{N_{\text{Cl}}(\lambda)} \exp\left(-\frac{t}{\tau_{36}}\right)$$

Таким образом, абсолютный возраст образца мерзлоты, или точнее, время с момента замерзания льда, вычисляется по формуле

$$t = \tau_{36} \left( \frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, 0)/N_{\text{Cl}}(\lambda)}{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t)/N_{\text{Cl}}(\lambda)} \right) \quad (1)$$

где отношения концентраций хлора измеряются в образце нулевого возраста и в датированном образце. Подобный подход в приложении к грунтовым водам позволяет устанавливать их возраст на временной шкале до миллиона лет [Bentley et al., 1986; Philips et al., 1986; Fröhlich et al., 1991; Nolte et al., 1991].

Как следует из формулы (1), возраст исследуемого образца определяется исходя из опорного отношения концентраций хлора  $\frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, 0)}{N_{\text{Cl}}(\lambda)}$ . Оно

может быть получено прямым измерением этого отношения в годовом сборе атмосферных осадков в данной географической точке. Необходимо, чтобы эта величина была усреднена (как пространственно, так и по временному интервалу) для устранения метеорологических и топографических неоднородностей. При этом вместо нулевой точки для измерения отношения концентраций хлора может быть использован образец, чей возраст пренебрежимо мал по сравнению с предполагаемой датировкой ( $t_0 \ll t$ ), или образец с возрастом  $t_0$ , установленным независимо. В первом случае очевидно, что выражение для возраста (1) фактически не меняется, а во втором его заменяет интервал между возрастом исследуемого и опорного образцов:

$$\Delta t = t - t_0 = \tau_{36} \ln \left( \frac{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t_0)/N_{\text{Cl}}(\lambda)}{N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t)/N_{\text{Cl}}(\lambda)} \right) \quad (2)$$

По нашему мнению, для опорных измерений в качестве нулевой точки может служить позднплейстоценовый сингенетический полигонально-жильный лед, попадающий в интервал радиоуглеродных датировок и формирующийся в типичных для плейстоцена климатических условиях. Подобные измерения имеют дополнительное значение, так как позволяют исключить факт искусственного занижения возраста нижележащего льда за счет просачивания воды, загрязненной  $^{36}\text{Cl}$ , попавшим в окружающую среду при испытаниях бомб в 60-х гг. прошлого столетия.

### ПЕРВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ $^{36}\text{Cl}$ В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩАХ

**Разрезы мыса Святой Нос и острова Большой Ляховский.** Метод опробован при датировании средне- и позднплейстоценовых сингенетических жильных льдов сходных геологических разрезов, разделенных проливом Дмитрия Лаптева (рис. 2): из керна скважин на м. Святой Нос ( $140^\circ 10'$  в.д.,  $72^\circ 55'$  с.ш.) и из обнажения на южном берегу о. Большой Ляховский ( $141^\circ 17'$  в.д.,

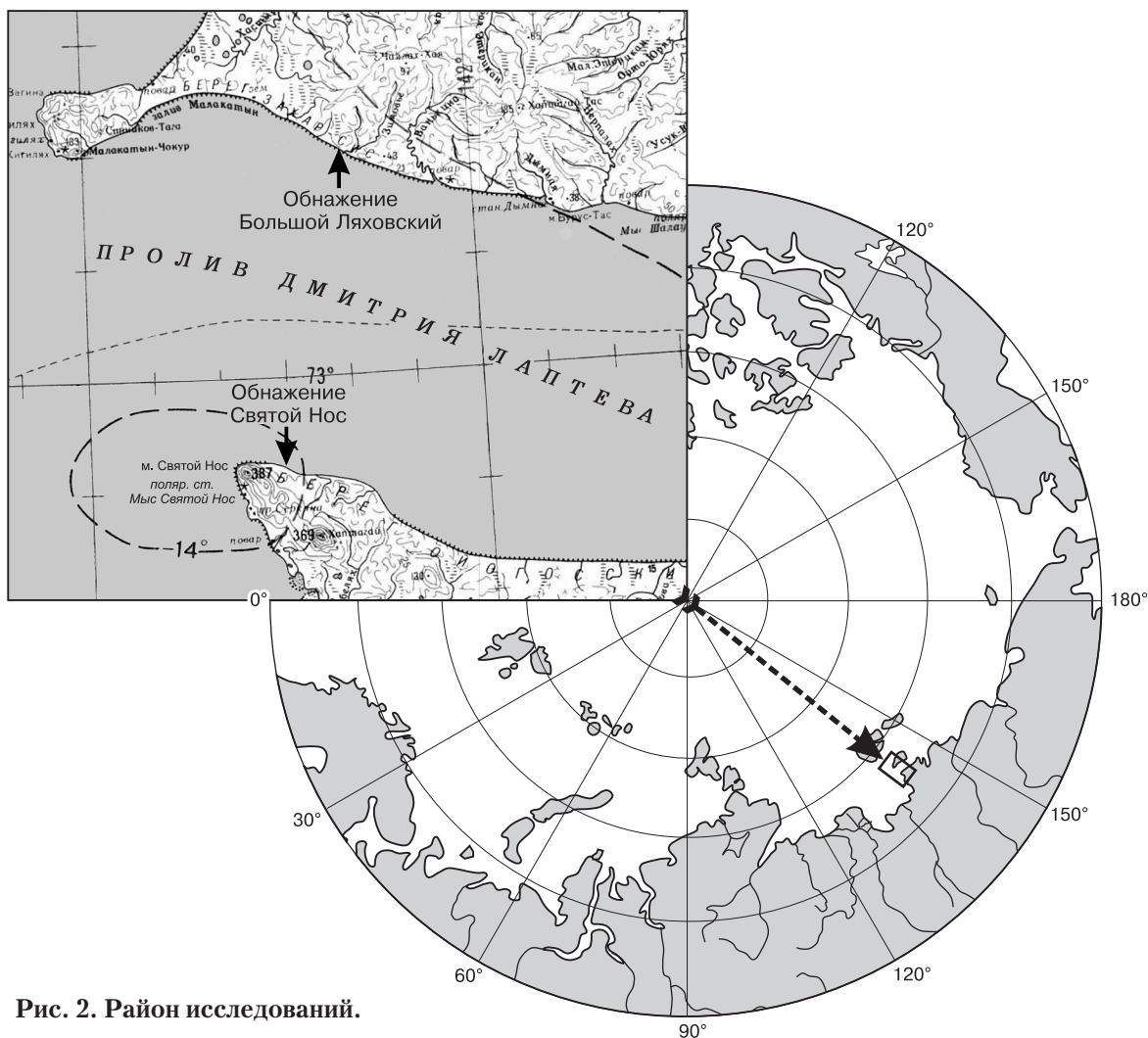
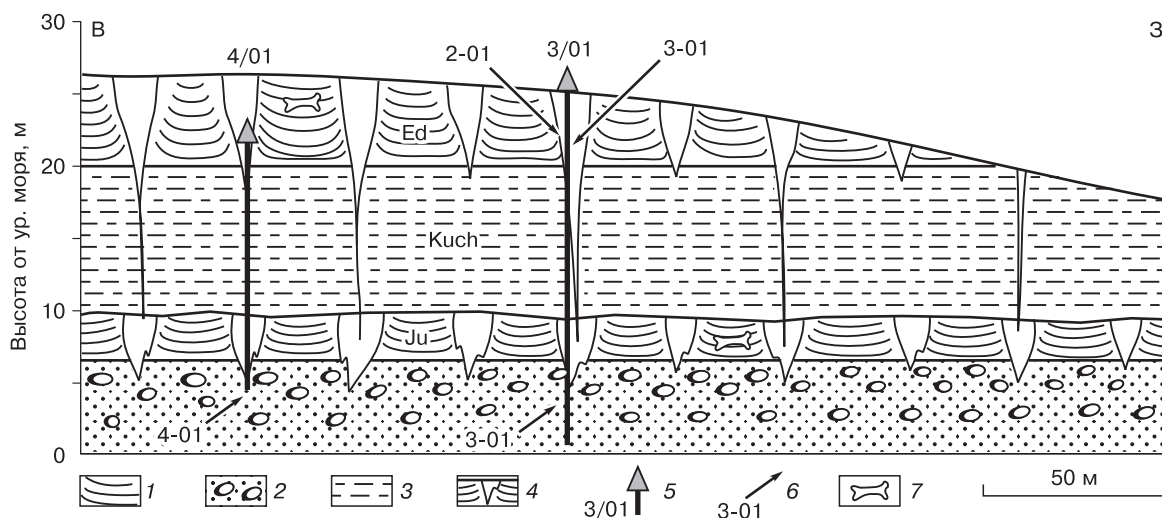


Рис. 2. Район исследований.

73°20' с.ш.). Стратиграфические горизонты, слагающие эти разрезы, хорошо изучены [Ермолаев, 1932; Романовский, 1958; Пирумова, 1968; Иванов, 1972; Конищев, Колесников, 1981; Архангелов и др., 1996; Куницкий, 1998; Никольский и др., 1999; Никольский, Басилян, 2004; Nagaoka, 1994; Nagaoka et al., 1995; Meyer et al., 2002; Schirmer et al., 2002; Andreev et al., 2004; Romanovskii et al., 2004; Sher et al., 2005].

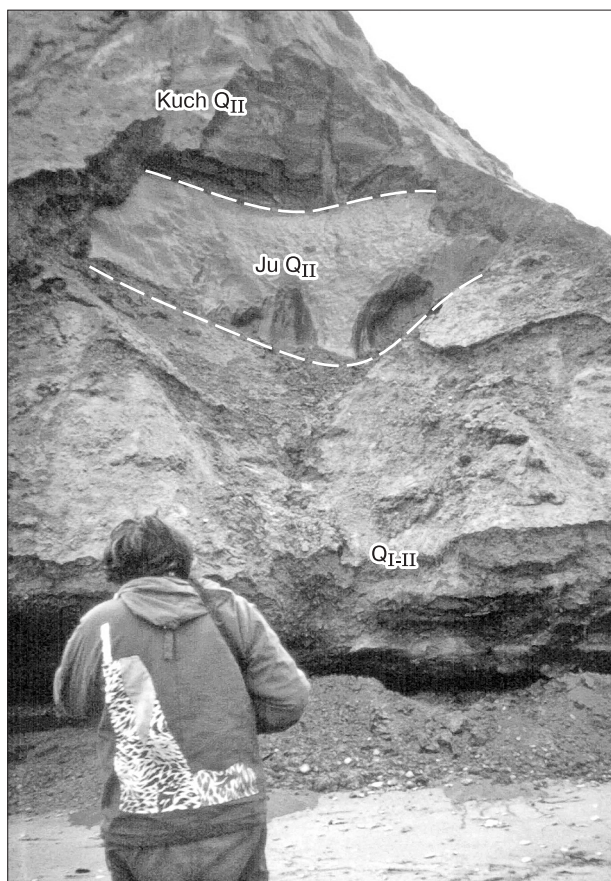
Базальный горизонт разреза Святой Нос представлен гравием и галькой с песчаным заполнителем (рис. 3). На нем залегает юкагирская свита (Ju) – погребенный ледовый комплекс с сингенетическими отложениями и ледяными жилами (рис. 4). Возраст свиты оценивается на основании эволюционной стадии копытных леммингов в интервале 220–390 тыс. лет [Никольский, Басилян, 2004]. Мощность свиты (~3 м) не выдержана из-за последующего частичного оттаивания. Ширина ледяных жил, залегающих в серовато-коричневых

заиленных песках с неокатанной галькой и гравием, составляет 2 м, а расстояние между жилами 10–15 м. Криолитологическая характеристика юкагирской свиты (льдиность, гранулометрический состав, наличие жильных льдов) сходна с едомной (рис. 5), а различие определяется присутствием значительного количества песчаной фракции и плохо окатанной гальки. В составе ультрапресного порового раствора водной вытяжки с рН = 8 доминируют ионы Na и Cl. Обе свиты накапливались на плоских поверхностях. Отложения юкагирской свиты перекрыты супесями и заиленными песками с множеством корешков растений и тонкими эпигенетическими жилками, детально описанными как аллювиальная кучугуйская свита [Иванов, 1972]. Мощность свиты варьирует от 7 до 15 м, ее пронизывают редкие эпигенетические жилки шириной до 30 см, проникающие в подстилающий горизонт. Свиту отличает отсутствие песчаной фракции, массивная



**Рис. 3. Разрез четвертичных отложений мыса Святой Нос:**

1 – суглинки ледовых комплексов; 2 – пески и гравелиты с песчаным наполнителем; 3 – пылеватые супеси; 4 – полигонально-жильный лед; 5 – скважины; 6 – точки отбора образцов; 7 – местонахождения остатков млекопитающих.



**Рис. 4. Мыс Святой Нос (фото А.А. Абрамова):**

куччугуйская свита (Kuch), подстилаемая среднеледниковым ледовым комплексом – юкагирской свитой (Ju); в основании разреза – базальный горизонт галечников.

криогенная текстура и льдистость 20–30 %. Порový раствор (pH = 8,5) также характеризуется ультрапресным составом с доминированием ионов Na, Ca, Cl и SO<sub>4</sub>. На основании эволюционной стадии копытных леммингов возраст куччугуйской свиты попадает в тот же временной интервал, что и юкагирская свита – 220–390 тыс. лет.

Верха разреза сложены суглинками с мощными ледяными жилами, представляющими собой позднеплейстоценовый ледовый комплекс – едомную свиту (Ed), широко распространенную на низменностях Восточной Арктики. На м. Святой Нос его мощность составляет около 10 м. Ширина ледяных жил 2–3 м, расстояние между ними 10–12 м. Общая объемная льдистость, как и юкагирской свиты, составляет в среднем 70–75 %. Сегрегационный лед представлен ячеистой и слоистой криогенными текстурами; pH варьирует от 7,2 до 7,7, по минерализации порового раствора (0,05 %) отложения относятся к ультрапресным, а в водной вытяжке доминируют ионы Na, Ca, Cl и HCO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Возраст едомных осадков м. Святой Нос по радиоуглеродным датировкам, полученным по 40 образцам костных остатков мамонтов, составляет 50–17 тыс. лет [Никольский, Басилян, 2004]. Основываясь на вышеприведенных данных, отметим, что максимальный временной интервал между подошвой юкагирской свиты и кровлей едомной свиты составляет около 370 тыс. лет.

Разрез о. Бол. Ляховский имеет сходное стратиграфическое строение (рис. 6). В береговом обрыве западнее устья р. Зимовье в основании разреза на уровне пляжа вскрываются сильно выветренные коренные породы (преимущественно

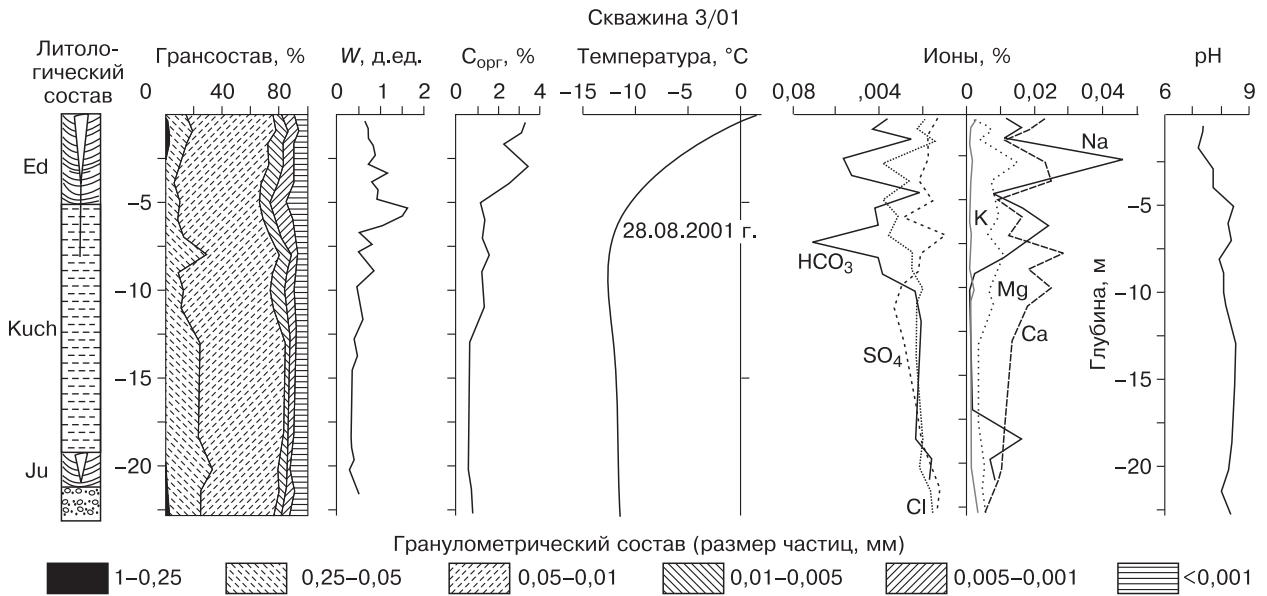


Рис. 5. Физико-химическая характеристика разреза Святой Нос.

Условные обозн. для литологического состава 1–3 см. на рис. 3.

песчаники), на которых залегает маломощная (до 1 м) кора выветривания – пестроцветный слой гравия и дресвы с глинисто-песчаным заполнителем и массивной криогенной текстурой. На коре выветривания залегают отложения мощностью до 4 м с сингенетическими ледяными жилами. Они представлены пылеватыми супесями и суглинками с включениями дресвы и мелкого щебня, содержание которых уменьшается вверх по разрезу. В верхах сохранившихся грунтовых столбов присутствуют торфяные включения. Кроме того, вскрыты линзы автохтонных торфяников мощностью до 1,2 м, уран-ториевый возраст которых составляет около 200 тыс. лет [Schirrmeyer et al., 2002]. Ледяные жилы имеют ширину до 2,5 м и расположены на расстоянии 12–15 м друг от друга. Криогенное строение пород в грунтовых столбах выражено четкими ледяными поясками толщиной 2–4 см и слоисто-сетчатыми текстурами между ними. По криогенному строению и условиям залегания описанные отложения являются ледовым комплексом, сопоставимым с отложениями юкагирской свиты на м. Святой Нос. Образцы для датирования повторно-жилых льдов юкагирской свиты на южном берегу острова отбирались из ледяных жил основной генерации шириной 1,5–2,0 м в интервале 900–1000 м на запад от устья р. Зимовье (см. рис. 6).

Четко выраженный покровный слой мощностью 0,4–0,6 м отделяет описанные отложения от вышележащих, выделяемых в куччугуйскую свиту [Иванов, 1972]. Это слабоблудистые пылева-

тые супеси мощностью от 3–4 до 14–15 м с субгоризонтальной тонкой слоистостью и множеством нитевидных корешков травянистых растений. Свита характеризуется массивной криогенной текстурой и содержит узкие (менее 0,2 м) тонкие эпигенетические ледяные жилы. В нижней и местами в средней части свиты присутствуют редкие сингенетические ледяные жилы шириной до 1,5 м, заканчивающиеся внутри свиты. Сверху в свиту на 3–5 м проникают концы мощных ледяных жил из вышележащих отложений шириной до 1,5 м.

В средней части куччугуйской свиты встречаются обитавшие здесь и захороненные *in situ* копытные лемминги, те же, что обнаружены в осадках юкагирской свиты на м. Святой Нос, т. е. по эволюционному уровню датируемые средним неоплейстоценом (220–390 тыс. лет). Это та же зона,

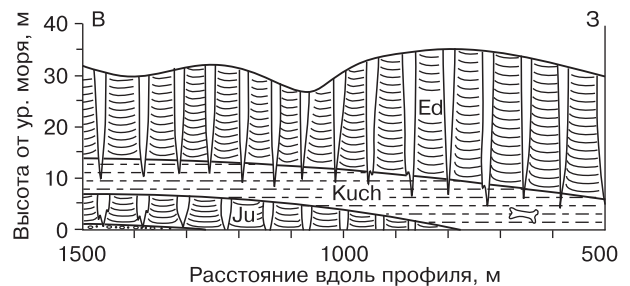


Рис. 6. Разрез четвертичных отложений о. Большой Ляховский.

Условные обозн. см. на рис. 3; по горизонтали – расстояние от устья р. Зимовье.

к которой относится и юагаирская свита. Люминесцентные и U/Th-датировки торфяника, залегающего между юагаирской и куччугуйской свитами, показали, что эти осадки сформировались около 130–200 тыс. лет назад [Schirmeister et al., 2002; Andreev et al., 2004]. Исходя из последнего соотношения, возраст куччугуйской свиты определяется как вторая половина среднего плейстоцена (позднее 200 тыс. лет), хотя, по мнению палеонтологов, уран-ториевый метод дает заниженные значения.

Венчает разрез ледовый комплекс мощностью 25–30 м (см. рисунок на обложке), выделяемый в едомную свиту. Это сильнольдистые оторфованные пылеватые суглинки с сингенетическими полигонально-жильными льдами и поясковыми криогенными текстурами. Нижняя граница свиты литологически не выражена, выделяется по появлению в разрезе жил шириной от 1,5–2,0 до 5–6 м и мощностью от 1,2 до 2,5 м. Возраст верхнего яруса ледяных жил по <sup>14</sup>C-датированию составляет 50–30 тыс. лет [Куницкий, 1998; Nagaoka et al., 1995; Meyer et al., 2002].

Нижний ярус ледяных жил долгое время относили к раннему плейстоцену [Архангелов и др., 1996]. На основе вышеприведенных датировок утверждается, что нижний ледовый комплекс о. Бол. Ляховский формировался не позднее 200 тыс. лет назад, а минимальная разница между его возрастом и возрастом верхнего ледового комплекса составляет не менее 150 тыс. лет. Объединяя данные по м. Святой Нос и о. Бол. Ляховский, можно заключить, что разница в возрасте нижнего и верхнего ледовых комплексов предположительно лежит в интервале между 150 и 370 тыс. лет.

**Методы и результаты измерений.** Проанализируем результаты измерений пяти образцов жильного льда. Из разреза м. Святой Нос в интервале глубин от 3 до 21 м от дневной поверхности из керна скважин, пройденных колонковым бурением установкой УКБ 12/25, было отобрано

четыре образца из трех ледяных жил. Два образца отобраны из одной и той же едомной жилы и два образца из жил юагаирской свиты (см. рис. 3). Один образец из жильного льда юагаирской свиты отобран в обнажении о. Бол. Ляховский (см. рис. 6). При отборе проб исключали внешнее загрязнение. Лед таял в закрытой емкости, откуда вода через воронку стекала в полиэтиленовые бутылки (1–1,5 л) и в таком виде транспортировалась в термостатах.

В качестве исходного материала для приготовления образцов для измерений использовалась предварительно отфильтрованная вода. Измерения элементной концентрации хлора в растворе проводились на малой части исходного образца методом сравнения со стандартом в жидкостном хроматографе. Объем основного исходного материала уменьшался до 20–30 мл на ротационном испарителе. Осаждение хлора проводилось добавлением избытка азотно-кислого серебра (AgNO<sub>3</sub>), осадок дважды промывался и центрифугировался, затем высушивался и запрессовывался в медный держатель для последующих измерений. Отношения

концентраций  $\frac{N_{Cl-36}}{N_{Cl}}$  измерялись методом ускорительной масс-спектрометрии в лаборатории Мюнхенского технического университета по стандартной методике, описанной в [Kubik et al., 1984].

В табл. 1 приводится глубина залегания жильных льдов, измеренные концентрация хлора и изотопное отношение  $\frac{N_{Cl-36}}{N_{Cl}}$ , а также вычисленная абсолютная концентрация в образцах. Измеренные нами отношения  $\frac{N_{Cl-36}}{N_{Cl}}$  лежат в диапазоне от  $0,9 \cdot 10^{-13}$  до  $3,7 \cdot 10^{-13}$ , что по порядку величин соответствует значениям, измеренным ранее в атмосферных осадках и поверхностных водах.

Таблица 1. Глубина залегания, концентрация хлора и <sup>36</sup>Cl в образцах вечной мерзлоты

Образцы	Глубина залегания, м	Масса, г	Содержание		$\frac{N_{Cl-36}}{N_{Cl}}, 10^{-13}$ ат./ат.
			$N_{Cl}, 10^{-6}$ г/г	$N_{Cl-36}, 10^4$ ат./г	
<i>Мыс Святой Нос</i>					
2/01	3,35–4,35	1926	$7,2 \pm 0,2$	$3,1 \pm 0,8$	$2,5 \pm 0,6$
3/01a	4,35–5,10	986	$6,2 \pm 0,2$	$3,9 \pm 0,8$	$3,7 \pm 0,8$
4/01	7,85–8,40	1432	$50,8 \pm 0,3$	$9,7 \pm 2,1$	$1,1 \pm 0,2$
3/01b	20,5–20,7	1455	$27,1 \pm 0,9$	$4,0 \pm 0,8$	$0,9 \pm 0,2$
<i>Остров Большой Ляховский</i>					
5 (МБЛ-2004)	35,0	1785	$8,1 \pm 0,3$	$1,7 \pm 0,2$	$1,25 \pm 0,05$



**ДАТИРОВАНИЕ ОБРАЗЦОВ  
МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ  
ПО ОТНОШЕНИЮ  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$**

**Обсуждение результатов.** Значения изотопных отношений, измеренные для входивших в единую ледяную жилу образцов 2/01 и 3/01а, совпадают в пределах одного стандартного отклонения. С учетом относительной массы они дают среднюю величину  $\left[ \frac{N_{\text{Cl-36}}}{N_{\text{Cl}}} \right]_{2,3a} = (2,9 \pm 0,5) \cdot 10^{-13}$ . Значения для образцов 3/01b и 4/01 еще ближе, и их средняя величина составляет  $\left[ \frac{N_{\text{Cl-36}}}{N_{\text{Cl}}} \right]_{4,3b} = (1,00 \pm 0,14) \cdot 10^{-13}$ .

Два средних отношения концентраций позволяют определить абсолютную разницу в возрасте двух соответствующих горизонтов. В табл. 2 показано, как из уравнения датирования (2) получается искомый результат. Он может быть записан как

$$\Delta t = t - t_0 = \tau_{36} \ln \left( \frac{[N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t_0)/N_{\text{Cl}}(\lambda)]_{2,3a}}{[N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t)/N_{\text{Cl}}(\lambda)]_{4,3b}} \right) = (460 \pm 140) \text{ тыс. лет.}$$

Для образца с о. Бол. Ляховский (см. табл. 1) непосредственный едомный (опорный) образец, соответствующий верхнему уровню датированного интервала, отсутствует. Однако, учитывая сходство радиоуглеродных датировок, для него также было использовано среднее значение изотопного отношения образцов 2/01 и 3/01а, а именно:

$$\Delta t = t - t_0 = \tau_{36} \ln \left( \frac{[N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t_0)/N_{\text{Cl}}(\lambda)]_{2,3}}{[N_{\text{Cl-36}}(\lambda, t)/N_{\text{Cl}}(\lambda)]_5} \right) = (390 \pm 140) \text{ тыс. лет.}$$

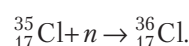
Полученные значения возраста совпадают статистически в пределах одного доверительного интервала. При этом точное определение абсолютного возраста нижней границы интервала требует знания возраста молодого (опорного) образца, а неопределенность результата полностью объясняется статистической погрешностью измерений.

**Образование  $^{36}\text{Cl}$  в многолетнемерзлых отложениях *in situ*.** Концентрация  $^{36}\text{Cl}$  в многолетнемерзлых отложениях формируется как за счет поступления из атмосферы, так и под действием фонового образования в самой мерзлоте (*in situ*) за время залегания. Образование  $^{36}\text{Cl}$  *in situ* происходит под действием проникающего компонента каскада частиц, рождаемого космическими лучами высоких энергий в атмосфере, и под действием нейтронов от спонтанного распада ядер семейств урана и тория, содержащихся в осадках.

Таблица 2. **Определение абсолютной разницы возраста образцов вечной мерзлоты**

Образцы	$\frac{N_{\text{Cl-36}}}{N_{\text{Cl}}}, 10^{-13}$ ат./ат.	Время, тыс. лет
<i>Мыс Святой Нос</i>		
2/01, 3/01а	$2,9 \pm 0,5$	$460 \pm 140$
4/01, 3/01b	$1,00 \pm 0,14$	
<i>Остров Большой Ляховский</i>		
5 (МБЛ-2004)	$1,25 \pm 0,05$	$390 \pm 140$

В обоих случаях конечной ядерной реакцией образования  $^{36}\text{Cl}$  является захват тепловых нейтронов на  $^{35}\text{Cl}$ :



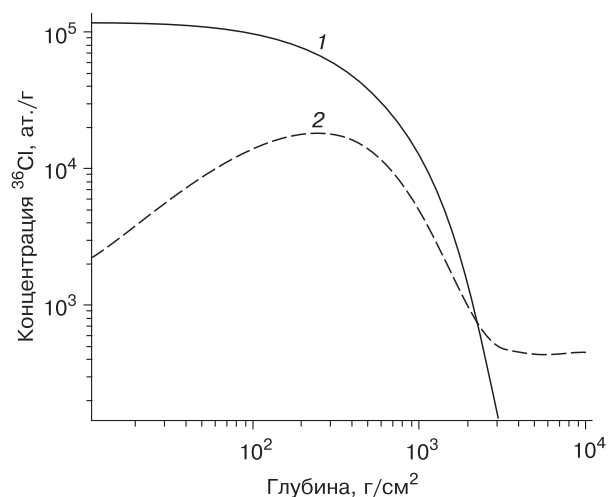
При распаде ядер семейств урана и тория испускаются непосредственно нейтроны, которые затем тормозятся в окружающем веществе с протеканием различных реакций. Механизм же образования нейтронов под действием космических лучей и их взаимодействие с окружающим веществом более сложны. В каскаде вторичных частиц, рожденных в атмосфере, можно выделить три существенных для образования *in situ* компонента. Первый – это вторичные каскадные нейтроны, замедляющиеся до тепловых энергий при прохождении сквозь толщу мерзлоты. Второй и третий компоненты – это быстрые и медленные отрицательные мюоны, взаимодействие которых с веществом мерзлоты рождает нейтроны. Вследствие временной и пространственной зависимости потоков и спектров вторичных частиц, скорость образования *in situ* также зависит от данных факторов [Desilets, Zreda, 2003]. При этом наиболее важными являются зависимости от широты и высоты над уровнем моря.

Если воспользоваться для расчета скорости образования  $^{36}\text{Cl}$  в мерзлых породах на заданной глубине  $P_{36}(h)$  результатами работы [Heisinger et al., 2002a,b], то содержание  $^{36}\text{Cl}$ , образованного *in situ* за период залегания образца в мерзлоте, выражается как

$$N_{36\text{Cl}}^{in\ situ}(h) = \int_0^{\frac{h}{\epsilon}} P_{36}(h - \epsilon t) \exp(t\lambda_{36}) dt, \quad (3)$$

где  $\epsilon$  – скорость осадконакопления, г/(см<sup>2</sup>·год);  $\lambda_{36}$  – постоянная распада  $^{36}\text{Cl}$ , равная  $2,3 \cdot 10^{-6}$  год<sup>-1</sup>;  $h$  – глубина залегания, г/см<sup>2</sup>, связанная с линейной глубиной  $H$ , см, через плотность вышележащих мерзлых слоев  $\rho(l)$  соотношением:

$$h = \int_0^H \rho(l) dl. \quad (4)$$



**Рис. 7. Сравнение концентраций  $^{36}\text{Cl}$  в вечной мерзлоте:**

1 – концентрация, принесенная из атмосферы; 2 – концентрация, образованная *in situ*.

Если относительная концентрация используемого для датирования изотопа экспоненциально убывает с глубиной вследствие его распада после фиксации в мерзлоте, то концентрация изотопа, образованного *in situ*, ведет себя сложнее (рис. 7). В общем случае она может возрастать с глубиной, и ее естественным пределом является равновесная величина, при которой распад уравновешен образованием.

Для определения *in situ* концентрации  $^{36}\text{Cl}$  в образце необходимо знать скорость осадконакопления вышележащих отложений. Она может быть получена из независимых геологических данных или как средняя для данной глубины залегания величина. В этом случае потребуется оценка возраста образца. Представляется, что в нулевом при-

ближении его можно определить по степени уменьшения относительной концентрации  $^{36}\text{Cl}$  в данном образце без поправки на *in situ*. Затем, зная скорость образования, вычислить *in situ* концентрацию  $^{36}\text{Cl}$  и уточнить возраст.

Оценка поправок к возрасту при учете *in situ* образования  $^{36}\text{Cl}$  в исследованных образцах проводилась при помощи стандартного программного пакета символьной математики на основе математической модели [Heisinger et al., 2002a,b]. При этом считалось, что вышележащие отложения накапливались равномерно со временем. Измеренная льдистость вышележащих отложений и самого образца была усреднена и равнялась 50 %. В расчете был использован средний для мерзлых пород региона атомарный состав сухого остатка. Усредненная измеренная плотность мерзлых отложений равна 1,5 г/см<sup>3</sup>. Результаты расчетов приведены в табл. 3. По радиоуглеродным данным возраст образцов 2/01 и 3/01a лежит в интервале 17–50 тыс. лет. Можно предположить, что для типичных мерзлых толщ позднеплейстоценового возраста поправка на *in situ* образование будет незначительной. Действительно (см. табл. 3), рассчитанная концентрация образованного непосредственно в мерзлоте  $^{36}\text{Cl}$  для этих двух образцов составляет не более 7 % от измеренной величины, что гораздо меньше ее относительной погрешности.

Усредненное соотношение  $\frac{N_{\text{Cl-36}}}{N_{\text{Cl}}}$  с учетом *in situ*

образования для образцов 2/01 и 3/01a использовалось как опорная величина для определения возраста более древних образцов.

Как видно из табл. 3, для плейстоценовых образцов рассчитанная *in situ* концентрация может составлять значительную долю измеренной величины; для образцов 3/01b и 5(МБЛ-2004) она достигает 28 и 12 % соответственно, что показы-

Таблица 3. Оценочный вклад образованного *in situ*  $^{36}\text{Cl}$

Образцы	Средняя глубина залегания*, г/см <sup>2</sup>	Скорость осадконакопления, 10 <sup>-3</sup> г/(год · см <sup>2</sup> )	Измеренная концентрация $^{36}\text{Cl}$ в образце, 10 <sup>4</sup> ат./г	Возраст без поправки на <i>in situ</i> , тыс. лет	Концентрация $^{36}\text{Cl}$ , образованного <i>in situ</i> , 10 <sup>4</sup> ат./г
<i>Мыс Святой Нос</i>					
2/01	580	19	3,1 ± 0,8	30	0,22
3/01a	710	24	3,9 ± 0,8	30	0,16
4/01	1220	2,5	9,7 ± 2,1	480	5,10
3/01b	3090	5,4	4,0 ± 0,8	570	1,10
<i>Остров Большой Ляховский</i>					
5 (МБЛ-2004)	5250	13	1,7 ± 0,2	420	0,20

\* Вычисляется по формуле (4) и соответствует интегральной плотности вещества, отделяющего образец от поверхности до глубины залегания.

вадет необходимость учета *in situ* концентраций  $^{36}\text{Cl}$  для плейстоценовых и более древних образцов. С учетом поправок пересчет возраста образцов 3/01b и 5(МБЛ-2004) дает 710 и 480 тыс. лет соответственно. Подчеркнем, что полученные значения возраста являются максимальной границей и пока не претендуют на точность. Максимальная доля образованной в мерзлой толще радиоактивности, составляющая более 50 %, вычислена для образца 4/01 и, возможно, не соответствует действительности из-за использования усредненных данных. Наиболее важными геологическими параметрами, влияющими на результаты расчета *in situ* образования радионуклидов, являются скорость осадконакопления вышележащих отложений, льдистость и плотность мерзлых осадков, содержание стабильного хлора в образце и атомарный состав сухого остатка.

Анализируя результаты *in situ* поправок, можно заключить, что для молодых ММП, относящихся к позднему плейстоцену, *in situ* концентрации  $^{36}\text{Cl}$  незначительны, и данные породы могут быть использованы как опорные для датирования более древних в рамках временной шкалы метода. При датировании среднеплейстоценовых и более древних ММП учет *in situ* концентраций  $^{36}\text{Cl}$  необходим, причем можно утверждать, что чем древнее образец, тем больше может быть поправка. Поскольку расчет *in situ* концентраций  $^{36}\text{Cl}$  опирается на геологические данные, отмеченные выше, точность определения возраста образца породы косвенно зависит от них.

**Предел датирования многолетнемерзлых пород по  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ .** Для оценки предела датирования примем поверхностную концентрацию привнесенного  $^{36}\text{Cl}$  равной  $N_{\text{Cl-36}}(\lambda \approx 60^\circ) = 1,0 \cdot 10^4$  ат./г, исходя из средней скорости образования космогенного хлора на данной широте [Masarik, Beer, 1999] и среднего количества осадков для Северо-Восточной Сибири. Будем использовать среднюю скорость осаждения  $\epsilon \approx 10^{-3}$  г/(см<sup>2</sup>·год) и массовую долю стабильного хлора в воде, вытаянной из образца мерзлоты,  $m_{\text{Cl}} = 5 \cdot 10^{-6}$ , т. е. предполагаем, что весь привнесенный хлор растворен в воде. На рис. 7 представлены модельные зависимости для концентраций атмосферного и образованного *in situ*  $^{36}\text{Cl}$  от глубины залегания. Видно, что при определенных глубине и возрасте образца фоновое для датирования содержание  $^{36}\text{Cl}$  сравнивается с используемым для датирования атмосферным содержанием. Точку пересечения кривых, соответствующую глубине 2000 г/см<sup>2</sup> и возрасту 2 млн лет, назовем теоретическим пределом датирования метода. Отметим, что он превышает достижимый при современной экспериментальной точности практический предел. Поскольку расчет теоретического предельного возраста, как и расчет

поправки на *in situ* образование, опирается на исходные геологические данные, конкретное значение предела может отличаться от априорной оценки. Так, пределы датирования, рассчитанные на основе данных по образцам 3/01b и 5(МБЛ-2004), равны 1,4 и 2,7 млн лет соответственно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получены следующие результаты.

1. Сформулированы физические и геологические основания определения возраста синкриогенных жильных льдов в многолетнемерзлых породах по систематике относительной концентрации космогенного радионуклида  $^{36}\text{Cl}$  в составе содержащегося во льду хлора Cl.

2. Выполнены измерения абсолютной концентрации хлора  $N_{\text{Cl}}$  и относительной концентрации хлора-36  $\left( \frac{N_{\text{Cl-36}}}{N_{\text{Cl}}} \right)$  в пяти образцах жильного льда из разреза м. Святой Нос и обнажения о. Бол. Ляховский.

3. Выполнены оценки возраста образцов среднеплейстоценовых жильных льдов, составляющие  $(460 \pm 140)$  и  $(390 \pm 140)$  тыс. лет, что качественно согласуется с исходными геологическими данными.

4. Проведены расчеты предположительной скорости образования  $^{36}\text{Cl}$  непосредственно во льду в процессе залегания и, соответственно, теоретического предельного возраста датирования (2 млн лет).

Полученные результаты позволяют рассчитывать, что последующие более представительные по числу образцов измерения сделают предложенный метод датирования удобным и надежным инструментом для мерзлотоведов [Gilichinsky et al., 2007].

Работа выполнена при поддержке INTAS (грант № 05-1000008-8133) и РФФИ (гранты № 04-05-64226, 07-05-00953).

## Литература

- Архангелов А.А. Подземное оледенение севера Колымской низменности в позднем кайнозое // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, вып. VI, с. 26–57.
- Архангелов А.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Ранние стадии формирования вечной мерзлоты на севере Якутии и реликты подземного оледенения // Развитие вечной мерзлоты и перигляциальных зон Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М., Ин-т географии РАН, 1996, с. 102–110.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 403 с.

- Ермолаев М.М.** Геологический и геоморфологический очерк острова Большого Ляховского // Тр. СОПС АН СССР. Сер. якут. М.; Л., 1932, вып. 7, с. 223–228.
- Иванов О.А.** Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Восточной Якутии // Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 202–210.
- Каплина Т.Н.** История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 153–181.
- Конищев В.Н.** Возраст подземных льдов Яно-Индибирской низменности // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, вып. 4, с. 110–114.
- Конищев В.Н., Колесников С.Ф.** Особенности строения и состава позднекайнозойских отложений в обнажении Ойягосский яр // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1981, вып. IX, с. 107–117.
- Куницкий В.В.** Ледовый комплекс острова Б. Ляховский // Проблемы геокриологии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1998, с. 60–72.
- Никольский П.А., Басилян А.Э.** Мыс Святой Нос – опорный разрез четвертичных отложений Яно-Индибирской низменности // Естественная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М., ГЕОС, 2004, с. 5–13.
- Никольский П.А., Басилян А.Э., Симакова А.Н.** Новые данные по стратиграфии верхнекайнозойских отложений в районе мыса Святой Нос // Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М., Ин-т географии РАН, 1999, с. 51–60.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения).** Ч. 1 / Под ред. П.Ф. Швецова, Б.Н. Достовалова. М., Изд-во АН СССР, 1959, 459 с.
- Пирумова Л.Г.** Диатомеи в четвертичных отложениях севера Яно-Индибирской низменности и острова Большого Ляховского // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., Наука, 1968, с. 80–83.
- Попов А.И.** Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2, с. 50–72.
- Романовский Н.Н.** Новые данные о строении четвертичных отложений о. Б. Ляховский (Новосибирские о-ва) // Науч. докл. высш. шк. Сер. геол., геогр., 1958, № 2, с. 243–248.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жилных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 213 с.
- Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А.** Возраст и расселение “мамонтной” фауны азиатского Заполярья (по радиоуглеродным данным) // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 4, с. 12–19.
- Шер А.В.** Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971, 310 с.
- Шер А.В.** Возраст четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления // Докл. АН СССР, 1984, № 3, с. 708–713.
- Шер А.В., Плахт И.Р.** Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей северо-востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 8, с. 17–31.
- Andreev A.A., Grosse G., Schirmeister L. et al.** Late Saalian and Eemian Palaeoenvironmental History of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia) // Boreas, 2004, No. 33, p. 319–348.
- Baumgartner S., Beer J., Suter M. et al.** Chlorine-36 fallout in the Summit, Greenland Ice Core Project ice core // J. Geophys. Res., 1996, No. 102(C12), p. 26659–26662.
- Bentley H.W., Philips F.M., Davis S.N. et al.** Chlorine-36 dating of very old groundwater. The Great Artesian Basin, Australia // Water Resour. Res., 1986, No. 22, p. 1991–2001.
- Blanchard D.** The oceanic production of atmospheric sea salt // J. Geophys. Res., 1985, No. 90, p. 961–963.
- Blinov A., Massonet S., Sachsenhauser H. et al.** An excess of  $^{36}\text{Cl}$  in modern atmospheric precipitation // Nucl. Instrum. and Meth. in Phys. Res., 2000, vol. B172, iss. 1–4, p. 537–544.
- Desilets D., Zreda M.** Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating // Earth Planet. Sci. Lett., 2003, No. 206, p. 21–42.
- Elmore D., Conard N.J., Peter W. et al.**  $^{36}\text{Cl}$  and  $^{10}\text{Be}$  profiles in Greenland ice: Dating and production rate variations // Nucl. Instrum. and Meth. in Phys. Res., 1987, vol. B29, p. 207–210.
- Fröhlich K., Ivanovich M., Hendry M.J. et al.** Application of isotopic methods to dating of very old groundwaters: Milk River aquifer, Alberta, Canada // Appl. Geochem., 1991, No. 6, p. 465–472.
- Gilichinsky D., Nolte E., Basilyan A. et al.** Dating of syngenetic ice wedges in permafrost with  $^{36}\text{Cl}$  // Quatern. Sci. Rev., 2007, No. 26, p. 1547–1556.
- Heisinger B., Lal D., Jull A.J.T. et al.** Production of the selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons // Earth and Planet. Sci. Lett., 2002a, No. 200, p. 345–355.
- Heisinger B., Lal D., Jull A.J.T. et al.** Production of the selected cosmogenic radionuclides by muons; 2. Capture of negative muons // Ibid., 2002b, p. 357–369.
- Huggle D., Blinov A., Stan-Sion C. et al.** Production of cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  on atmospheric argon // Planet. and Space Sci., 1996, No. 2, p. 147–151.
- Kubik P.W., Korschinek G., Nolte E.** Accelerator mass spectrometry with completely stripped  $^{36}\text{Cl}$  ions at the Munich postaccelerator // Nucl. Instrum. and Meth. in Phys. Res., 1984, vol. B1, p. 51–59.
- Kuznetsova L.P.** Atmospheric moisture content and transfer over the territory of the former USSR // Res. Report of IHAS, 1998, No. 4, p. 145–151.
- Lal D., Peters B.** Cosmic ray produced radioactivity on the Earth // Handbuch der Physik, 1967, vol. 46, No. 2, p. 551–612.
- Mackay J.R., Rampton V.N., Fyles J.G.** Relic Pleistocene permafrost, Western Arctic, Canada // Science, 1972, vol. 176, No. 4041, p. 1321–1323.
- Masarik J., Beer J.** Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere // J. Geophys. Res., 1999, vol. 104, No. 12, p. 12099–12111.
- Meyer H.** Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice-dissertation // Rep. Polar Marine Res., 2003, No. 461, p. 111.
- Meyer H., Siegert Ch., Derevyagin L. et al.** Paleoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes, 2002, No. 13, p. 91–103.

- Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.**  $^{14}\text{C}$  dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1996, No. 7, p. 257–266.
- Murton J.B., French H.M., Lamothe M.** Late Wisconsinan erosion and eolian deposition, Summer Island area, Pleistocene Mackenzie Delta, Northwest Territories: optical dating and implications for glacial chronology // *Can. J. Earth Sci.*, 1997, No. 34, p. 190–199.
- Nagaoka D.** Properties of Ice Complex deposits in eastern Siberia // *Proc. of the Second Symp. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1993* / Ed. by G. Inoue. Japan, Hokkaido Univ., Isebu, 1994, p. 14–18.
- Nagaoka D., Saljo K., Fukuda M.** Sedimental environment of the Yedoma in high Arctic eastern Siberia // *Proc. of the Third Symp. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1994* / Ed. by K. Takahashi, A. Osawa, Y. Kanazawa. Japan, Hokkaido Univ., Tsukuba, 1995, p. 8–13.
- Nolte E., Krauthan P., Korschinek G. et al.** Measurements and interpretations of  $^{36}\text{Cl}$  in groundwater, Milk River aquifer, Alberta, Canada // *Appl. Geochem.*, 1991, No. 6, p. 435–445.
- Pewe T.L., Berger G.W., Westgate J.A. et al.** Eva Interglaciation Forest Bed, unglaciated east-central Alaska: global warming 125,000 years ago. N.Y., 1997. (*Spec. Pap. / Geol. Soc. of America*; No. 319).
- Philips F.M., Bentley H.W., Davis S.N. et al.** Chlorine-36 dating of very old groundwater 2. Milk River aquifer, Alberta, Canada // *Water Resour. Res.*, 1986, No. 22, p. 2003–2016.
- Rempel A.W., Waddington E.D., Wettlaufer J.C., Worster M.G.** Possible displacement of the climate signal in ancient ice by premelting and anomalous diffusion // *Nature*, 2001, No. 41, p. 568–571.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al.** Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // *Quatern. Sci. Rev.*, 2004, No. 23, p. 1359–1369.
- Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.A.**  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of frozen peat, Bol'shoi Lyakhovskiy Island (North Siberia) // *Quatern. Res.*, 2002, No. 57, p. 253–258.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D.** New insights into the Weichselian environment and climate of the Eastern-Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // *Quatern. Sci. Rev.*, 2005, vol. 24, No. 5–6, p. 533–569.
- Sudgen D.E., Marchant D.R., Potter N. et al.** Preservation of Miocene glacier ice in East Antarctica // *Nature*, 1995, No. 376, p. 412–414.
- Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H. et al.** First direct dating of Late Pleistocene ice-wedges by AMS // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 2000, vol. 179, No. 2, p. 237–242.

*Поступила в редакцию  
15 июля 2008 г.*