

Следы древнего оледенения на о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене

© 2010 г. Е.Ю. Павлова¹, М.А. Анисимов¹, М.В. Дорожкина¹, В.В. Питулько²

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;

²Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

pavloval@rambler.ru

Статья поступила в редакцию 23 июня 2009 г.

Во внутренней части о. Новая Сибирь изучен разрез четвертичных отложений, представленный сложно дислоцированными прибрежно-морскими осадками, пластовым льдом и мореной. Разрез свидетельствует о древнем покровном оледенении Новосибирских островов в среднем неоплейстоцене. В верхней части разреза на моренных отложениях залегает торфяник и покровный суглинок с тонкими прослоями торфа, радиоуглеродный возраст которых оценен в $28\,000 - 11\,900 \pm 450$ л.н. На основе палинологических исследований и анализа растительных макроостатков верхней части разреза проведена реконструкция природных условий северной части о. Новая Сибирь в конце позднего неоплейстоцена.

Аласная котловина, морена, неоплейстоцен, палиноспектр, пластовые льды, повторно-жильный лед, радиоуглеродный возраст.

Alas depression, ice wedges, Late Pleistocene, moraine, pollen spectre, radiocarbon date, subsurface ice.

Введение

До настоящего времени вопрос о развитии четвертичного оледенения и природной среды Новосибирских островов остается дискуссионным [Гаврилов, 2006; Государственная..., 1999; Гросвальд, 2004; Динамика..., 2002; Каплина и Ложкин, 1982 и др.]. Существующие палеогеографические реконструкции [Edwards et al., 2000; Hubberten et al., 2004; Kienast et al., 2005; Meyer et al., 2002; Prentice & Jolly, 2000; Schirrmeister et al., 2002; Svendsen et al., 2004; Tarasov et al., 2000 и др.] неудовлетворительны в силу слабой изученности этого региона Российской Арктики.

Сотрудники проекта «Жохов 2000» во время полевых работ экспедиции «Высокоширотная Арктика: природа и человек» в 2001-2003 гг. обнаружили достоверные свидетельства наличия покровного оледенения на островах Новая Сибирь и Фаддеевский [Анисимов и др., 2004; 2006; 2007; Басилян и Никольский, 2007а; 2007б; Басилян и др., 2006]. Выходы

пластовых льдов канарчакской свиты - реликта древнего оледенения, видимой вертикальной мощностью до 20-30 м и протяженностью от нескольких сотен метров до 3-10 км - зафиксированы в естественных береговых обнажениях высотой до 35-45 м на западном и северном побережьях о. Новая Сибирь (мысы Рожина, Высокий, Плоский, Каменный и бухта Мира), на северном побережье о. Фаддеевский (между мысами Сана-Балаган и Благовещенский) (рис. 1, а). С использованием комплекса биостратиграфических методов и результатов U-Th-датирования определен возраст покровного оледенения Новосибирских островов - конец среднего неоплейстоцена [Басилян и Никольский, 2007а; 2007б; Басилян и др., 2006].

Основу настоящей работы составляют материалы, полученные в ходе геолого-геоморфологических исследований экспедиции в 2001-2002 гг. на севере о. Новая Сибирь в районе мыса Плоского. Во внутренней части острова в обнажении

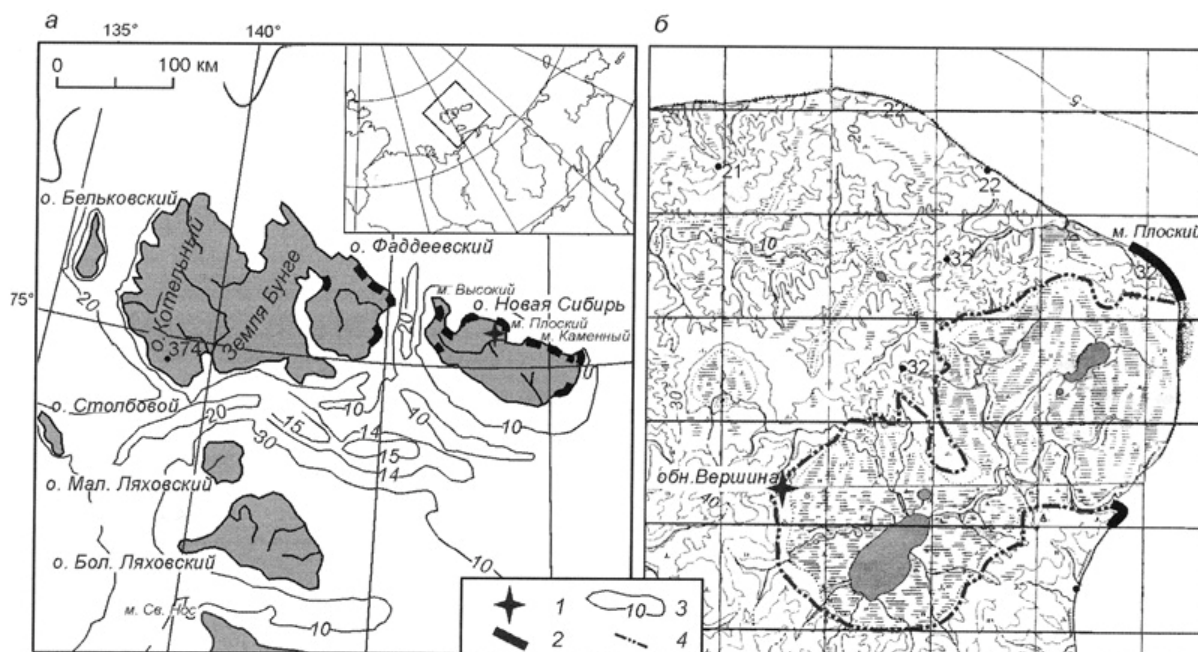


Рис. 1. Местоположение района исследований:

а – архипелаг Новосибирские острова: Ляховские о-ва и о-ва Анжу; *б* – район мыса Плоский (о. Новая Сибирь); 1 – обнажение Вершина; 2 – выходы пластовых льдов в береговых обрывах; 3 – изобаты; 4 – схематическая граница аласной котловины

Fig. 1. Map of the study area:

a – Novosibirsk Islands Archipelago: Lyakhovskiy Islands and Islands Anzhu; *b* – Cape Ploskiy area (Novaya Sibir' Island); 1 – section Vershina; 2 – subsurface ice locations in the sea shore; 3 – isobaths; 4 – schematic boundary of alas depression

Вершина ($75^{\circ}20'$ с.ш., $148^{\circ}18'$ в.д.) наблюдались естественные выходы пластовых льдов (см. рис. 1). Верхняя часть разреза четвертичных отложений была детально изучена с помощью методов радиоуглеродного датирования, спорово-пыльцевого анализа и определения растительных макроостатков. Палинологический анализ выполнен М.В. Дорожкиной (ААНИИ), палеоботанический анализ торфов проведен Н.В. Стойкиной (Институт биологии КарНЦ РАН), радиоуглеродные датировки получены в лаборатории Института истории материальной культуры РАН (руководитель Г.И. Зайцева).

Обнажение Вершина - свидетельство древнего покровного оледенения

На севере о. Новая Сибирь выходы пластовых льдов отмечаются не только непосредственно в береговых обрывах мыса Плоского, где их суммарная протяженность составляет более 1,5 км, но и во внутренней части острова. К югу от мыса, вглубь острова, на правом берегу ручья, вытекающего из аласа, кровля пластовых льдов находится на высоте 6 м и на отрезке около 200 м постепенно уходит

под урез моря. В 8 км к ЗЮЗ от мыса Плоского выходы пластовых льдов - обнажение Вершина - наблюдаются в термоденудационном цирке западного склона обширного аласа (см. рис. 1, б).



Рис. 2. Термоцирк обнажения Вершина
Fig. 2. Thermocirque of Vershina site

Алас, образованный двумя соединившимися котловинами округлой формы площадью приблизительно по 16 км², вытянут в направлении ЮЗ-СВ на 8 км и ограничен по периметру пологой грядой с абсолютными отметками 25-50 м. В своей ВСВ части в 1 км к югу от мыса Плоского он подрезается морем, где имеет высоту поверхности 4 м. От центра к периферии

днище аласа полого повышается от 4 до 8-12 м.

Выходы пластовых льдов в обнажении Вершина (рис. 2) вскрываются в западной масти аласа в термоцирке, развитом на склоне аласной котловины ВЮВ экспозиции. Общая протяженность естественного обнажения составляет примерно 150 м. В основании разреза на отметках около 16,5-35 м залегает толща, включающая сложно дислоцированные прибрежно-морские осадки, пластовые льды и моренные отложения (рис. 3). Прибрежно-морские отложения (пачка 1) представлены многолетнемерзлой толщей переслаивающихся прослоев хорошо окатанной гальки преимущественно углистого сланца, редкими гальками песчаника в песчаном наполнителе из мелко- и среднезернистого песка желтовато-палевого цвета, прослоев тонко- и мелкозернистого полимиктового песка палевого цвета, прослоев мелкой гальки, щебня и гравия преимущественно углистого сланца и песчаника с редкими гальками кварца и многочисленными мелкими обломками малакофауны. Слоистые прибрежно-морские отложения несут следы гляциотектонических складчато-чешуйчатых деформаций. Видимая мощность пачки - 2,5-3 м.

Пластовый лёд (пачка 2) имеет параллельно-слоистую текстуру, обусловленную ориентировкой пузырьков воздуха, тонкими прослойками алевритовых пленок и отдельных тонких прослоев тонкозернистого песка. Тектоническая структура пластового льда характеризуется наличием складчатых и разрывных деформаций, отражающих движение льда. Мощность пачки 2 составляет 5-7 м. Пластовый лёд перекрыт моренными отложениями (пачка 3), представленными грубообломочным несортированным валунно-галечно-суглинистым материалом. Кроме того, в тилл включены многочисленные отторженцы средних размеров (3-6 м), представляющие собой отдельные блоки перемятых в складки слоистых песчаных и супесчаных морских осадков (рис. 4).

Мощность моренных отложений составляет около 6-8 м.

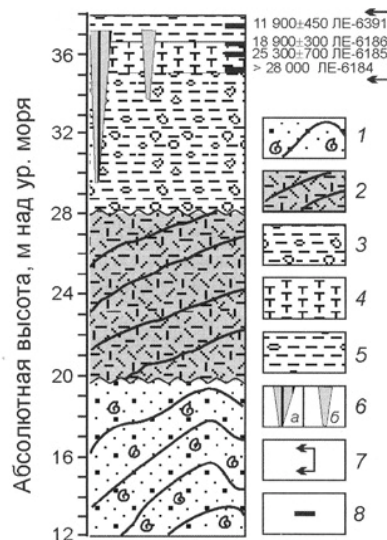


Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка обнажения Вершина:

1 – сложно дислоцированные прибрежно-морские отложения с малакофауной (пачка 1); 2 – пластовый лёд (пачка 2); 3 – моренные отложения (пачка 3); 4 – торфяник (пачка 4); 5 – покровный суглинок (пачка 5); 6 – повторно-жильный лёд: а – жилы первой генерации, б – жилы второй генерации; 7 – детально изученная часть разреза; 8 – радиоуглеродные датировки

Fig. 3. General stratigraphic sequence for Verzhina exposure, bottom to top:

1 – complex dislocated shallow-water marine deposits that include shell fragments of marine mollusks (member One); 2 – subsurface ice (member Two); 3 – till (member Three); 4 – peat (member Four); 5 – cover loam (member Five); 6 – ice wedges: a – generation One, b – generation Two; 7 – detailed study section; 8 – radiocarbon dates

Непосредственно на морене в вершине термоцирка на протяжении 70 м в интервале высот 35-36,5 м по неровному карманообразному контакту залегают торфяные отложения (пачка 4). Торфяник имеет мощность 0,9-1,5 м, сложен многолетнемерзлым травяно-гипновым торфом бурого цвета хорошей сохранности. Пачка 4 содержит две генерации повторно-жильных льдов. Вытаивание льдов первой генерации приводит к формированию довольно регулярной сети байджарахов в краевой части термоцирка высотой до 6-8 м. Ширина понижений между ними достигает 8-10 м, что указывает на мощность повторно-жильных льдов. Жилы первой генерации, видимо, сингенетичны формированию торфяника и эпигенетичны по отношению к подстилающим его моренным отложениям, пробивая их на глубину 5-6 м. Вторая генерация представлена менее мощными

эпигенетическими жилами, горизонтальные размеры которых составляют 30-40 см, а вертикальные - 2-2,5 м. Пачка 5 находится в интервале высот 36,5-38 м и представлена покровным суглинком коричнево-серого цвета с рассеянной галькой. В слое отмечаются тонкие прослои хорошо разложившегося опесчаненного торфа рыжеватого-коричневого цвета мощностью 2-3 см.

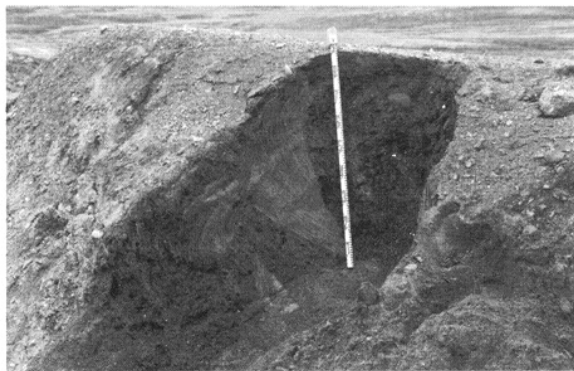


Рис. 4. Отторженец в моренных отложениях
Fig. 4. Intact block of the sediments captured and removed by the glacier from a distance and then included into morainic deposits

Для торфяника (пачка 4) и перекрывающих его покровных суглинков (пачка 5) получена серия радиоуглеродных датировок, выполнен спорово-пыльцевой анализ и определены растительные макроостатки в торфе. Подошва торфяника датирована: > 28 000 л.н. (ЛЕ-6184), средняя часть - 25 300±700 л.н. (ЛЕ-6185), кровля - 18 900±300 л.н. (ЛЕ-6186). Дополнительные датировки образцов для того же торфяника, отобранных из соседнего байджараха, показали 21 200±700 л.н. (ЛЕ-6392) - 26 000±800 л.н. (ЛЕ-6393). Прослой торфа из пачки 5 покровных суглинков имеет возраст 11 900±450 л.н. (ЛЕ-6391).

Реконструкция палеогеографических условий развития природной среды

Следы древнего покровного оледенения фиксируются в нижней части разреза комплексом дислоцированных отложений, включающим прибрежно-морские осадки пачки 1, пластовые льды пачки 2 и перекрывающую их морену (пачка 3). Их предположительный возраст - средний

неоплейстоцен. Эти осадки характерны для толщи средней подсвиты канарчакской свиты, наблюдаемой в опорном разрезе на мысе Каменном [Басилян и Никольский, 2007].

Заключительный отрезок позднего неоплейстоцена достаточно полно характеризуют палинологические данные и результаты анализа растительных макроостатков в торфе, полученные для пачек 4 и 5, которые хорошо согласуются между собой. Это позволило провести реконструкцию палеогеографических условий развития природной среды в северной части о. Новая Сибирь для конца позднего неоплейстоцена.

Согласно результатам спорово-пыльцевой анализа (рис. 5), в пределах палинозоны 1, относящейся ко времени, предшествующему образованию торфяника, - приблизительно до 28 000 л.н. - ведущая роль в формировании палиноспектра принадлежит травам (до 70%), среди которых доминирует пыльца семейств *Poaceae* (до 30%) и *Cyperaceae* (до 35%). Пыльца древесных и кустарников, составляющая до 22% общего состава и представленная *Pinus* s/g *Haploxydon* (до 18%), *Picea* (менее 5%), - результат дальнего переноса. Присутствие пыльцы *Betula* sect. *Nanae*, *Alnus fruticosa*, *Salix* sp. (менее 5%) может отчасти свидетельствовать о крайне ограниченном распространении этих кустарников. Среди споровых, на долю которых приходится 8% общего состава палиноспектра, зеленые и сфагновые мхи отмечаются приблизительно в равном соотношении: *Bryales* (до 56%) и *Sphagnum* (до 44%). Ландшафты представляли собой открытые пространства с разреженными сухими и умеренно увлажненными тундровыми осоково-злаковыми и злаково-осоковыми сообществами, развитыми на слабо задернованном щебнисто-суглинистом субстрате моренных отложений.

Радиоуглеродная датировка > 28 000 л.н. подошвы торфяника весьма приблизительно определяет время начала торфонакопления. Время формирования торфяника пачки 4 относится ко второй половине каргинского межледниковья

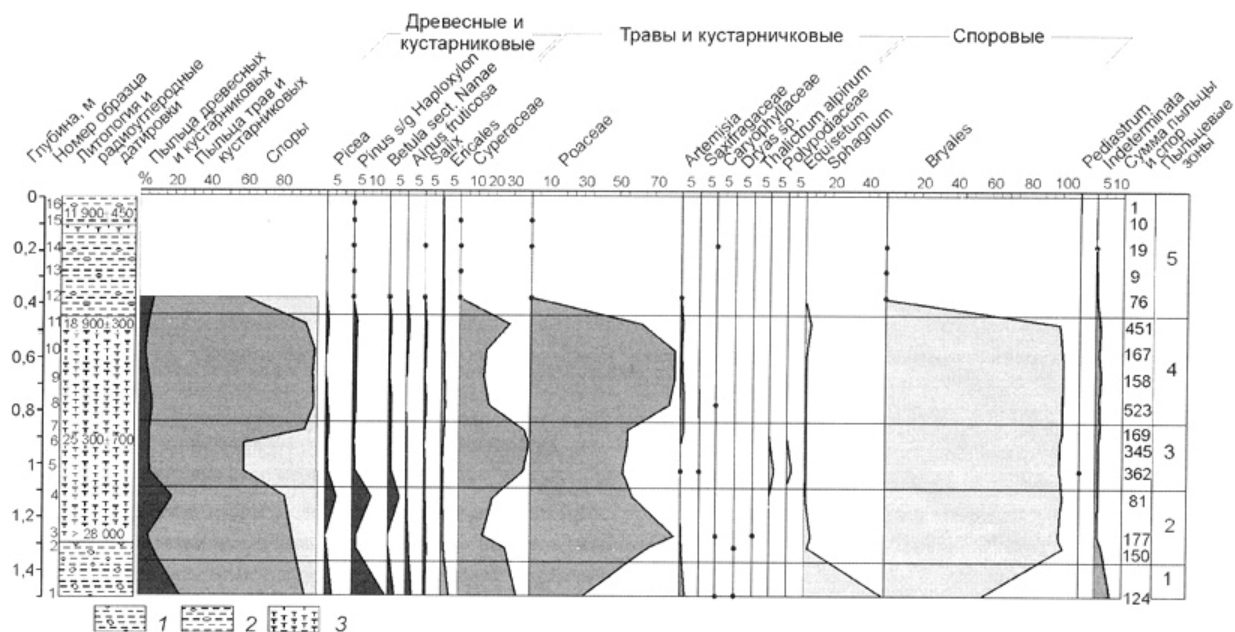


Рис. 5. Процентная спорово-пыльцевая диаграмма верхней части разреза Вершина:
 1 – моренный валунно-галечный суглинок; 2 – покровный суглинок с гальками; 3 – торф
 Fig. 5. Pollen percentage diagram of the upper part of Verzhina exposure:
 1 – till; 2 – cover loam; 3 – peat

(курахах-салинское потепление) [Каплина и Ложкин, 1982] - первой половине сартанского похолодания (первая половина мус-хаинского интервала) позднего неоплейстоцена. Примечательно, что на протяжении всего этого времени торфонакопление происходило непрерывно.

Среди растительных макроостатков (рис. 6), характеризующих состав толщи торфяных отложений, ведущую роль играют гипновые мхи, представленные родами *Aulacomnium*, *Drepanocladus*, *Calliergon*. Их процентное соотношение на протяжении вертикального профиля торфяника непостоянно и закономерно меняется вверх по разрезу в сторону уменьшения содержания *Calliergon* и увеличения *Drepanocladus*, что, по всей вероятности, отражает изменение условий увлажнения (*Aulacomnium* встречен единично). Нижняя часть торфяника, соответствующая временному диапазону приблизительно 28 000-26 000 л.н., представлена низинным травяно-гипновым торфом. Высокое содержание гипновых мхов рода *Calliergon* (45-50 %), в том числе *Calliergon giganteum*, *Calliergon sarmentosum*, присутствие *Drepanocladus* (15-20%), *Sphagnum fimbriatum* (5 %), *Eriophorum* sp. (5%), *Carex* sp. (5 %), *Carex*

stans (до 5 %) указывают на условия высокого увлажнения субстрата фунтовыми водами (см. рис. 5). По всей вероятности, сильное обводнение территории было вызвано таянием как пластового льда, так и содержащегося в моренных отложениях в результате потепления, произошедшего приблизительно 28 000 л.н. или несколько ранее, что привело к образованию мелких зарастающих водоемов в понижениях рельефа.

В палинокомплексе 2, который также характеризует нижнюю часть торфяника, доминирует пыльца трав (до 85 %), причем резко возрастает роль пыльцы *Poaceae* (до 81 %) и уменьшается *Cyperaceae* (до 30 %), единичными зернами представлены *Caryophyllaceae*, *Dryas* sp., *Thalictrum alpinum*. Содержание пыльцы древесных и кустарников несколько уменьшается (до 18%), сокращается количество заносной пыльцы *Pinus* s/g *Haploxyton* и *Picea*. При этом возрастает роль пыльцы *Betula* sect. *Nanae* (до 6%). Сохраняется присутствие пыльцы *Salix* sp. и *Alnus fruticosa*. Роль споровых в общем составе палиноспектра увеличивается до 18 % при безусловном доминировании *Bryales* (97-100%). Содержание спор *Sphagnum* не превышает 3 %.

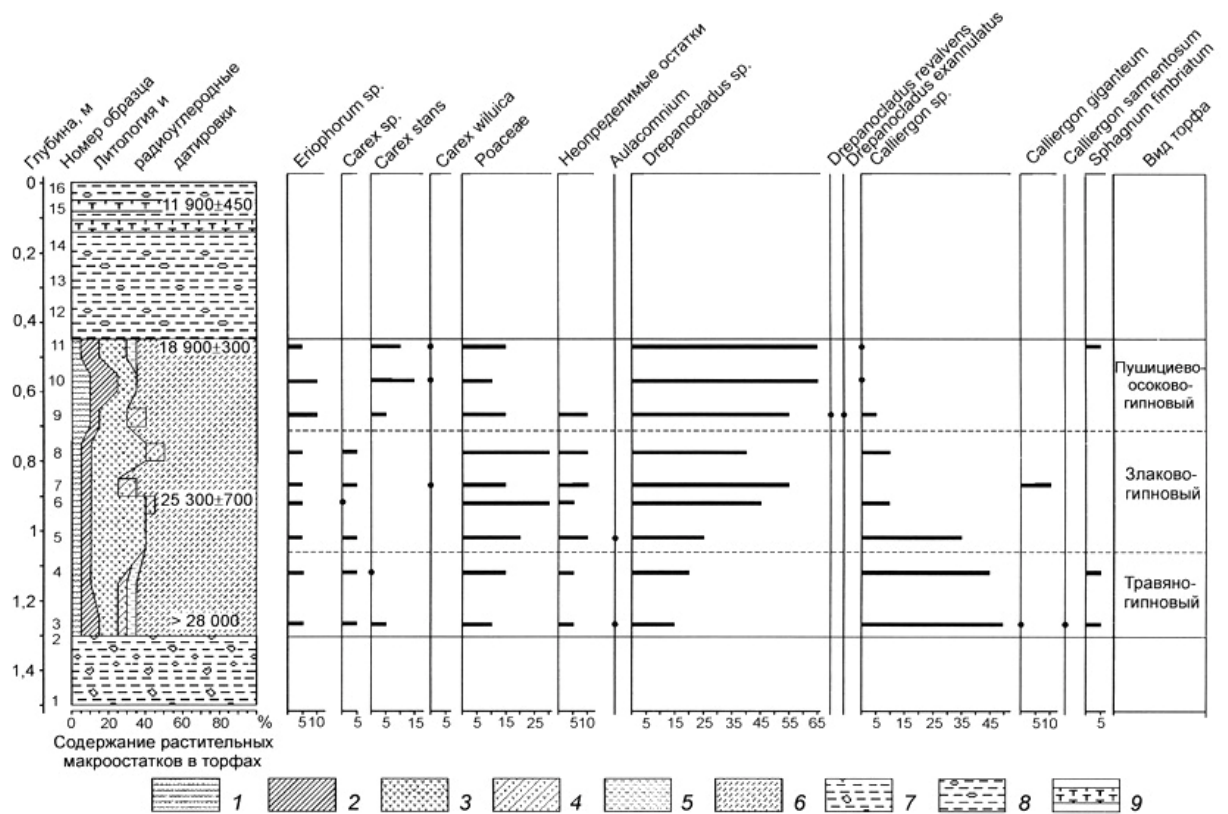


Рис. 6. Процентная диаграмма содержания растительных макроостатков в торфе верхней части разреза Вершина: 1 – пушицы; 2 – осоки; 3 – злаки; 4 – неопределимые остатки трав; 5 – сфагновые мхи; 6 – гипновые мхи; 7 – моренный валуно-галечный суглинок; 8 – покровный суглинок с гальками; 9 – прослой сильно разложившегося торфа

Fig. 6. Plant macro remains percentage diagram of upper part of Vershina exposure: 1 – *Eriophorum*; 2 – *Carex*; 3 – *Poaceae*; 4 – indeterminate herbs remains; 5 – *Sphagnum*; 6 – *Bryales*; 7 – till; 8 – cover loam; 9 – high degree decay peat layers

Комплексный анализ состава растительных макроостатков в нижней части торфяных отложений и спорово-пыльцевых данных, характеризующих палинокомплекс 2, позволяет реконструировать низинные травяно-гипновые фитоценозы, развитые на сильно обводненных заболоченных тундровых полигонах, в понижениях рельефа в условиях повышенного увлажнения грунтовыми водами. Кустарниковый ярус из низкорослых карликовой березки, ив, ольховника сильно разрежен. Травянистый ярус также разрежен и представлен злаковыми, осоками (в том числе *Carex stans*), пушицей, произраставшими на валиках по краям полигональных озерков. На незадернованных склонах сохранялись разреженные умеренно увлажненные тундровые осоково-злаковые, злаковые и злаково-моховые сообщества на щебнисто-суглинистом субстрате моренных отложений.

Средняя часть разреза торфяника представлена низинным злаково-гипновым торфом и формировалась приблизительно 26 000-23 000 л.н. Состав растительных макроостатков показывает возрастание роли гипновых мхов рода *Drepanocladus* (до 45-55 %) и уменьшение содержания *Calliergon* (от 35 до 10%). Среди травянистых растений на фоне унаследованного содержания *Eriophorum* sp. и *Carex* sp. (в пределах 5 %) увеличивается значение *Poaceae* (до 30 %).

В палинокомплексе 3, соответствующем средней части торфяника, роль трав уменьшается до 55%, а значение споровых возрастает до 42%. Содержание пыльцы древесных и кустарников уменьшается до 2-3%. Среди трав по-прежнему доминирует пыльца семейства *Poaceae* (до 57%), до 40% возрастает присутствие пыльцы *Cyperaceae*. В спектре присутствует пыльца *Artemisia* и *Saxifragaceae*. Среди споровых доминирует *Bryales* (95-100%), в пределах

от единичных спор до первых процентов представлены *Polypodiaceae*, *Equisetum*, *Sphagnum*. Единично отмечен *Pediastrum*.

Состав палинокомплекса 3 и композиция растительных макроостатков торфа отражают условия повышенного периодически избыточного увлажнения, возросшего по сравнению с предыдущим интервалом. Растительность была представлена сильно обводненными злаково-гипновыми, осоково-злаково-гипновыми и гипновыми тундровыми фитоценозами эвтрофного типа, развитыми в центральных частях полигонов, и осоково-злаковыми сообществами по их периферии.

Верхняя часть торфяника, формировавшаяся в интервале 23 000 - 18 900 л.н., представлена пушицево-осоково-гипновым торфом, в котором роль гипновых мхов рода *Drepanocladus* увеличивается до 65 %, а *Calliergon* - уменьшается до первых процентов, вновь появляется *Sphagnum fimbriatum* (5%). Содержание макроостатков осоковых (*Eriophorum* sp., *Carex stans*, *C. wiluica*) возрастает до 25%, злаковые отмечаются в пределах 10-15%. В палинокомплексе 4, характеризующем верхнюю часть торфяника, ведущая роль в формировании спектра принадлежит травам (до 97%). Доминантам служит пыльца семейства *Poaceae* (до 83%), содержание пыльцы *Cyperaceae* уменьшается до 13%, в пределах 5% присутствует пыльца *Artemisia*, единичны зерна *Caryophyllaceae*. Содержание пыльцы древесных и кустарников составляет 5-6 %. Роль споровых в палиноспектре уменьшается до 2-3%, они представлены *Bryales*, *Sphagnum*. Результаты спорово-пыльцевого анализа и анализа растительных макроостатков позволяют предположить, что 23 000 - 18 900 л.н. происходило замещение низинных травяно-гипновых фитоценозов, развитых в центральных частях полигонов, переходными пушицево-осоково-гипновыми и сообществами, отражающими переход низинных торфяников в фазу атмосферного питания. Условия увлажнения меняются в сторону ксерофитизации. По периферии полигонов

на валиках, на дренируемых повышенных участках рельефа господствовали травяные (осоково-злаковые, злаковые) тундровые сообщества.

Палинокомплекс 5 отражает изменения, произошедшие после 18 900 л.н. В нем представлены единичные зерна всех растительных групп, причем пыльца *Pinus* s/g *Haploxylon* является заносной. Среди трав отмечаются *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*. Единичные споры представлены *Bryales*. Состав палиноспектра указывает на радикальную смену экологических условий после 18 900 л.н., вероятно, вызванную резким похолоданием и уменьшением влажности, что привело не только к прекращению процесса торфонакопления, но и к обеднению и сокращению проективного покрытия растительности. Растительный покров был крайне разрежен и представлен отдельными куртинками осок, злаков, полыней.

На рубеже 11 900 - 12 000 л.н., вероятно, произошло некоторое потепление и увеличение влажности, что привело к кратковременному возобновлению процесса торфонакопления, в результате чего сформировались маломощные (2-3 см) его прослойки в верхней части покровных суглинков, имеющие возраст 11 900 ± 450 л.н. (JE-6391). Формирование крупной аласной котловины на мысе Плоском началось после 11 900 л.н.

Выводы

Данные, полученные при изучении четвертичных отложений обнажения Вершина, позволяют сделать ряд выводов о палеогеографических условиях развития природной среды о. Новая Сибирь. На этом острове ледовые льды имеют широкое площадное распространение, их площадь составляет, по меньшей мере, первые десятки квадратных километров. Вскрывающаяся в обнажении Вершина во внутренней части острова толща рыхлых отложений, представленная сложно дислоцированными прибрежно-морскими осадками, ледовым льдом и мореной, содержащей отторженцы, - еще одно свидетельство древнего покровного

оледенения. Его возраст оценивается как конец среднего неоплейстоцена [Басилян и Никольский, 2007а; 2007б; Басилян и др., 2006].

На протяжении 28 000 - 18 900 л.н. на о. Новая Сибирь существовали условия, благоприятные для непрерывного торфонакопления. Они могут быть определены как криогумидные. Длительное их сохранение, в том числе и в эпоху сартанского похолодания, скорее всего, связано с отепляющим воздействием океана, уровень которого в конце каргинского интерстадиала, вероятно, был достаточно высок. Косвенным образом эти условия свидетельствуют о том, что какой-то участок береговой линии Восточно-Сибирского моря в конце каргинского времени располагался на незначительном удалении от района исследований и оставался относительно стабильным долгое время даже на ранних этапах похолодания. Увлажняющее и отепляющее воздействие морского бассейна локально компенсировало нарастание общей криоаридности. Можно предположить, что развитие регрессии бассейна в сартанском криохроне было первоначально весьма медленным, а затем - экспоненциальным.

Согласно палеоботаническим материалам, ландшафты развивались от разреженных сухих и умеренно увлажненных тундровых осоково-злаковых и злаково-осоковых сообществ на слабо задернованном щебнисто-суглинистом субстрате моренных отложений (до 28 000 л.н.) к сильно обводненным злаково-гипновым, осоково-злаково-гипновым и гипновым тундровым фитоценозам эвтрофного типа и осоково-злаковым сообществам (28 000 - 23 000 л.н.), а затем к переходным пушицево-осоково-

гипновым сообществам и травяным тундрам (23 000 - 18 900 л.н.).

Рубеж 18 900 ± 300 л.н. характеризуется резким ухудшением экологических условий, связанным, вероятно, с резким похолоданием и уменьшением влажности, что отвечает представлениям о развитии регрессивной фазы полярного бассейна в термический минимум сартанского криохрона. Следы покровного оледенения во время сартанского похолодания (22 000 - 10 500 л.н. по [Кинд, 1974]) на севере о. Новая Сибирь отсутствуют.

Процесс формирования аласов в северной части о. Новая Сибирь по нашим данным начался после 11 900 л.н. и активно протекал в голоцене. Предполагается, что первый цикл аласирования территорий Яно-Колымской низменности, начавшийся на рубеже голоцена, был наиболее мощным [Безродных и др., 1986] и достиг максимума около 9 000 л.н. Датировка маломощного прослоя торфа в верхней части покровных суглинков обнажения Вершина документирует начальный этап этого процесса на о. Новая Сибирь.

Благодарности. Авторы благодарят научного сотрудника лаборатории болотных экосистем Института биологии КарНЦ РАН Н.В. Стойкину за анализ растительных макроостатков, сотрудников радиоуглеродной лаборатории ИИМК РАН и ее руководителя Г.И. Зайцеву за датирование образцов. Работа была бы невыполнима без поддержки одного из благотворительных научных фондов (Нью-Йорк, США) и квалифицированного логистического сопровождения агентства «ВИКААР» (Санкт-Петербург), которым авторы выражают свою искреннюю признательность.

Литература

1. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Тез. докл. XIII Гляциол. симпозиума «Сокращение гляциосферы: факты и анализ». СПб., 2004. С. 37-38.
2. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов

как реликт древнего оледенения // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 143-145.

3. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Басилян А.Э., Никольский П.А. Пластовые льды Новосибирских островов - значимый фактор рельефообразования в прошлом и настоящем // Тез. докл. науч. конфер. «Моря высоких широт и морская криосфера». СПб., 2007. С. 20-21.

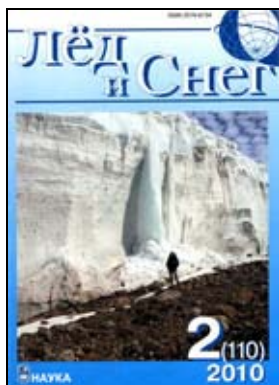
4. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* О плейстоценовом оледенении Новосибирских островов // Геологические события неогена и четвертичного периода России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеография, реконструкции: Материалы Всероссийского научного совещания. М., 2007. С. 10-12.
5. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* [Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный \(о. Новая Сибирь\)](#) // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76-84.
6. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Тумской В.Е., Анисимов М.А.* [Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов и севера Яно-Индигорской низменности](#) // Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб., 2006. С. 16-17.
7. *Безродных Ю.П., Векслер В.С., Савваитов А.С., Стелле В.Я.* Корреляция по ^{14}C палеогеографических событий позднего плейстоцена и голоцена отдельных районов Арктики // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллинн, 1986. С. 5-12.
8. *Гаврилов А.В.* [Пассивное оледенение Восточно-Сибирской Арктики](#) // Проблемы корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. СПб., 2006. С. 29.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 - Новосибирские острова. Объяснительная записка. - СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
10. *Гросвальд М.Г.* Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене - океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 47-54.
11. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет: Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен - голоцен - элементы прогноза». Вып. 2. Общая палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
12. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст «ледового комплекса» Приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 2. С. 84-95.
13. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 256 с.
14. *Edwards M.E., Anderson P.M., Brubaker L.B. et al.* Pollen-based biomes for Beringia 18,000, 6000 and 0 ^{14}C yr BP // Journ. of Biogeography. 2000. V. 27. P. 521-554.
15. *Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I.* The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1333-1357.
16. *Kienast E., Schirrmeyer L., Siebert C., Tarasov P.* Palaeobotanical evidence for warm summers in the East Siberian Arctic during the last cold stage // Quaternary Research. 2005. V. 63. P. 283-300.
17. *Meyer H., Derevyagin A., Siebert C., Schirrmeyer L., Hubberten H.W.* Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia - Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. V. 13. P. 91-105.
18. *Prentice I.C., Jolly D. and BIOME 6000 participants.* Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa // Journ. of Biogeography. 2000. V. 27. P. 507-519.
19. *Schirrmeyer L., Siebert C., Kuznetsova T. et al.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. V. 89. P. 97-118.
20. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229-1271.
21. *Tarasov P.E., Volkova V.S., Webb T. III. et al.* Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia // Journ. of Biogeography. 2000. V. 27. P. 609-620.

Summary

An exposure composed of Quaternary deposits of different nature was discovered in the inner part of the Novaya Sibir Island. It includes fossil ice, which is the evidence for the old glaciation of the region of the New Siberian Islands. The glaciation event dates to the end of Middle Pleistocene. Cover loam with peat-like interbeds and peat deposits found in the upper part of the profile overlap the morainic sediments. Radiocarbon dates from the peat deposit and peat interbeds delivered ages from > 28 000 to 11 900 ± 450 years BP. Environmental changes

for the study area within Late Pleistocene are reconstructed from pollen and plant macro remains data. Results of the study exclude expanded glaciation of the area during the Late Pleistocene.

Ссылка на статью:



Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Следы древнего оледенения на о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене // Лед и снег. 2010. № 2 (110), с. 85-92.