

БИОСТРАТИГРАФИЯ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И КЛИМАТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ В ГОЛОЦЕНЕ

Е.В. Безрукова^{1,2}, А.В. Белов³, П.П. Летунова^{1,2}, А.А. Абзаева^{1,2}, Н.В. Кулагина⁴,
Е.Э. Фишер³, Л.А. Орлова⁵, Е.В. Шейфер⁶, В.И. Воронин⁶

¹ Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 17, Россия

² Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

³ Институт географии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия

⁴ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

⁵ Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

⁶ Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 132, Россия

Новый разрез торфяных отложений с северо-западного побережья оз. Байкал изучен методами радиоуглеродного, пыльцевого и анализа ботанического состава торфа. Возраст торфяника составляет около 9500 калибровочных лет. Показано, что 9500—8500 лет назад растительность района была представлена листовечнохвойными и словыми редколесьями с участием березы. С 7500 и до 6800 лет назад в районе исследования произошло быстрое (за 200—300 лет) расселение пихты. Результаты ботанического состава торфа подтверждают существование пихты вблизи болота. Время господства пихты дает основание считать указанный интервал времени оптимальным с точки зрения сочетания мягких зимних сезонов, прохладных летних, мощного снежного покрова, обилия атмосферного увлажнения. Большое количество атмосферных осадков в этом районе соотносено с интенсификацией западного (североатлантического) переноса воздушных масс. Позднее (6800 лет назад) роль пихты в составе лесной растительности района сократилась. В региональном масштабе в бассейне оз. Байкал началось расселение сосновых лесов. В последовательности изменений растительности и климата высокогорной зоны Байкальского хребта нашли выражение похолодания в Северной Атлантике, идентифицированные как интервалы с повышенным отложением грубообломочного материала и сниженными температурами поверхностных вод. Полученные результаты способствуют уточнению характера изменений регионального климата и структуры ландшафтов, а надежная возрастная модель обеспечивает возможность как внутрирегиональных, так и межрегиональных корреляций реконструированных изменений природной среды с ее синхронными изменениями повсюду.

Высокогорные экосистемы, биостратиграфия, датированные записи палеосреды, голоцен, межрегиональные корреляции.

PEAT BIOSTRATIGRAPHY AND HOLOCENE CLIMATE ON THE NORTHWESTERN MOUNTAIN PERIPHERY OF LAKE BAIKAL

E.V. Bezrukova, A.V. Belov, P.P. Letunova, A.A. Abzaeva, N.V. Kulagina,
E.E. Fisher, L.A. Orlova, E.V. Sheifer, and V.I. Voronin

We report new radiocarbon ages, pollen stratigraphy, and botanical composition of an organic sediment sequence from mountains along the northwestern side of Lake Baikal. The calendar age of the peat is ca. 9.5 kyr BP. The pollen spectra between 9.5 and 8.5 kyr ago show vegetation consisting mostly of open larch and spruce-larch forests with minor birch. The interval from 7.5 to 6.8 kyr BP is marked by broad fir spread confirmed also by the peat botanical composition. The climate inferred for the period of fir dominance combines mild winters, cool summers, thick snow cover, and abundant moisture, apparently due to more intense North Atlantic air transport. Fir percentage decreases dramatically after 6.8 kyr BP, when pines begin to spread in the Baikal watershed. The peat record bears imprint of North Atlantic cooling events identified as intervals of ice-rafted detritus deposition and low surface water temperatures. The new data allow a better insight into the regional climate and landscapes, and the reliable age model provides regional and interregional correlations of global change events.

Mountain ecosystems, biostratigraphy, dated paleoenvironmental records, Holocene, regional paleoclimate correlations

ВВЕДЕНИЕ

Изменения природной среды голоцена бассейна оз. Байкал изучались на основе данных различных методов исследования главным образом донных отложений самого озера [Безрукова и др., 1991; Гольдберг и др., 2001; Karabanov et al., 2004; Bezrukova et al., 2005; и др.]. Представленные в этих работах реконструкции динамики климата базируются на осредненном сигнале из глубоководных озерных отложений. Между тем протяженность самой котловины Байкала почти на четыре градуса по широте и существенная

разница параметров современного климата в южных и северных районах озера предполагает существование различий и в тренде климатических изменений в прошлом. Частично такая информация уже получена [Takahara et al., 2000; Безрукова и др., 2005а,б]. Однако до настоящего времени неизвестно ни одной датированной, детальной записи изменения климата из высокогорных районов озера. Горы являются одним из центральных звеньев глобального гидрологического цикла и важным источником воды. Следовательно, понимание динамики и влияния климатических изменений в этих регионах особенно важно. Более того, многие высокогорные районы испытывают современное потепление, степень которого даже превышает таковую в масштабе полушария [Beniston et al., 1997] и могут быть особенно подвержены будущим изменениям климата. Среди районов, чья климатическая история пока изучена крайне слабо, находятся и горные массивы, окружающие оз. Байкал, в частности, Байкальский хребет, оконтуривающий северо-западное побережье озера с отдельными вершинами, превышающими 2000 м.

Цель настоящей статьи — изучить последовательность и хронологию изменений пыльцевой и ботанической стратиграфии торфяной залежи из высокогорной зоны западной части бассейна оз. Байкал и реконструировать динамику растительности и климата этой территории в голоцене на примере хорошо датированной пыльцевой записи и данных о ботаническом составе торфа из болотного массива Окунайка, выявить возможные причины этих изменений. Этот район вплоть до настоящего времени практически не подвергался антропогенному воздействию, и поэтому седиментационная запись из торфяника Окунайка будет отражать естественную динамику природной среды территории. Изученная болотная экосистема находится в условиях высокогорья, т. е. в экстремальных условиях, и должна быть очень чувствительна к изменениям климата.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Таблица 1. Некоторые показатели современного климата района оз. Байкал [Байкал..., 1993]

Название метеостанции	Средняя температура, °С		Среднегодовое кол-во осадков, мм	Сумма активных температур выше 10 °С
	июля	января		
Гоуджекит	15.5	26.1	600	800—1000
Байкальское	12.6	21.7	350	1000—1200

Климат северной котловины Байкала характеризуется как умеренно-континентальный за счет тепляющего влияния водной массы озера. Данные ближайших метеорологических станций приведены в табл. 1. В то же время о суровости природных условий здесь свидетельствует повсеместное присутствие многолетней мерзлоты. Байкальский хребет образует западный борт Северо-Байкальской котловины. Основную роль в формировании воздушной циркуляции континентальных регионов Евразии играет Сибирский антициклон. Зимой зональный воздушный поток во внутренние районы блокируется Сибирским максимумом. В итоге здесь формируются маловетренные, холодные и сухие зимы. Периодические вторжения арктических антициклонов зимой сказываются в пространственно-временной изменчивости воздействия Сибирского максимума [Lydolph, 1977].

Интенсивный прогрев земной поверхности летом влияет на создание зоны пониженного атмосферного давления на большей территории Сибири, позволяя проникать сюда океаническим воздушным массам. Соответственно, максимум атмосферных осадков приходится на летнее время.

В 2005 г. на пологой части перевала, в пределах системы мезотрофных болот водораздела северной части Байкальского хребта (междуречье Дельбичинды и Окунайки, 55°52' с.ш., 108°47' в.д.) был вскрыт разрез торфяных отложений (рис. 1). Высота точки опробования составляет около 1450 м над уровнем моря. Мощность торфяника 312 см. Рас-

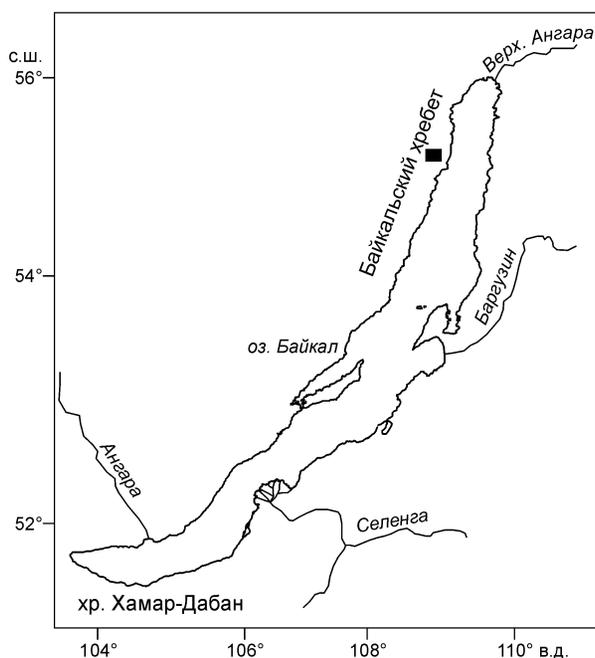
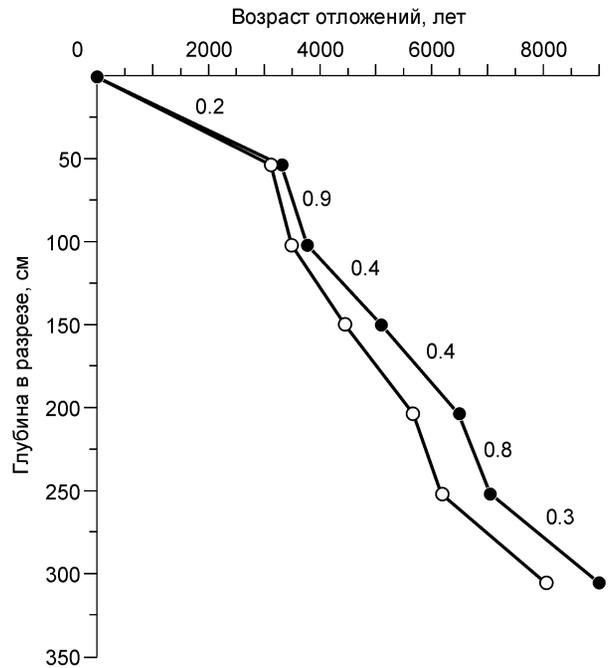


Рис. 1. Картограмма с указанием места изученного разреза.

Черный прямоугольник — разрез Окунайки.

Рис. 2. Возрастная модель разреза Окунайка.

Белые кружки соответствуют ^{14}C значениям возраста, черные — календарным значениям возраста. Цифрами даны скорости формирования торфа между датированными горизонтами (мм/год).



тительность участка представлена разреженными березово-лиственничными с редкой пихтой лесами на каменистых почвах. Лиственницы угнетенные. Береза растет в виде примеси. Пихта присутствует единично в долинах ручьев и на склонах западной экспозиции, несет на себе следы снегового и ветрового нарушения. В подлеске встречается душечка (*Duschekia fruticosa (rupr.) Pouzar*), кедровый стланник (*Pinus pumila (Pallas) Regel*) с ерниковой березкой. В пределах наиболее пологих участков лес замещается редкими, небольшими по площади мезотрофными болотами. Здесь появляется березка (*Betula nana L. subsp. exilis (Sukacz.) Hulten*) и ива. Сами болота покрыты голубично-разнотравно-осоково-сфагновыми ассоциациями с ерником по бровкам. Места с открытой водой обрамляют сабельник болотный (*Comarum palustre L.*), осоки (*Carex atrofusca Schkuhr*, *Carex globularis L.*), пушица (*Eriophorum brachyantherum Trautv. et Meyer*).

МЕТОДЫ

Возрастная модель и скорости формирования отложений. Возрастной контроль отложений обеспечен шестью радиоуглеродными датами, полученными по общему органическому веществу в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии СО РАН, г. Новосибирск. Значения радиоуглеродного возраста приведены в соответствии с календарными с использованием пакета программ CalPalA-University of Cologne Radiocarbon Calibration Program Package. Значения радиоуглеродного, календарного возрастов, скорости аккумуляции торфа приведены в табл. 2. Значения возраста для горизонтов, изученных методом палинологического анализа, рассчитаны методом интерполяции между датированными горизонтами. Далее в тексте все возрастные характеристики указаны в календарных годах.

Скорости торфообразования были относительно низкими около 9000—7000 лет назад, возрастающая почти в три раза 7000—6500 лет назад (рис. 2). Затем скорости замедлялись между 6500—3770 лет назад и снова трехкратно возрастали 3770—3300 лет назад. Примечательно, что в последние 3300 лет средняя скорость образования торфа была самой низкой за все время формирования разреза. Средняя же скорость по всему разрезу составляет около 0.3 мм/год. С учетом этого значения и интервала опробования, равного 5 см, среднее временное разрешение полученной записи составляет около 180 лет.

Палинологический анализ. Пыльца и споры извлекались посредством кипячения 1 см³ сухого осадка в 10 % растворе КОН с дальнейшим применением тяжелой жидкости ККdJ (уд. вес 2.2 г/см³) для сепарации пыльцевой составляющей. Определение пыльцы и спор проводилось при помощи микроскопа Olympus CX-31 (увел. 400). Сумма подсчитанных пыльцевых зерен изменялась от 400 до 600. Исключение составили три образца, в которых сумма пыльцы и спор варьировала от 100 до 190 зерен. Относительное обилие (процентное содержание) пыльцевых таксонов, показанных на пыльцевой диаграмме (рис. 3),

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного анализа и скорости аккумуляции отложений

Интервал в разрезе, см от поверхности	Радиоуглеродный возраст, лет	Лабораторный индекс	Календарный возраст, лет	Скорость накопления, см/1000 лет
49—53	3115 ± 140	СОАН-6394	3330 ± 178	16
100—106	3485 ± 120	СОАН-6395	3769 ± 152	100
148—152	4450 ± 110	СОАН-6396	5098 ± 162	36
202—208	5670 ± 110	СОАН-6397	6482 ± 123	38
250—256	6175 ± 185	СОАН-6398	7047 ± 212	83
302—308	8050 ± 215	СОАН-6399	8957 ± 286	28

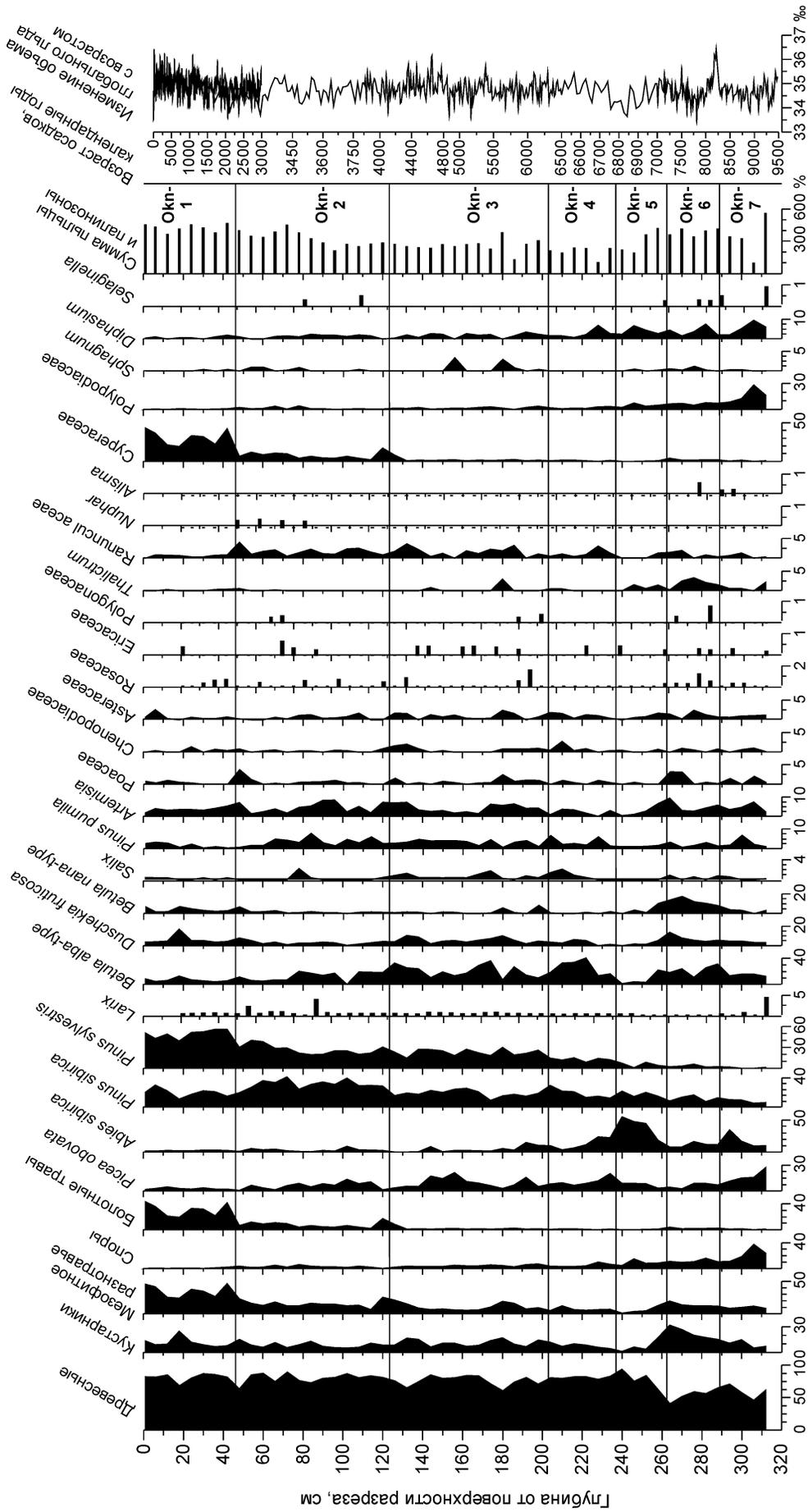


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма для торфяных отложений разреза Окунайка. Шкала календарного возраста отложений разреза построена в одном масштабе с возрастной моделью изотопно-кислородной шкалы [Stuiver et al., 1995].

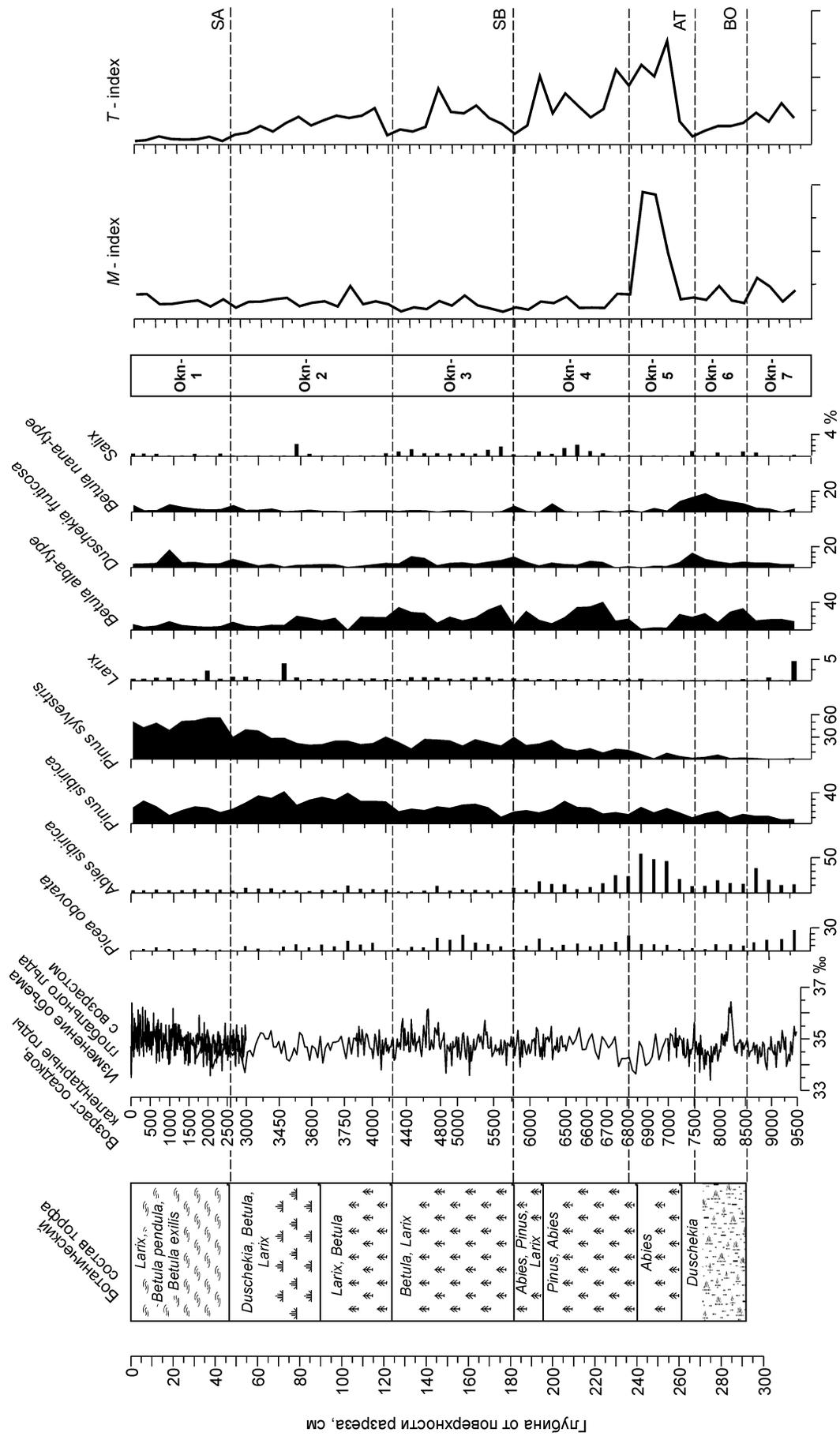


Рис. 4. Изменение ботанического состава торфа в торфяной последовательности разреза Окунайка в сравнении с вариациями в содержании пылицы древесных и кустарниковых растений и изменении индексов влаги (*M-index*) и температуры (*T-index*).

Периоды климатостратиграфической шкалы голоцена, по [Roberts, 1998]: SA — субатлантический, SB — суббореальный, AT — атлантический, BO — бореальный.

Таблица 3. Изменение типов торфяной залежи и преобладающих видов растительных остатков

Интервал в разрезе, см	Преобладающий тип торфяной залежи	Краткая характеристика залежи
1—46	Осоково-кустарниково-моховый	Доминируют <i>Betula pendula</i> , <i>Betula exilis</i> , <i>Salix</i> . Единично — <i>Larix sibirica</i> , <i>Duschekia fruticosa</i> , <i>Ledum palustre</i> . Из кустарничков — <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Hamaedaphne calyculata</i> и <i>Oxycoccus microcarpa</i> . В травяном покрове — <i>Carex diandra</i> , <i>Carex dioica</i> , <i>Carex rotundata</i> , <i>Calamagrostis langsdorffii</i> . В верхних слоях остатки <i>Iris laevigata</i> , <i>Eriophorum vaginatum</i> , <i>Dicranum</i> , <i>Sphagnum cuspidatum</i> , <i>Sphagnum magellanicum</i> , <i>Sphagnum riparium</i> обильны в нижней части горизонта
46—91	Осоково-древесно-моховый	Древесные — <i>Betula pendula</i> , <i>Larix</i> sp. Кустарники — больше остатков <i>Ledum palustre</i> , меньше — <i>Duschekia fruticosa</i> . Из кустарничков <i>Oxycoccus microcarpa</i> . Доминируют <i>Carex diandra</i> , <i>Carex dioica</i> . В меньшей степени Poaceae. Заметно участие <i>Iris laevigata</i> . В нижних слоях много Dicranaceae, Bryaceae, в верхней части — сфагновые
91—124	Древесно-осоково-сфагновый	Доминирует <i>Betula pendula</i> , часто встречается <i>Larix</i> sp. и единично <i>Abies sibirica</i> . Кустарники — <i>Ledum palustre</i> . Много осок, Poaceae и <i>Eriophorum vaginatum</i>
124—179	Древесно-кустарниковый, осоково-зеленомошно-сфагновый	Преобладают <i>Larix</i> sp., <i>Betula pendula</i> . В нижних горизонтах встречаются <i>Picea obovata</i> , <i>Abies sibirica</i> . Возросла доля <i>Salix</i> sp., <i>Ledum palustre</i> , <i>Hamaedaphne calyculata</i> , <i>Spiraea</i> sp. Много <i>Carex vesicata</i> . В верхней части <i>Calamagrostis</i> sp. Среди зеленых мхов доминируют <i>Pleurozium schreberi</i> , Ditrichaceae, <i>Dicranum polysetum</i> , Brachytheciaceae, <i>Leptodyctium riparium</i> . Для нижней части горизонта типичны мхи зеленомошных лесов, верхней части — низинных болот. Равномерно встречаются сфагновые и зеленые мхи
179—190	Древесно-кустарниковый, осоково-зеленомошный	<i>Pinus sibirica</i> , <i>Abies sibirica</i> , <i>Larix</i> sp., <i>Betula pendula</i> . Появляются <i>Spiraea</i> sp. и <i>Filipendula ulmaria</i> . Обильна <i>Carex dioica</i> . Мхи — Dicranaceae, Ditrichaceae, <i>Sphagnum cuspidatum</i> . Появляется <i>Iris laevigata</i>
190—240	Мохово-древесный	<i>Pinus sibirica</i> , <i>Abies sibirica</i> , в верхних горизонтах слоя появляются остатки <i>Betula</i> sp. По всей толще слоя массово встречаются <i>Pleurozium schreberi</i> , <i>Aulacomnium palustre</i> , <i>Ditrichum fluxicaule</i> , <i>Leptodyctium riparium</i> . В средней части слоя — <i>Sphagnum cuspidatum</i>
240—262	Низинный древесный	Состоит в основном из <i>Abies sibirica</i> (до 80 %) и растений семейства Poaceae
262—292	Ольхово-зеленомошный	Есть <i>Ditrichum</i> и <i>Leptodyctium</i> , сфагновые мхи и осоки (<i>Carex canescens</i>). Из древесно-кустарниковой растительности — только <i>Duschekia fruticosa</i>

определялось от суммы всей подсчитанной пыльцы без пыльцы осок и спор сфагновых мхов. Последние рассматривались как узколокальные компоненты спектра, а процентное содержание рассчитывалось от суммы всей пыльцы и спор, куда были включены пыльца споры и этих таксонов.

Относительные изменения индексов влажности и температуры рассчитаны путем организации пыльцы и спор в подгруппы в соответствии с современным пространственным и высотным распределением растительных сообществ. Вслед за [Demske et al., 2005] таксоны сгруппированы с использованием классификации, применяемой в биомном (ландшафтном) подходе [Tarasov et al., 1998]. Индексы отражают относительные изменения в крупных растительных формациях. Полученные значения индексов изменения увлажнения (*M-index*) и температуры (*T-index*) (рис. 4) относятся к условиям роста растений. Условия роста, в свою очередь, определяются вариациями тепла и влаги, доступных растениям, т.е. изменениями климата.

Анализ ботанического состава торфа. Определение таксономической принадлежности растительных остатков проводилось по атласам-определителям [Домбровская и др., 1959; Кац и др., 1977] с использованием бинокулярного микроскопа МБС-10 (увел. 70). Для исследования брался слой торфа толщиной в один сантиметр. Затем из разных его участков отбиралось 5 подпроб, которые размачивались водой, и полученный материал равномерно распределялся по предметному стеклу. Результаты определения усреднялись затем для образца в целом. Интервал отбора образцов составил 4 см (64 обр.). Расчет процентного соотношения растительных остатков основных таксономических групп растений велся от общего количества остатков в пяти подпробах каждого исследуемого образца. При этом учитывались методические приемы, показанные в работах [Юрковская, 1989; Елина и др., 2000]. Детальные результаты изменения ботанического состава торфа в разрезе представлены в табл. 3, динамика состава основных растений-торфообразователей приведена на рис. 4.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пыльцевая запись. В целом определена пыльца почти 50 таксонов. Большая часть пыльцы принадлежит древесным растениям: *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Picea*, *Abies*, *Betula albae-type*.

В образцах из нижней части разреза значительна доля пыльцы кустарников: *Duschekia fruticosa*, *Betula nana-type*, *Salix*, *Pinus pumila*, в верхней части разреза много пыльцы трав, особенно осок Сурегасеае. На диаграмме процентного содержания пыльцы и спор визуальным методом выделено семь пыльцевых зон (см. рис. 3), каждая из них характеризует период в развитии растительности территории. Описание приведено снизу вверх.

Окп-7 (около 9500—8500 лет назад)

В составе спектров преобладает пыльца деревьев, споры папоротников и плаунов, составляя 45, 30 и 10 % соответственно. Пыльца деревьев принадлежит ели (до 30 %), лиственнице (до 5 %), березе (до 10 %). Довольно много пыльцы пихты (от 10 до 30 %). Есть пыльца полыни (4—6 %). Относительно высокий процент пыльцы деревьев и очень низкое содержание пыльцы трав, особенно ксерофитов, предполагает влажный климат.

Окп-6 (около 8500—7500 лет назад)

В спектрах зоны выражен тренд снижения содержания пыльцы деревьев (до 35 %) и повышения — кустарников (до 30 %). В составе пыльцы деревьев преобладающим компонентом стала пыльца берез, а в группе пыльцы кустарников — березки кустарниковой и ольховника. Увеличилось разнообразие пыльцы трав.

Окп-5 (около 7500—6800 лет назад)

В спектрах зоны существенно возросло обилие пыльцы древесных (до 70—80 %). Содержание пыльцы пихты достигло максимальных значений (до 45 %) вместо 5—10 % в предыдущей зоне. Ей сопутствует пыльца ели и кедра сибирского (до 10 и 16 % соответственно). Известно, что обилие пыльцы пихты в поверхностных спектрах даже в пределах среднегорного пояса пихтово-кедровых лесов юга Байкала не превышает 32 % [Безрукова, 1999]. Тогда господство в спектрах этой зоны пыльцы древесных и особенно пихты предполагает распространение елово-пихтовых лесов в непосредственной близости от точки опробования.

Окп-4 (около 6800—6500 лет назад)

Обилие пыльцы пихты сокращается (до 15—20 %) у нижней границы подзоны, показывая небольшой пик в верхней ее части. Содержание пыльцы ели варьирует между 9 и 20 %, а пыльцы обеих сосен повышается от нижней к верхней границе зоны. Для зоны характерно максимальное содержание пыльцы березы, увеличение разнообразия кустарниковой и травянистой растительности.

Окп-3 (около 6500—4200 лет назад)

Для спектров характерно повышение обилия пыльцы кедра сибирского и лиственницы, несмотря на незначительное присутствие пыльцы последней в спектрах. Предыдущие исследования состава субрецентных спектров на территории бассейна оз. Байкал показали, что даже единичные зерна пыльцы лиственницы свидетельствуют о ее участии в составе растительности [Безрукова, 1999]. В середине зоны (5500—5000 лет назад) повысилось содержание пыльцы ели почти до 18 %, в то время как ранее 5500 лет назад и позднее 5000 лет назад эти значения не превышали 5—7 %.

Окп-2 (4200—2500 лет назад)

В спектрах зоны постепенно возрастает обилие пыльцы сосны, а содержание пыльцы березы, наоборот, снижается. Одновременно существенно увеличилось присутствие пыльцы кедра сибирского, а пыльцы пихты и лиственницы незначительно. Шкала пыльцы лиственницы включает два отдельных пика — около 3600 и 2900 лет назад. Обилие пыльцы ели постепенно снижается по направлению к верхней границе зоны. Кривая содержания пыльцы полыней демонстрирует существенную изменчивость ее роли в спектрах, индицируя постоянное присутствие полыней на сухих, возвышенных участках.

Окп-1 (последние 2500 лет назад)

Наиболее замечательной чертой спектров этой зоны стало резкое увеличение обилия пыльцы осок — в среднем с 10 % в спектрах предыдущей зоны до 40—45 % в спектрах настоящей зоны. Вторжение и быстрое распространение осок позволяет судить об изменении гидрологического режима болота. Осоки более обычны для низинных, эвтрофных болот с преимущественно грунтовым питанием. В спектрах этой зоны резко возрастает и обилие пыльцы сосны обыкновенной. Заметно увеличение содержания пыльцы кустарников — березок, кедрового стланика, ивы, ольховника.

Ботанический состав торфяной залежи. Исследованная залежь охарактеризована как зелено-мошно-древесно-осоково-сфагновая, низинного типа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

История растительности и климата. На рис. 4 отображен временной тренд в изменении относительного обилия деревьев и кустарников по данным пыльцевого анализа и результатам изменения ботанического состава торфа. На шкалу последовательности смен типов торфяной залежи вынесены названия деревьев и/или кустарников. В составе торфяной залежи преобладают остатки тех таксонов растительности, названия которых стоят на последнем месте. Высокое содержание минеральной

составляющей в базальном слое торфа (312—292 см, Окп-7, 9500—8500 лет назад) не позволило провести для него анализ ботанического состава. Поэтому характеристика растительности для времени формирования этого слоя приводится только по данным пыльцевого анализа. Согласно палинологическим данным, в начале формирования болотного массива растительность района были представлена лиственничными и еловыми разреженными лесами с участием березы. Содержание пыльцы древесных (не более 50 %) и обилие спор папоротников *Polypodiaceae* и плаунов *Lycopodiaceae*, которые привносятся в отложения преимущественно водными потоками, также свидетельствует о наличии, скорее, отдельных островов древесной растительности и обилии водотоков со склонов. Климат этого времени оставался еще холодным, с широким развитием в районе мерзлоты. Однако относительно высокие весенне-летние температуры уже благоприятствовали появлению в районе исследования примеси кедра и пихты и активному таянию мерзлоты, что, возможно, и обеспечивало наличие множества водотоков. При этом летние температуры были не столь высокие, чтобы вызывать активное испарение. Возможно, что отложения этого времени формировались в непосредственной близости от одного из водотоков, что и привело к обогащению органических отложений минеральной составляющей.

После 8500 лет назад началось формирование собственно торфяной залежи. Значительное сокращение древесной растительности и расширение кустарниковых сообществ из ивы, душекии, березок имело место 8500—7500 лет назад. В этот же период формируется нижний слой торфа лесного подтипа, в котором остатки душекии подтверждают ее распространение в районе. Отсутствие макроостатков пихты свидетельствует о ее отсутствии вблизи торфяника. Скорости накопления отложений составляли около 0.3 мм/год. На время формирования спектров зоны Окп-6 приходится известное, по крайней мере, в пределах Северного полушария, кратковременное похолодание с максимумом около 8200 лет назад [Wiersma, Renssen, 2006]. Предложенное авторами ситуационное моделирование возможных причин, вызвавших похолодание продолжительностью около 300—400 лет, наиболее ярко проявившиеся в районе Северной Атлантики, подтвердило ранее существовавшую гипотезу о том, что это событие было обусловлено ослаблением термогалинной циркуляции из-за поступления большого количества пресной воды в результате таяния Лаврентийского ледового щита. В нашей записи казалось бы нет четко выраженного ответа растительности на похолодание 8200 лет назад. Однако надо учитывать всегда имеющиеся погрешности результатов датирования и, следовательно, возрастных моделей, удаленность изучаемой территории от места проявления палеогеографического события, незначительную временную продолжительность самого события, положение разреза Окунайка в высокогорном районе и, возможно, ряд других факторов. С этих позиций представляется вполне закономерным фактом снижение обилия пыльцы древесных растений после 8500 лет назад, особенно пихты, и, наоборот, значительное повышение обилия пыльцы кустарников (березки), мезофитных трав и спор плаунов. Учитывая все это, логично предположить, что впервые, по данным датированной пыльцевой записи, в высокогорной зоне Байкальского хребта определено кратковременное похолодание, аналогичное по времени событию ~8200 лет назад и подтверждающее связь регионального климата с изменениями климата в Северной Атлантике.

В интервале времени 7500—6800 л.н. в районе происходит быстрое (согласно временному разрешению записи за 200—300 лет) расселение пихты. Причем высокое обилие пыльцы пихты свидетельствует о ее присутствии в непосредственной близости от точки опробования. Результаты ботанического состава торфа подтверждают существование пихты вблизи болота. Довольно низкое содержание пыльцы кедра и отсутствие его макроостатков может означать, что кедр не был представлен в составе локальной растительности. Именно в этот временной интервал сформировался 20-сантиметровый слой низинного торфа, в ботаническом составе которого преобладает пихта и злаки. В начале формирования спектров зоны (около 7500 лет назад) скорости накопления отложений составляли около 0.3 мм/год, а в конце (после 7000 лет назад) произошло повышение скоростей аккумуляции до 0.8 мм/год. Такие значительные изменения в составе растительности болотного массива и скоростях аккумуляции отложений могли происходить в условиях глубокого изменения климата. Пихта требует мягких зимних сезонов, прохладных летних, мощного снежного покрова (не выносит глубокопромерзающих почв) и обилия атмосферного увлажнения наряду с наличием плодородных почв и проточного режима, что дает основание считать указанный интервал времени оптимальным с точки зрения сочетания перечисленных показателей природной среды. Обилие атмосферных осадков в этом районе могло быть связано с интенсификацией западного (североатлантического) переноса воздушных масс.

Доказательством повышения уровня атмосферных осадков в центральных районах Евразии являются экспансия лесной растительности, например, на территории современной степной зоны Монголии [Tagasov et al., 2000], высокогорных районов Центрального Алтая [Blyacharchuk et al., 2004, 2007]. Известно существование уровня озер выше их современных отметок для Северного Казахстана (8400—7200 лет назад), для озер степной зоны Юго-Западной Сибири (7800—6600 лет назад) [Давыдова и др., 1995], для озер Монголии (8900—5800 лет назад) [Harrison et al., 1996]. Наши данные показали, что высокогорная зона Байкальского хребта испытывала сильное влияние влажного и теплого воздуха, поступавшего с

западным переносом воздушных масс 7500—6900 лет назад. Это влияние определило инвазию мезофильных пихтовых лесов в пределы исследованного водораздела, где в настоящее время преобладают березово-лиственничные редколесья с редкой примесью угнетенной пихты. Согласно возрастной модели для записи Окунайка получается, что в пределах исследуемой части водораздела северной части Байкальского хребта этот оптимум продлился примерно 700 лет, в то время как в пределах подгорных равнин южного и северо-восточного побережий оз. Байкал он длился 1500—2000 лет [Безрукова и др., 2005a; Demske et al., 2005]. Относительная краткость существования оптимума влажности в районе разреза Окунайка объясняется, вероятно, высоким гипсометрическим положением территории. Шкалы изменения индексов влажности (*M-index*) и температуры (*T-index*) подтверждают существование самого высокого за 9500 лет уровня доступной для растений влаги и тепла. Скорости аккумуляции торфа оставались высокими.

Значение пихтовой составляющей в составе лесной растительности района сократилось после 6800 лет назад. При этом увеличилось значение еловых, скорее всего, долинных лесов. Возросла доля кедра и сосны. Результаты ботанического состава торфа также подтверждают присутствие и пихты, и сосны вблизи разреза. Остатки тканей последней идентифицированы до уровня рода *Pinus*, но предполагается, что эти остатки принадлежат сосне сибирской, поскольку она и в настоящее время формирует среднегорно-таежный пояс на западных склонах Байкальского хребта, входя в состав кедрово-еловых и кедровых с пихтой лесов. К тому же очень низкое содержание пыльцы сосны в спектрах (не более 12 %) подразумевает заносный характер ее пыльцы. Экспансия сосновых лесов в регионе начинается, по данным нашей записи, примерно с 6900 лет назад, что не противоречит ранее полученным хронологическим определениям этого события в бассейне оз. Байкал в целом и рассматривается как начало термического оптимума голоцена [Velichko et al., 1997]. Расширение ареала сосны рассматривается как наиболее значительное событие среднего голоцена, повсеместно проявившееся в бассейне озера. Характер изменения уровня, доступного для растений увлажнения и тепла, показывает, что сосна начала распространяться после ухудшения условий увлажнения. Оценка времени начала термического оптимума голоцена для разных районов Байкала показала, что это произошло в среднем около 7000 лет назад [Орем и др., 1993; Takahara et al., 2000; Безрукова и др., 2005a]. Региональные различия наступления термического оптимума в 100—300 лет свидетельствуют о различии локальных условий на территории Байкала.

Усиление континентальности климата после 6800 лет назад известно и для других регионов Сибири [Vlyacharchuk et al., 2004, 2007]. При этом влаги, приносимой североатлантическими циклонами, было достаточно для обеспечения существования лесной растительности в бассейне озера, но эти циклоны уже не были достаточно сильны, чтобы препятствовать все более активному действию Сибирского максимума, способствовавшего снижению зимних температур.

На протяжении следующего временного интервала (6500—4200 лет назад) в регионе продолжалось расширение сосновых и кедровых лесов. Участие в составе локальной растительности пихты после 6500 лет назад становится незначительным, возможно, таким, как в настоящее время — в форме слабой примеси. Наблюдается ритмичное расширение — сокращение участия березы в составе древесной растительности. По данным ботанического состава торфа, пихта и кедр еще произрастали вблизи разреза Окунайка в начале периода, с 6500 и примерно до 5800 лет назад. Позднее и пихта, и кедр исчезли из состава локальной растительности, и были замещены березой и в большей мере лиственницей. Около 5000—4700 лет назад в локальной растительности расширились площади еловых лесов при заметном увеличении уровня влажности и коротковременном снижении теплообеспеченности. Скорости накопления торфа в начале временного интервала, соответствующего зоне Окп-3, резко снизились с 0.8 до 0.4 мм/год и оставались приблизительно постоянными. Появление в торфяной залежи остатков зеленых мхов *Ceratodon purpureus* и *Ditrichium heteromallum* могло означать прохождение пожаров. Возможно, что и периодические расширения площадей березы были обусловлены уничтожением огнем части темной хвойной растительности и заселением освободившихся площадей березой. В пользу этого также свидетельствует появление видов *Calamagrostis* sp. В пользу же влияния климатического фактора на расширение еловой составляющей указывает повышение роли ели в пределах сухопутной части Северо-Байкальской котловины, в предгорьях восточного мегасклона Байкальского хребта 4800—4600 лет назад [Безрукова и др., 2006].

Значительное расширение кедровых и частично еловых лесов имело место 4200—2800 лет назад. Доля березы снизилась примерно после 3500 лет назад. Ботанический состав торфа поддерживает предположение о преобладании в составе локальной древесной растительности лиственницы и березы в начале интервала, а после 3700 лет назад — березы, лиственницы и ольховника. Изменения в локальной и региональной растительности находились в соответствии с проявлением в это время устойчивого тренда снижения доступного для растений тепла и некоторого повышения влаги, что отчетливо показывают вариации в шкалах индексов изменения тепла и влаги. После 3700 лет назад почти в 2.5 раза увеличились скорости накопления торфа — с 0.4 до 1 мм/год. Расширение кедровых и еловых лесов в исследуемом районе 4000—3000 л.н. приходится на неогляциальное похолодание Северного полушария [Chen et al.,

2003; Michelutti et al., 2006], известное из палеоклиматических записей донных отложений оз. Байкал [Karabanov et al., 2000], пыльцевых записей торфяных отложений северного побережья озера [Безрукова и др., 2006].

Около 3000 лет назад скорости аккумуляции торфа в разрезе Окунайка снизились от 1 до 0.2 мм/год. Очевидно, что ель и пихта остались в составе локальной растительности в виде примеси. Позднее (~3000 лет назад) произошло сокращение площадей кедра. Ботанический состав торфа свидетельствует об участии в составе локальной растительности лиственницы, березы высокоствольной и кустарниковой. Эти изменения происходили в условиях продолжающегося снижения уровня тепла и несколько повышающегося уровня увлажнения, такие соотношения могли стать причиной расширения в пределах изученного водораздела кустарниковых ассоциаций и формированием осокового болота. Присутствие остатков *Iris laevigata*, *Eriophorum vaginatum* в верхних слоях торфа также свидетельствует о наличии в торфяном покрове обводненных пространств. Очевидно, снижение испарения в летние сезоны из-за понижения летних температур и явилось причиной повышенного увлажнения, проявлением которого могло стать возникновение обводненных пространств и переход болота в стадию мезотрофного. Сдвиг климатических условий в сторону похолодания и снижения атмосферного увлажнения в период времени 3000—2000 лет назад имел место во многих регионах Северного полушария, в том числе в горах Сибири [Соломина, 1999].

Пыльцу сосны в отложениях разреза Окунайка следует рассматривать как заносный элемент из нижележащего пояса растительности. В составе локальной растительности она, очевидно, никогда не появлялась, но участие ее в составе региональной растительности после 2500 лет назад стало еще более значительным. При этом временная динамика расширения сосны в регионе в целом, в разрезе Окунайка получила выражение, аналогичное тому, что установлено из других записей [Takahara et al., 2000; Безрукова и др., 2005a; Demske et al., 2005].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение времени изменений растительности и климата высокогорной зоны Байкальского хребта с временем проявления похолоданий заключительных этапов квазитысячелетних циклов в Северной Атлантике [Bond et al., 2001] показывает, что похолодания в Северной Атлантике нашли отклики в записи Окунайка. Это позволяет утверждать, что вариации в растительности Байкальского хребта (см. рис. 4) могут быть сопоставлены с похолоданием 5 из записи Северной Атлантики (8500—7500 лет назад), которое включает и похолодание 8200 лет назад, похолоданием 4 (~5900 лет назад), похолоданием 3 (~4300 лет назад), похолоданием 2 (~2800 лет назад), похолоданием 1 (~1400 лет назад). На рис. 3 видно, что вблизи всех перечисленных возрастных рубежей происходили заметные изменения в составе растительности исследуемой территории.

Временная аналогия вариаций климата из записи Окунайка и последовательность похолоданий в Северной Атлантике подтверждают, что пять крупномасштабных климатических сдвигов в Северной Атлантике оказали влияние на региональную растительность бассейна оз. Байкал.

Новая пыльцевая запись и запись ботанического состава торфа из высокогорной зоны Байкальского хребта стали основой для детальной реконструкции локальной и региональной растительности и динамики климата за последние 9500 лет. Полученные результаты способствуют уточнению характера изменений региональной растительности, а надежная возрастная модель обеспечивает как внутрорегиональные, так и межрегиональные корреляции реконструированных изменений природной среды с ее синхронными изменениями повсюду.

Авторы благодарны Ю.С. Забелиной, О.Н. Шестаковой за подготовку образцов для спорово-пыльцевого анализа.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 06-05-64671), интеграционного проекта СО РАН № 6.10 и программы Президиума РАН „Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям“.

ЛИТЕРАТУРА

Байкал: атлас / Ред. Г.И. Галазий. М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993, 160 с.

Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск, Наука, 1999, 128 с.

Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карabanов Е.Б., Купцов В.М., Курылев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Летунова П.П., Орлова Л.А., Такахара Х., Миеси Н., Накамура Т., Крапивина С.М., Кавамура К. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (1), с. 21—33.

Безрукова Е.В., Данько Л.В., Снытко В.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кузьмин С.Б., Вершинин К.Е., Абзаева А.А., Сизых А.П., Хлыстов О.М. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем—позднем голоцене // Докл. РАН, 2005б, т. 401, № 1, с. 100—105.

Безрукова Е.В., Белов А.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Соколова Л.П., Кулагина Н.В., Фишер Е.Э. Первые высокоразрешающие датированные записи изменения растительности и климата среднего—позднего голоцена северного побережья оз. Байкал // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 2, с. 254—258.

Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Грачев М.А., Золотарев К.В., Хлыстов О.М. Геохимические индикаторы изменений палеоклимата в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 76—86.

Давыдова Н.Н., Мартинсон Г.Г., Севастьянов Д.В. История озер Северной Азии. СПб., Наука, 1995, 324 с.

Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. М.; Л., Госэнергоиздат, 1959, 137 с.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2000, 240 с.

Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Н.И. Атлас растительных остатков в торфах. М., Недра, 1977, 376 с.

Орем В.Х., Лерх Г.Е., Котра Р.К. Продукты окисления лигнина, органического углерода и общего азота в осадках оз. Байкал: органические геохимические индикаторы позднечетвертичной растительности и изменения палеоклимата в Северной и Центральной Азии // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 108—124.

Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М., Научный мир, 1999, 263 с.

Юрковская Т.К., Елина Г.А., Климанов В.А. Растительность и палеогеография лесных и болотных экосистем правобережья реки Пинеги (Архангельская область) // Ботан. журнал, 1989, № 12, с. 1711—1723.

Beniston M., Diaz H.F., Bradley R.S. Climatic change at high elevation sites: an overview // Climatic Change, 1997, v. 36, p. 233—251.

Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V., Krapivina S.M. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quater. Int., 2005, v. 136, p. 18—32.

Blyacharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetation changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2004, v. 209, p. 259—279.

Blyacharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2007, v. 245, p. 518—534.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., Hoffmann Sh., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // Science, 2001, v. 294, p. 2130—2136.

Chen C.T.A., Lan H.C., Lou J.Y., Chen Y.C. The dry Holocene megathermal in Inner Mongolia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2003, v. 193, p. 181—200.

Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhansly H. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change, 2005, v. 46, p. 255—279.

Harrison S.P., Yu G., Tarasov P.E. Late Quaternary lake level record from northern Eurasia // Quatern. Res., 1996, v. 45, p. 138—159.

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Khursevich G.K. A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2000, v. 156, № 3—4, p. 211—224.

Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Sideleva V., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Tkachenko L., Fedenya S., Kerber E., Gvozdkov A., Khlystov O., Bezrukova E., Letunova P., Krapivina S.

Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2004, v. 209, p. 227—243.

Lydolph P.E. *Climates of the Soviet Union (World Survey of Climatology 7)*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing, 1977, 441 p.

Michelutti N., Douglas M.S.V., Wolfe A.P., Smol J.P. Heightened sensitivity of a poorly buffered high arctic lake to late-Holocene climatic change // *Quatern. Res.*, 2006, v. 65, p. 421—430.

Roberts N. *The Holocene. An environmental history (second edition)*. Oxford, Blackwell Scientific Publishers, 1998, 304 p.

Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16.500 years and the role of the Sun, oceans, and volcanoes // *Quatern. Res.*, 1995, v. 44, p. 341—354.

Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Miyoshi N., Morita Y., Nakamura T., Hase Y., Shinomiya Y., Kawamuro K. Vegetation history of the southeastern and eastern coasts of Lake Baikal from bog sediments since the last interstade. Lake Baikal. A mirror in time and space for understanding global change processes. Amsterdam, Elsevier, 2000, p. 108—118.

Tarasov P.E., Webb T., Andreev A.A., Afanaseva N.B., Berezina N.A., Bezusko L.G., Blyakharchuk T.A., Bolikhovskaya N.S., Cheddadi R., Chernavskaya M.M., Chernova G.M., Dorofeyuk N.I., Dirksen V.G., Elina G.A., Filimonova L.V., Glebov F.Z., Guiot J., Gunova V.S., Harrison S.P., Jolly D., Kholmutova V.I., Kvavadze E.V., Osipova I.R., Panova N.K., Prentice I.C., Saarse L., Sevastyanov D.V., Volkova V.S., Zernitskaya V.P. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant microfossil data from the former Soviet Union and Mongolia // *J. Biogeogr.*, 1998, v. 25, p. 1029—1053.

Tarasov P.E., Dorofeyuk N.I., Metel'tseva E.A. Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia // *Boreas*, 2000, v. 29, p. 117—126.

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quatern. Int.*, 1997, v. 41/42, p. 71—96.

Wiersma A.P., Renssen H. Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes // *Quatern. Sci. Rev.*, 2006, v. 25, p. 63—88.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2007 г.
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию 2 мая 2007 г.,
после доработки — 8 октября 2007 г.*