

УДК 551.8:571.53

**А. В. БЕЛОВ, Е. В. БЕЗРУКОВА, Л. П. СОКОЛОВА, А. А. АБЗАЕВА,
П. П. ЛЕТУНОВА, Е. Э. ФИШЕР, Л. А. ОРЛОВА****РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПРИБАЙКАЛЯ КАК ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ
ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ СЕВЕРНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ**

Проведено комплексное изучение эволюционных изменений растительности и природной среды Прибайкалья в позднем кайнозое. Рассмотрены три наиболее полных и типичных разреза, отражающих важнейшие изменения в растительности и природной среде в целом, а также характеризующие различные периоды позднего кайнозоя Южного и Северного Прибайкалья. Показано, что по своему генезису и возрасту растительность Прибайкалья является сложным гетерогенным и гетерохронным образованием. Этапы ее развития хорошо отражают изменения природной среды Северной Азии.

A comprehensive study was made of the evolutionary changes in the Baikal region's vegetation and natural environment during the late Cainozoic. The emphasis is on the most complete and typical three sections reflecting the key changes in vegetation and natural environment in general, as well as characterizing the various periods of the late Cainozoic for the southern and northern Baikal region. It is shown that in its genesis and age, the vegetation in the Baikal region is a complex heterogeneous and heterochronous formation. The stages of its development are quite well representative of the changes in natural environment of North Asia.

Прибайкалье, охватывающее горные хребты Приморский, Байкальский, Хамар-Дабан и Баргузинский, а также межгорную котловину оз. Байкал, представляет собой центральную часть Байкальской рифтовой зоны, располагающейся практически в центре субконтинента Северной Азии. Изучение палеогеографии этого региона играет ключевую роль в понимании истории развития природной среды и ландшафтов всего субконтинента. Наиболее эффективно в этом плане изучение растительности как чуткого индикатора изменений природной среды.

Растительность Прибайкалья представляет собой сложную пространственно-временную саморазвивающуюся систему, возраст которой восходит к третичному периоду. Горный рельеф региона и особенности климата обеспечивают сложную пространственную структуру современного растительного покрова, являющегося определенным временным срезом растительности.

По своему генезису и возрасту растительность Прибайкалья является сложным гетерогенным и гетерохронным образованием. По характеру современных проявлений структуры она уникальна, что проявляется в наличии на относительно небольшой территории широкого спектра растительных ассоциаций, представляющих генетически различные типы растительности и их разнородные таксономические группы. Здесь представлены сообщества высокогорного, бореального (таежного) и степного типов растительности, доминирующих в настоящее время в Северной Азии.

Для современного растительного покрова Прибайкалья характерно большое количество флористических и фитоценологических рубежей, имеющих важное биогеографическое значение. Это определяется положением региона на стыке нескольких природно-биогеографических областей Северной Азии — Средней, Южной, Центральной Сибири и Байкало-Джугдзурии [1]. Каждая из них имеет свою историю развития в позднем кайнозое, поэтому изучение истории растительности Прибайкалья

важно для понимания процессов развития природы не только этого региона. Растительность, отражающая основные эволюционно-динамические процессы, несет о них важную информацию, знание которой необходимо для палеогеографических реконструкций и географо-прогностических построений для Центральной и Северной Азии.

Растительный покров Прибайкалья и прилегающих территорий юга Восточной Сибири получил достаточно полное отражение на универсальных геоботанических картах (растительности юга Восточной Сибири [2], растительности СССР [3], растительности бассейна Байкала, в атласе Байкала [4], растительности Иркутской области в экологическом атласе области [5] и др.). Он представлен сообществами бореального (таежного), высокогорно-гольцового и степного типов растительности в понимании В. Б. Сочавы [6]. В регионе преобладает бореальная (таежная) растительность. Основной закономерностью пространственной дифференциации растительного покрова является высотная (вертикальная) поясность, что обусловлено горным рельефом региона.

Как известно, ритмо-периодический характер развития природной среды Евразии, и, следовательно, ее растительности, свойствен всему позднему кайнозою. Природа этой изменчивости пока недостаточно ясна, хотя есть много интересных гипотез. На большом фактическом материале выявлена разная продолжительность этих ритмов изменчивости природной среды — от 11- и 22-летних до 1850-летних и даже до 40 700- и 500 000–600 000-летних [7, 8]. Накладываясь один на другой, эти циклы создают сложный характер изменений природной среды, с разной интенсивностью проявляющийся на глобальном и региональном уровнях. С этой периодичностью связывают четвертичные оледенения и колебания уровня Мирового океана, что позволяет, несмотря на определенную направленность изменений среды в плейстоцене [9], изучать голоценовый период как межледниковый, сопоставлять его с другими межледниковьями [10, 11].

Все циклы периодической изменчивости природной среды находят отражение в растительности, обуславливая эволюцию флористического состава и цикличность развития фитоценозов, определяя направленность экзозоогенетических сукцессий растительности вплоть до эволюционных смен в плейстоцен-голоценовое время. В то же время большой интерес вызывают генетические связи современной растительности с более древним плиоценовым периодом, после которого начались радикальные изменения в природной среде, сопровождающиеся перестройкой флористического и ценотического состава растительности. Поэтому изучение эволюционно-динамических проявлений в растительности как индикаторов, на региональном уровне отражающих глобальные изменения природной среды в позднем кайнозое, является ключом для их глубокого понимания.

Здесь, очевидно, следует уточнить, что все глобальные процессы изменений природной среды получают свое преломление в зависимости от географического мегаположения региона, характера его рельефа и тектоники, внося в них метахронность или существенно их трансформируя [11, 12]. В этой связи для правильной оценки характера и направленности глобальных процессов важно комплексное изучение региональной динамики природной среды и растительности.

Такие комплексные географические исследования были развернуты в Иркутском научном центре СО РАН, в том числе в Институте географии им. В. Б. Сочавы СО РАН и в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН. Проведен сложный структурно-ценотический анализ растительности в сочетании с палинологическим изучением почв и торфяников в ландшафтах Прибайкалья, а также донных отложений в рамках международного проекта «Байкал-бурение», осуществленного под руководством акад. М. И. Кузьмина. Все разрезы обеспечены данными радиоуглеродного и палеомагнитного анализов, что позволило получить сведения о временных параметрах динамики природной среды.

Для структурно-динамического анализа современного растительного покрова привлечены все имеющиеся картографические материалы региона и сопредельных территорий, выполнены новые экспедиционные обследования его флороценотического состава и структуры в районах Южного, Среднего и Северного Прибайкалья. На их основе составлены новые средне- и крупномасштабные карты растительности, подробно (на уровне групп ассоциаций) характеризующие ее. Получены данные палинологического анализа более 30 разрезов современных почв, 15 торфяников, 15 кернов донных отложений Байкала.

Из всего обширного массива данных нами выбраны три наиболее типичных разреза, позволяющих наглядно представить важнейшие изменения в растительности и природной среде в целом, характеризующие различные периоды позднего кайнозоя Прибайкалья.

Крупные эволюционные изменения в растительности региона в интервале времени от 5 до 3,6 млн л. н., или в раннем плиоцене, можно в общих чертах охарактеризовать по данным палинологического анализа образцов донных отложений Байкала, полученных с шагом в один метр из керна BDP-96–1. Состав спорово-пыльцевых спектров (СПС) приведен на пыльцевой диаграмме (рис. 1), где штриховая линия маркирует временную границу первого оледенения в Северном полушарии, известного как Претиглий (2,8 млн л. н.) [13]. С этого времени начался непрерывный, направленный процесс увеличения объема глобального льда.

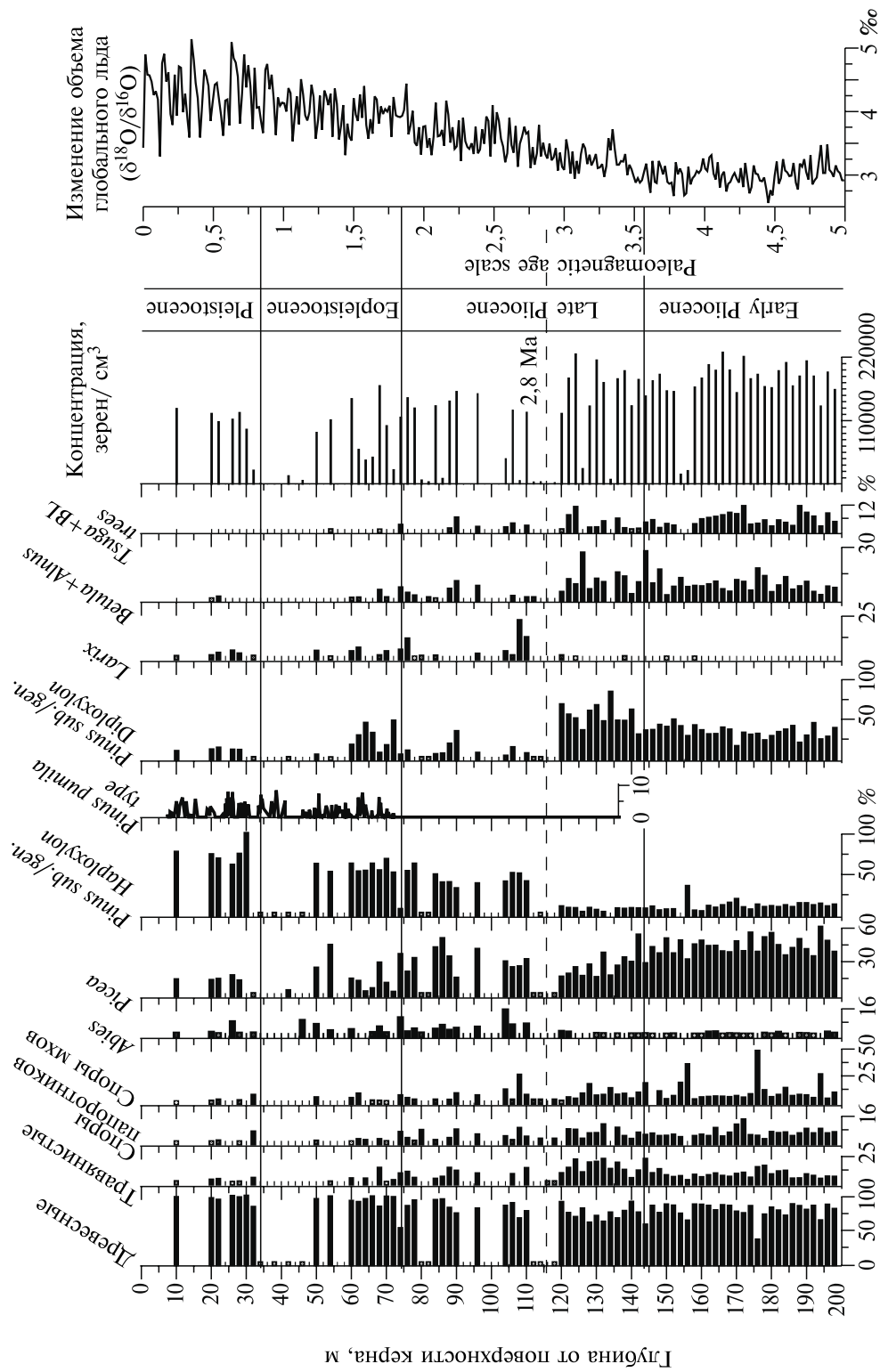


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Байкал («Байкал-бурение»-96-1 — Академический хребет).

В раннем плиоцене сформировались осадки кернa в интервале глубин 145–200 м от его поверхности. Все образцы оказались обильно насыщенными микрофоссилиями. Судя по составу СПС, в исследуемом регионе на протяжении раннего плиоцена преобладали лесные ландшафты. В составе лесов господствовали сосны *sub/genus Diploxylon*, ели *sect. Omorica* и *Eupicea* (последняя доминировала). Мелколиственные породы были представлены главным образом березами и ольхой. Самое широкое развитие за весь исследованный отрезок времени в пять миллионов лет получали представители северо-субтропической флоры — *Tsuga* двух-трех видов, *Corylus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Fagus*. Климат был теплым, влажным, с положительными среднегодовыми температурами, возможно достигавшими 8–10 °С, и среднегодовой суммой осадков, превышающей 800 мм. Следовательно, среднегодовые температуры были выше современных на 8–10 °С, а значения среднегодовой суммы осадков — почти в два раза.

На диаграмме (см. рис. 1) отчетливо видно, что характер растительного покрова в первой половине позднего плиоцена существенно изменился — повысилась роль травянистых растений, сократились площади еловых сообществ, и наоборот, увеличились площади сосновых и мелколиственных лесов. В целом такие изменения в характере растительности могли отражать изменения климатических условий в сторону похолодания и понижения уровня атмосферного увлажнения. Так, вариации объемов льда (главным образом в Северном полушарии) свидетельствуют об увеличении содержания в нем изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$, что означает обеднение океанической воды другим изотопом — $\delta^{16}\text{O}$, который в первую очередь извлекается из нее и уходит на построение ледовых покровов.

От 5 до 3 млн л. н. в составе растительности прослеживается тенденция уменьшения роли темнохвойного комплекса. Сокращается также относительное обилие в спектрах пыльцы ели и тсуги, возрастает — сосны *sub/genus Diploxylon*. Параллельно с возрастанием роли сосны увеличилась площадь открытых травянистых степных и лесостепных пространств, о чем свидетельствует рост относительного обилия пыльцы трав и березы.

Такие изменения, произошедшие к концу раннего—началу позднего плиоцена, могли быть обусловлены прогрессирующим процессом сокращения атмосферного увлажнения, понижением зимних температур и, соответственно, общим увеличением степени континентальности климата. Шкала увеличения объемов глобального льда (см. рис. 1) демонстрирует соответствие с этим крупных изменений в характере растительного покрова, что подтверждает обусловленность крупных перестроек биоты региона глобальными климатическими изменениями.

Значительное похолодание (оледенение) около 2,8 млн л. н. обусловило коренную перестройку растительного покрова региона. В это время отмечаются массовая инвазия лиственницы и расширение площадей, занятых темнохвойным комплексом из сосны (*sub/genus Haploxylon*) и пихты. Последняя, по-видимому, заместила «тсуговый» комплекс. Однако это похолодание не сопровождалось оледенением, подобным плейстоценовым. Скорее всего, здесь существовали горные ледники локального характера. В составе флоры после этого похолодания в основном стали преобладать современные таксоны. Основными лесообразующими породами уже стали хвойные — *Picea*, *Pinus s/g Haploxylon*, *Pinus s/g Diploxylon*, *Abies*, *Tsuga* и лиственные — *Betula*.

Во время второго похолодания на рубеже плиоцена и плейстоцена (около 1,8 млн л. н.) широкое развитие получили ландшафты лесотундрового облика, что позволяет предполагать развитие в горах, которые к тому времени приобрели облик высокогорий, горно-долинного оледенения. Произошла еще одна волна массовой экспансии лиственницы, и появилась пыльца кедрового стланика *Pinus pumila*. Третье похолодание конца плиоцена—начала плейстоцена (около 0,8 млн л. н.) положило начало резким колебаниям климата на протяжении позднего плейстоцена. Периодичность наступления холодных эпох составляет около одного миллиона лет — 2,6–2,8, 1,5–1,8 и около 0,8 млн л. н. В соответствии с этими изменениями природной среды происходили крупные эволюционные преобразования в растительности, определяя значительные этапы флоро- и фитоценогенеза.

Все это свидетельствует о гетерохронности и гетерогенности бореальной (таежной) растительности Прибайкалья. Наиболее древний ее элемент — темнохвойная тайга с господством в древостое лесов пихты сибирской, кедра сибирского и ели сибирской. Многочисленные палеоботанические данные и материалы флорогенетического анализа сибирской темнохвойной тайги выявляют ее генетическую связь с хвойно-широколиственной растительностью тургайского типа, широко распространенной в неогене в Северной Азии.

Наши исследования донных отложений Байкала свидетельствуют о доминировании на территории Прибайкалья неморального темнохвойно-широколиственного комплекса до середины позднего плиоцена с последующим усилением бореальных черт в конце плиоцена—эоплейстоцена. Это фактически доказывает автохтонность развития темнохвойной тайги в горах прибайкальской части Южной Сибири, причем на протяжении всего позднего кайнозоя отмечались направленное нарастание в ней бореальных признаков и утрата неморальных элементов. В периоды Казанцевского и Голоценового (современного)

межледниковый и Каргинского мегаинтерстадиала из древесного и кустарникового ярусов этих лесов выпадают неморальные элементы флоры [14, 15]. В современной темнохвойной тайге, в предгорьях Хамар-Дабана, наблюдается субнеморальная группа кедрово-пихтовых лесов с реликтовыми неморальными видами (*Anemone baicalensis*, *Waldsteinia ternata*) неогенового возраста [16–18]. Такие же субнеморальный облик и состав характерны для черневой пихтовой тайги Западного и Восточного Саяна.

Что касается темнохвойных лесов оптимального, ограниченного и редуцированного развития, то в настоящее время в Прибайкалье они доминируют. Здесь отмечается восточный предел распространения урало-сибирских бореальных темнохвойных лесов Северной Азии. Их формирование и фитоценологическое оформление проходили на протяжении всего голоцена в различных растительно-климатических условиях. Их экотопический ряд — от пихтово-еловых в долинах рек и кедрово-пихтовых на горных склонах до кедровых и еловых подгольцовых редколесий — очень разнообразен [2]. В разные периоды в зависимости от характера климатических условий перераспределялись площади, занятые тем или иным их типом.

На протяжении всего плейстоцена в растительности Прибайкалья прослеживается лиственница, очевидно, участвующая в качестве примеси в древостоях хвойно-широколиственных лесов тургайского типа. Первое похолодание в середине позднего плейстоцена на рубеже 2,8 Ма впервые позволило этой породе занять доминирующее положение в древостоях, и с этого времени она довольно устойчиво участвует в формировании растительности. Заметное усиление роли лиственницы в растительности снова отмечается уже на рубеже плейстоцена и плейстоцена (1,8 млн л. н.), во время второго похолодания, но здесь она участвует в древостоях лесов и редколесий уже совместно с кедровым стлаником.

В современном Прибайкалье лиственничные леса представлены двумя различными флороценогенетическими типами сообществ — урало-сибирским и ангаридским, с соответствующим доминированием лиственниц сибирской и даурской (Гмелина). Граница между ними в Прибайкалье — один из важнейших биогеографических рубежей в Северной Азии.

В. Н. Сукачев [19] и Б. П. Колесников [20] относили лиственницу сибирскую к древнему ряду лиственниц *Euroasiaticae* Suk. Леса из лиственницы сибирской в настоящее время широко распространены в южных районах Прибайкалья и в горах Южной Сибири. Как показали наши исследования, они генетически также связаны с тургайским хвойно-неморальным комплексом. В плейстоцене и эоплейстоцене эта порода была широко распространена и в других районах Сибири — Центральной Якутии и Северо-Востоке Сибири [21, 22]. Лиственничный лесной и лесостепной комплексы [23], сохранившиеся до настоящего времени, формировались в раннем и среднем плейстоцене.

Лиственничные леса и редколесья из лиственницы даурской (Гмелина) в настоящее время распространены в северных районах Прибайкалья. Ее появление в этих районах можно отнести к началу плейстоцена, но формирование и широкое распространение лесов и редколесий с ее доминированием, очевидно, связаны уже с общим для Северной Азии ухудшением климата в позднем плейстоцене (сарганское время) [24], когда в ультраконтинентальных криотермических условиях лиственница даурская, расширяя свой ареал, разорвала зону господства лиственниц цикла *Circumpolaris* и положила начало обособления лиственниц дальневосточной и сибирской групп [20]. В современном растительном покрове в большинстве районов преимущественно Северного Прибайкалья и Забайкалья лиственница даурская (Гмелина) образует низкостелетные леса на байкальских террасах и склонах гор, а также формирует подгольцовые редколесья с подлеском из кедрового стланика, ольховника (душеики) и кустарниковых берез [2].

Кедровый стланик, заросли которого достаточно широко распространены в подгольцовом поясе горных хребтов Прибайкалья, — представитель берингийского фитоценогенетического комплекса [25]. К нему же относится береза шерстистая, образующая на Хамар-Дабане и Баргузинском хребте подгольцовые редколесья. По палеоботаническим данным [21, 26] кедровый стланик появился на Северо-Востоке Сибири в раннем плейстоцене, в Якутии — в среднем, но наибольшего развития достиг в позднем плейстоцене. По нашим данным, в горах Прибайкалья он появился в начале эоплейстоцена (1,8 млн л. н.) (см. рис. 1), хотя ранее предполагалось его более позднее появление, датируемое поздним плейстоценом [15].

На относительную молодость кедрового стланика ошибочно указывали В. Н. Васильев [27] и Б. А. Тихомиров [28]. Последний даже считал, что подгольцовые заросли кедрового стланика («кустарниковые леса») развились в Забайкалье, Якутии и на Дальнем Востоке в самостоятельную формацию из горных лесов в послеледниковое время. В настоящее время в Прибайкалье проходит западная граница распространения этого вида в Сибири, хотя по данным Н. В. Кинд [10] в среднем голоцене он встречался на Енисейском кряже.

Высокогорно-гольцовая растительность представлена в Прибайкалье альпинотипными (альпийскими и субальпийскими) лугами, зарослями подгольцовых кустарников и горными тундрами, флороценогенетически связанными с горами Южной Сибири и высокогорьями Северо-Востока Сибири

[25, 29] — центрами автохтонного формирования сообществ высокогорной растительности в плейстоцене. В Прибайкалье эти сообщества представляют разные типы высокогорий — более суровые континентальные на севере и более увлажненные на юге. В южных районах, в высокогорьях Хамар-Дабана, шире распространены альпинотипные луга мезофитного и криопетрофитного типов. Последние отражают связь высокогорной растительности с горами Центральной Азии. Все высокогорные сообщества имеют тесные флористические связи с местными бореальными лесами [17, 25, 29–31].

Степная растительность в Прибайкалье занимает небольшие территории на западном побережье Байкала, в Приольхонье (Тажеранская степь) и на о. Ольхон. Она встречается в Предбайкалье, но более широко распространена в Забайкалье, представляя собой северный форпост степей Центральной Азии. Как показал анализ степной флоры [18, 32], она является продуктом автохтонного развития ксерофильных сообществ, существовавших в Сибири с палеогена до наших дней. На протяжении позднего кайнозоя в зависимости от характера климатических изменений степная растительность, обогащаясь видами альпийского, мезофильно-лесного и тундрового флористических комплексов, неоднократно расширяла свою территорию. Особенно заметно это происходило в разные периоды плейстоцена, когда формировались гиперзональные тундрово-степные (или лесотундрово-лесостепные) комплексы Сибири, реликты которых в настоящее время отмечаются в Центральной Якутии и на Северо-Востоке Сибири [33–35]. Последняя незначительная экспансия степной растительности в южных районах Прибайкалья датируется средним голоценом [24].

Контакты всех приведенных комплексов растительных сообществ в современном растительном покрове Прибайкалья характеризуются взаимным проникновением элементов каждой из этих групп. В результате формируются фитоценотические (кедровники кедровостланиковые, лиственничники кедровостланиковые, остепненные леса и др.) или фитоценохорические экотоны (экспозиционная лесостепь и др.), представляющие большой интерес для изучения и прогнозирования динамики растительности. Оценивая те или иные структурные элементы как прогрессивные или реликтовые, можно составить представление о мегадинамических тенденциях или об их потенциале в растительности и ландшафтах.

Такой анализ важен прежде всего для голоценового периода, понимаемого как современное межледниковье [9–11], особенно для постоптимального времени, с которого условно можно вести отсчет возраста современного растительного покрова. В этом случае структурно-ценотический анализ современных растительных сообществ в сочетании с палинологическим изучением почв и торфяников, возраст которых определен радиоуглеродным методом, позволяет получить достоверные сведения о путях их становления на фоне динамики природной среды.

Наши исследования растительности в южных и северных районах Прибайкалья опираются на данные палинологического анализа разрезов современных почв и торфяников. Большая часть разрезов обеспечена радиоуглеродными датами. Из всего массива данных приведем наиболее репрезентативные материалы, охватывающие весь голоцен (торфяник Дулиха, см. рис. 2, А) и особенно его поздний период (торфяник Укта, см. рис. 2, Б).

Разрез Дулиха с мощностью торфяных отложений около пяти метров находится на болотном массиве в пределах Хамар-Дабанского альпинотипно-горнотаежного геоботанического округа, во влажном подгорном темнохвойно-таежном ландшафте. Привязка к геохронологической шкале осуществлялась на основании радиоуглеродных дат, полученных методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) [36]. Согласно калибровочной шкале для радиоуглеродных дат [37] формирование торфа в разрезе Дулиха началось около 13 тыс. л. н., что соответствует финалу нерасчлененного интерстадиала Бёллинг/Аллерёд в европейской климатостратиграфической шкале [38].

Результаты палинологического и палеоботанического анализов характеризуют особенности изменения структуры растительного покрова и климата южного побережья оз. Байкал за период, превышающий 13 тыс. л. н. До этого времени территория, примыкающая к долине р. Дулихи, служила ареной накопления лёссовидных суглинков [39]. Около 13 тыс. л. н. интерстадиальное потепление Аллерёд привело к формированию здесь органогенных отложений. В структуре растительного покрова до 12,2 тыс. л. н. преобладали лесотундровые ландшафты — березово-лиственнично-еловые островные и долинные леса в условиях холодного влажного климата и близкого залегания многолетней мерзлоты. Широкое распространение получили ерниковые, ольховниково-ивовые группировки, типичные в настоящее время для высокогорий, и разнотравно-злаковые ассоциации.

Очевидно, здесь все еще оставался пояс высокогорных кустарниковых тундр, сместившийся за период последнего оледенения на низкие гипсометрические уровни. С учетом его современной высоты около 1200–1400 м средняя величина смещения границ высотных поясов на южном побережье могла составлять 700–900 м (высота точки бурения около 500 м над ур. моря). Около 12,2 тыс. л. н. снижается доля ели и возрастает лиственницы. Среди кустарников господствовали ивняки, в составе степной растительности — марево-полынные и злаково-разнотравные ассоциации. Климат изменил-

ся в сторону аридизации. Возможно, на этой территории проявились кратковременное похолодание и аридизация стадиала Молодой Дриас, доказательства чего находят все большее подтверждение, в частности, в умеренных широтах Северного полушария [40–43].

В период от 11,4 до 10,7 тыс. л. н. расширились площади ели и сократились — лиственницы. В климатической ситуации произошел сдвиг в сторону повышения увлажнения. В целом в структуре растительного покрова продолжали господствовать тундровые и лесотундровые ландшафты и степные ассоциации. Между 10,7 и 10,5 тыс. л. н. вновь увеличилась доля лиственницы и, особенно, степной растительности, основу которой составляли злаки, полыни, лютиковые, розоцветные, гречишные, сложноцветные, губоцветные. Климат вновь стал более аридным. Начиная с 10,5 тыс. л. н. и до 9,9 тыс. л. н. площади кустарниковой растительности сокращались, а доля степной продолжала оставаться значительной. На протяжении последующих 600 лет (9,9–9,3 тыс. л. н.) в структуре растительного покрова отмечалась тенденция к расширению площадей лесных ландшафтов, о чем свидетельствует значительное увеличение (почти на порядок) пыльцы древесных растений.

Хотя основу лесной растительности продолжали формировать ель, лиственница и береза, их доля постепенно снижалась за счет распространения кедра и пихты. Резко сократились площади степной растительности. На протяжении последующих почти 2,5 тыс. лет (9,3–6,9 тыс. л. н.) господствовали лесные ландшафты, но уже из пихты, кедра и березы. Климат стал умеренно континентальным, влажным, что могло быть связано с общим усилением циклонической деятельности в Северном полушарии. Слой многолетнемерзлых пород мог деградировать до его современного состояния.

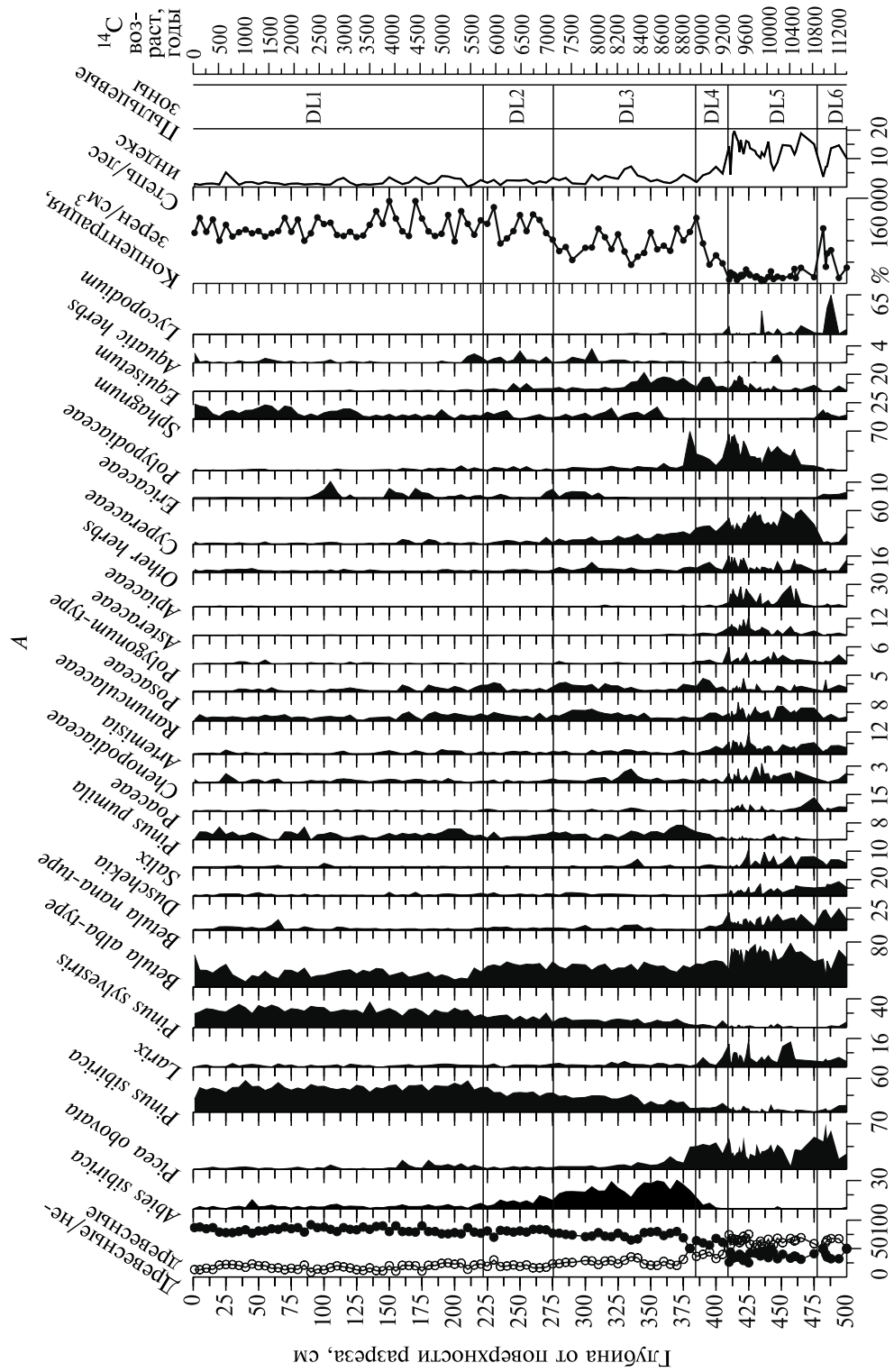
В последующие 1,3 тыс. лет (6,9–5,6 тыс. л. н.) сохранялась тенденция расширения площадей лесных ландшафтов, основу которых составляли кедр и сосна. Сократились площади пихтовых лесов. Такие изменения могли стать следствием уменьшения атмосферных осадков и нарастания континентальности климата. За последние 5,6 тыс. лет в структуре растительного покрова южного побережья Байкала значительных изменений не отмечено, продолжала господствовать лесная растительность из кедра, сосны и березы. Облик растительности стал близок к современному.

Таким образом, из непрерывных разрезов органогенных отложений на южном и восточном побережьях Байкала, с применением комплекса геолого-геоморфологических, радиоизотопных, биостратиграфических методов исследования, получена надежно датированная, высокоразрешающая (интервал 50–250 лет) палеогеографическая информация об особенностях изменения ландшафтно-климатической обстановки этой территории на протяжении переходного периода от последнего оледенения к голоцену и собственно голоцена. Охарактеризованы особенности структуры растительного покрова и климата за последние 13 тыс. лет. Накопление органогенных отложений на южном побережье озера началось около 13 тыс. л. н., или с финала Бёллинга/Аллерёда, а на восточном — около 12,5–10,5 тыс. л. н. Начиная с этого времени, почти до 8,5 тыс. л. н. климат и растительность претерпевали ряд кратковременных изменений продолжительностью от 200 до 1000 лет. Число таких периодов достигает шести (Дулиха).

Растительность прилегающих территорий на протяжении всего этого времени представлена главным образом разреженными лесотундровыми формациями из лиственницы, березы и ели на мелких, щебнистых, влажных, бедных элементами зольного питания мерзлотных почвах в условиях континентального, холодного, недостаточно влажного климата. Позже, от 9,3 (8,5) и почти до 5,6 (5,0) тыс. л. н., климат стал уже умеренно континентальным, влажным, и в составе растительности господствовали леса из кедра, пихты, лиственницы, березы и ели. Снижение активности циклонической деятельности около 5,6 тыс. л. н. могло стать основной причиной сокращения ареала темнохвойной пихтовой тайги. На протяжении последнего этапа развития растительности (~5,6–5,0 тыс. л. н.) основу лесных ландшафтов составляли кедр и сосна.

Характер изменения природной среды южного и восточного побережий имеет свои субрегиональные черты. На восточном побережье позднее началось накопление органогенных отложений, позднее появились в составе древесной растительности элементы средне- и южносибирской тайги — пихта, кедр и сосна. Общими доминантами от начала голоцена до настоящего времени везде остаются кедр и сосна, разница проявляется в постоянном наличии лиственничной составляющей на востоке и березовой на юге. Кроме того, если на восточном побережье еловые леса играли значительную роль почти до начала суббореального периода, то на южном они деградировали уже во второй половине бореального.

На основе анализа климатических и эколого-эдафических факторов распределения элементов лесной растительности установлены два оптимальных периода на побережье в голоцене: влажный (8,5–9,3 – 5,0–5,6 тыс. л. н.) и температурный (последние 5,6 тыс. л. н.). Причем повышенная циклоническая деятельность в интервале от 9 до 5 тыс. л. н. фиксируется для средних широт почти всей территории Северной Азии. Начиная со второй половины атлантического периода, циклональный режим значительно ослабевает, почти в полтора раза сокращается количество атмосферных осадков, возрастает континентальность климата, что приводит к сокращению темнохвойных лесов и началу господства светлохвойного лесного комплекса.



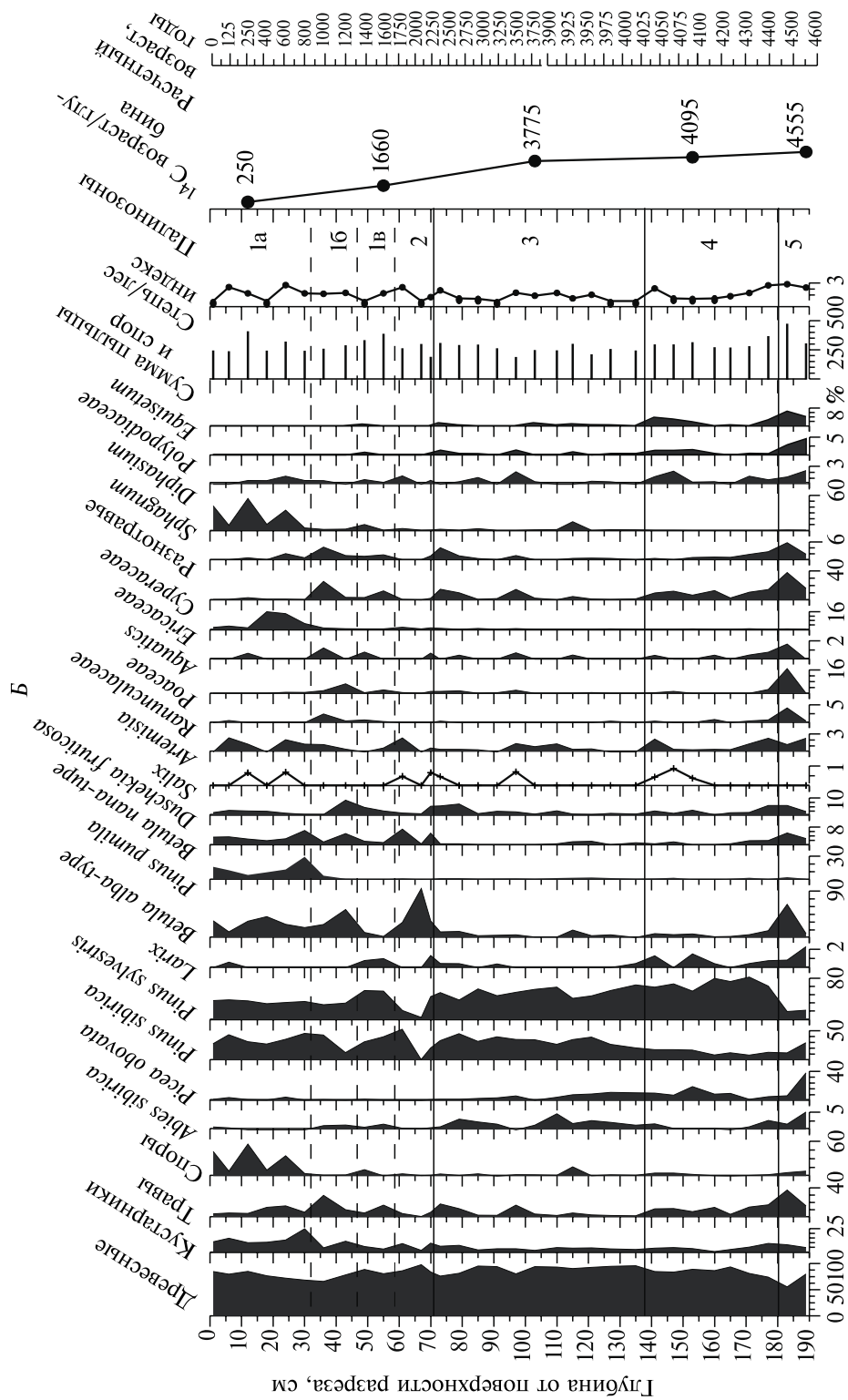


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разрезов торфяников.

А — Дулиха (Южное Прибайкалье), Б — Укта (Северное Прибайкалье).

Более детально картина региональных особенностей эволюционно-динамических изменений в растительности и природной среде Северного Прибайкалья в среднем и позднем голоцене представлена на спорово-пыльцевой диаграмме торфяника Укта (см. рис. 2, Б). Разрез заложен на древней байкальской террасе в устье руч. Укта, близ устья р. Кичеры, в пределах обширного заболоченного массива среди торфяных бугров с зарослями кедрового стланика и ерника. Отдельными участками представлен сосново-кедрово-березовый лес, нарушенный пожарами и рубками. Поверхность массива покрыта багульником болотным, брусникой, осоками, мхами. Мощность изученной части разреза 193 см, опробован каждый шестой сантиметр и получено пять ^{14}C дат. Временное разрешение записи изменяется от 55 до 350 лет.

С учетом изменения общего состава спектров и их элементов на диаграмме выделено пять палинологических зон. Спектры пятой зоны (4400–4800 л. н.) характеризуют растительность северотаежного облика с господством кедровых лесов с пихтой. По долинам происходило сокращение еловых и лиственничных лесов. Вокруг болотного массива доминировали березовые леса, на самом массиве — хвощовые и осоково-злаковые ассоциации. Растительность подобного облика характерна для конца атлантического периода голоцена в бассейне оз. Байкал [44, 45] в условиях потепления и уменьшения атмосферных осадков.

После 4400 л. н., почти до 4000 л. н. (зона 4) в составе лесов преобладали сосна и лиственница. На месте разреза по-прежнему оставалось хвощово-осоковое болото. Короткий период увеличения роли елово-лиственничных лесов можно соотнести с похолоданием 4300–4100 л. н., следы которого известны в Северной Америке [46], Северной и Центральной Европе [47], Западной Сибири [48]. От 4000 до 2300 л. н. здесь преобладали кедровые леса с участием пихты и ели. Возможно, болото периодически зарастало лесом. Внутри этого интервала выделяются два коротких эпизода увеличения площадей пихты, что может соответствовать повышению увлажнения в Западной Сибири 3900–3700 и 3000–2500 л. н. [48]. На границе субатлантического периода голоцена около 2300 л. н. в составе растительности произошло существенное изменение, выразившееся в довольно быстром и значительном распространении березняков вокруг болотного массива, а самом торфянике — зарослей кустарниковой березки.

Такое резкое изменение в составе доминант древесной растительности скорее всего могло произойти вследствие крупного пожара, хотя, как свидетельствуют данные об изменении ландшафтно-климатических условий в пределах современной лесостепи в средней котловине на побережье Байкала, именно 2290 л. н. там отмечен короткий период существенного похолодания и понижения эффективного увлажнения, совпадающий с известным для Северного полушария ухудшением климата на границе суббореала и субатлантики [36].

На протяжении последних 1700 лет в составе лесной растительности преобладали сосна и кедр, но в период между 1300 и 1700 л. н. отмечается расширение лиственничных лесов, которые позже (от 1300 до 800 л. н.) вновь замещались кедровыми с пихтой и березовыми лесами. Хронологически этот эпизод кратковременного расширения ареала темнохвойных лесов с участием пихты по времени соответствует средневековому оптимуму. Позже 800 л. н. и почти до 300 л. н. происходило распространение кедрового стланика, а растительность болотного массива была представлена вересковыми кустарничками. Распространение кедрового стланика наряду с последующим формированием сфагнового болота совпадает с окончанием средневекового оптимума и похолоданием малого ледникового периода.

Таким образом, непрерывные, детальные и датированные палинологические записи изменения растительности и климата северного побережья оз. Байкал показали, что природная среда второй половины среднего и позднего голоцена отличалась нестабильностью. Впервые для Северной котловины Байкала выявлен сигнал средневекового потепления 800–1200 л. н., которое проявилось в усилении позиции пихты в среднегорно-таежном поясе и могло означать повышение температуры зимних сезонов, усиление зимней циклонической активности (увеличение зимних осадков). Выделяется также и похолодание малого ледникового периода 600–150 л. н., выразившееся главным образом в расширении ареала кедрового стланика и ели в условиях снижения теплообеспеченности и уровня эффективного увлажнения. Считается, что оба эти эпизода изменения палеоклимата могли быть связаны с изменениями интенсивности вековых циклов термогалинной циркуляции в северной части Атлантического океана [49].

На основе полученных данных определены хронологические рамки палеогеографических событий в Северной котловине Байкала за последние 4500 лет и осуществлена их корреляция с изменениями природной среды умеренных широт Северного полушария. При этом важно отметить, что этап средневекового потепления, в отличие от ряда других территорий, где он выделяется как время иссушения, на исследуемой территории выразился как период потепления и увлажнения, что подтверждают и данные об изменении содержания изотопов кислорода в кремнеземе створок диатомовых водорослей оз. Байкал [50]. Значения индекса степь/лес для обеих записей низкие (3–5 по сравнению с 10–12 для западного побережья озера) и подтверждают существование постоянно влажных климатических условий за последние 4500 лет. Однако на этом фоне периодически проявлялись кратковременные этапы снижения увлажнения — около 800, 600 и 150 л. н.

Характер изменения растительности и климата восточного и южного побережий оз. Байкал

Преобладающие типы растительных сообществ	Климатические периоды [37], тыс. л. н.
Кедровые, сосновые, лиственничные леса	Суббореальный—субатлантический, 0–5,5
Кедровые с пихтой и елью, сосново-лиственничные, березовые леса с участием пихты и кедра	Вторая половина атлантического, 5,5–6,5
Кедрово-пихтовые, лиственнично-березовые с елью леса	Первая половина атлантического—бореальный, 6,5–9,0
Березовые леса с участием ели и лиственницы, кедрово-пихтовые редколесья, разнотравно-папоротниковые	Бореальный, 9,0–9,5
Лиственнично-еловые леса с березой, разнотравно-папоротниковые ассоциации	Бореальный, 9,5–9,9
Елово-лиственнично-березовые леса, полынно-злаковые степи, разнотравно-папоротниковые ассоциации	Бореальный, 9,9–10,5
Елово-лиственничные островные леса с березой, душекиево-ивовые тундры, разнотравно-полынно-злаковые степи	Предбореальный, 10,5–11,4
Елово-березово-лиственничные островные, долинные леса, кустарниковые тундры, разнотравно-марево-полынные степи	Молодой Дриас, 11,4–12,2 (12,5)
Березово-лиственнично-еловые островные леса, ерниковые, ольховниково-ивовые тундры, полынно-злаковые степи	Начало Молодого Дриаса—финал Аллерёда, 12,2 (12,5)–13

Комплексное исследование серии разрезов органогенных отложений в различных физико-географических и растительных районах Прибайкалья с применением геохронологического, палинологического и палеоботанического анализов позволило получить непрерывные, детальные записи изменения характера растительного покрова и климата региона за период времени, превышающий 13 тыс. л. н., и сопоставить рубежи этих изменений с геохронологической шкалой позднего ледникового и голоцена (см. таблицу).

Кроме того, на основе геохронологического контроля основных рубежей изменения растительности Прибайкалья, содержащего почти 100 радиоуглеродных датировок, выявлена хронологическая последовательность расселения древесных пород региона после последнего оледенения [51] (рис. 3).

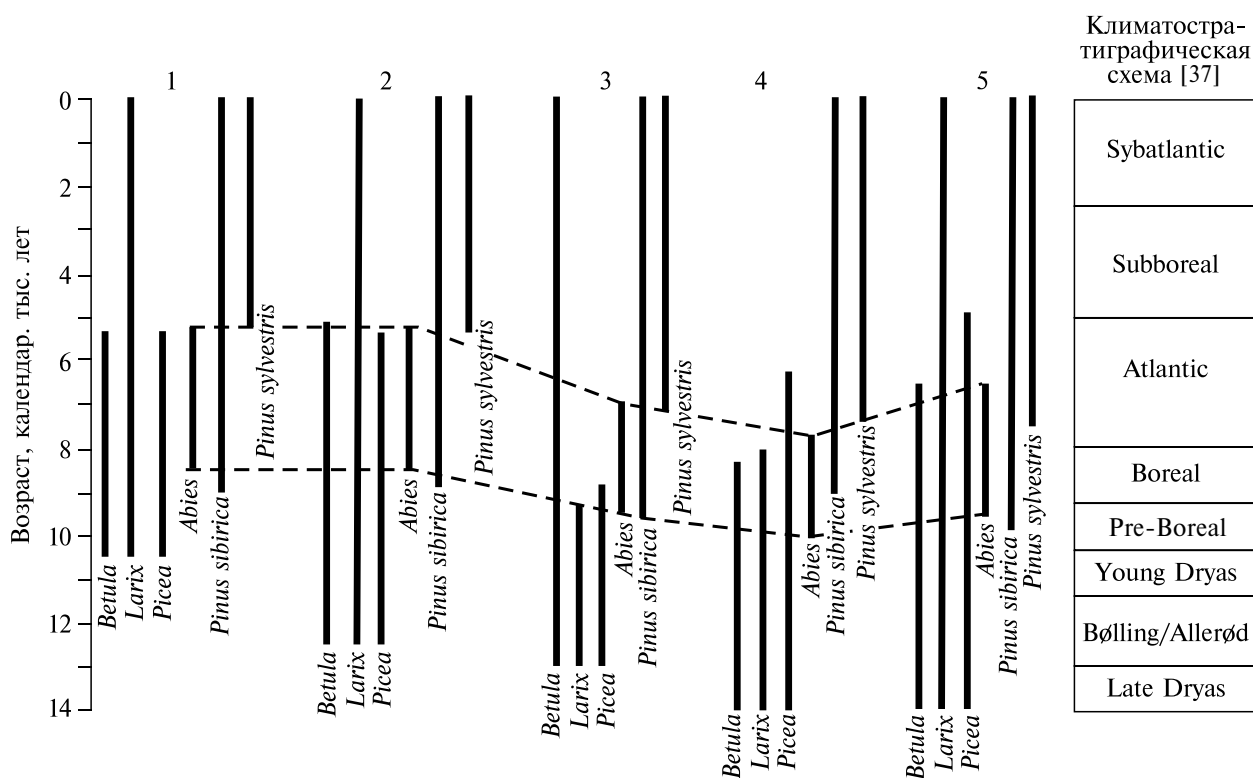


Рис. 3. Хронология расселения основных древесных пород в Прибайкалье.

Точки опробования: 1 — Арангатуй; 2 — Чивыркуй; 3 — Дулиха; 4 — хр. Академический; 5 — Бугульдейская перемычка.

Как показал анализ флористического состава древесных растений, отражающего главным образом изменение климатических и почвенно-эдафических условий региона, с конца интерстадиала Беллинг/Аллеред и почти до середины бореального периода голоцена в составе лесной растительности господствовали тундровые, лесотундровые ландшафты из лиственницы, ели и березы. С середины бореального периода господство перешло к лесным ландшафтам, где преобладали кедр и пихта, с начала суббореального периода голоцена основу лесной растительности формировали уже кедр, сосна и лиственница. Максимальное годовое количество атмосферных осадков в условиях повышенной циклонической активности на фоне умеренно-континентального климата отмечено в первой половине бореального и во всем атлантическом периоде голоцена. При этом средние температуры воздуха летнего сезона могли быть близкими к современным, а зимнего — выше на 2–4 °С.

В суббореальном и субатлантическом периодах голоцена господство в горно-лесном комплексе переходит к кедру, лиственнице и сосне, которые растут при более низком количестве годовых осадков, пониженной циклонической деятельности, резко континентальном климате, с более высокими средними температурами летом и более низкими зимой. Как уже упоминалось, целесообразно говорить о двух оптимальных периодах на протяжении голоцена: влажностном — 8,5–9,0 – 5,0 тыс. л. н. и температурном — последние 5 тыс. лет. Орографические условия в голоцене, согласно общепринятому мнению, оставались практически неизменными. Почвенный покров с уже достаточно богатыми в отношении минерального питания почвами существовал с бореального периода, многолетняя мерзлота деградировала почти до современного уровня.

На протяжении первого периода среднегодовое количество осадков должно было превышать 700 мм, сумма активных температур выше 10 °С изменялась от 1000 до 1200°. Во втором периоде среднегодовое количество осадков должно было составлять около 400–500 мм, а сумма активных температур — 1200–1400°. Палинологические данные для юга Восточной Сибири, в том числе и для бассейна Байкала, подтверждают максимум атмосферного увлажнения в период от 9 до 4,5 тыс. л. н. [15, 52–54], позднее в составе лесной растительности повсеместно резко сокращается роль темнохвойных элементов и увеличивается светлохвойных.

Послеледниковый оптимум с самым высоким атмосферным увлажнением и мягкими зимами фиксируется от 9 до 5 тыс. л. н. для ряда регионов Евразии — Западной Сибири, Восточной Гренландии, Шведских Сканд [55–58]. Общее сокращение ареалов древесных пород и смещение их северных границ к югу на севере европейской части России и Сибири, прослеженное на основе их датированных макроостатков [59] и связанное с повышением континентальности климата, происходило в конце атлантического—начале суббореального периодов голоцена, после периода максимального расширения ареалов древесных пород в бореальном периоде и начале атлантического.

Приведенные материалы подтверждают региональную дифференциацию растительности Прибайкалья на протяжении всего голоцена, как и в настоящее время связанную с климатической асимметрией горных хребтов, окружающих оз. Байкал. Господствовавший западный перенос воздушных масс способствовал тому, что восточное побережье всегда было более влагообеспеченным, что подтверждается наличием именно здесь основных массивов современных торфяных болот и площадей, занятых влажным темнохвойно-таежным комплексом. Западное же побережье, оставаясь более сухим, на протяжении всего голоцена было местом развития сосново-лиственничных лесов и степных сообществ.

В целом выявленные тенденции перераспределения площадей под тем или иным типом растительных сообществ на протяжении голоцена как межледникового периода открывают путь к долгосрочному прогнозированию динамики растительности и природно-климатических условий Прибайкалья. Сопоставляя полученную информацию с материалами о других межледниковых периодах, можно сделать вывод о том, что оптимум голоцена пройден и есть все основания ожидать дальнейшего ухудшения природно-растительных условий с соответствующими изменениями в структуре растительного покрова Прибайкалья. Очевидно, что такие исследования должны быть продолжены и расширены с использованием картографических методов для получения наиболее полной картины динамики растительности и ландшафтов, и не только Прибайкалья, но всего юга Восточной Сибири, а также других регионов Северной Азии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (04–05–64078, 06–05–64671) и Интеграционного проекта СО РАН (№ 6.10)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Сочава В. Б., Тимофеев Д. А.** Физико-географические области Азии // Докл. Ин-та Сибири и Дальнего Востока. — Иркутск, 1968. — Вып. 19.
2. **Карта** растительности юга Восточной Сибири. М-б 1:1 500 000 / Отв. ред. А. В. Белов. — М.: ГУГК СССР, 1972.

3. **Растительность СССР.** Карта для вузов. М-6 1:4 000 000. — М.: ГУГК СССР, 1990.
4. **Карта** растительности бассейна Байкала. М-6 1:2 500 000 / Белов А. В., Моложников В. Н. // Атлас Байкала. — Федер. служба геодезии и картографии, 1993.
5. **Карта** растительности Иркутской области. М-6 1:2 500 000 / Белов А. В., Соколова Л. П. // Экологический атлас Иркутской области. — Иркутск, 2005.
6. **Сочава В. Б.** Растительный покров на тематических картах. — Новосибирск: Наука, 1979.
7. **Bassinot F. G., Labeyrie L. D., Vincent E.** The astronomical theory of climate // *Earth and Planetary Sci. Lett.* — 1994. — Vol. 126.
8. **Марков К. К.** Палеогеография. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960.
9. **Величко А. А.** Природный процесс в плейстоцене. — М.: Наука, 1973.
10. **Кинд Н. В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. — М.: Наука, 1974.
11. **Хотинский Н. А.** Голоцен Северной Азии. — М.: Наука, 1977.
12. **Нейштадт М. И.** Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. — М.: Наука, 1965.
13. **Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G. et al.** The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $d^{18}O$ record // *Milankovitch and Climate-Understanding the Response to Astronomical Forcing.* — Reidel, Dordrecht, 1984.
14. **Белова В. А.** История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны. — М.: Наука, 1975.
15. **Белова В. А.** Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1985.
16. **Попов М. Г.** Флора Средней Сибири. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957 — Т. 1, 1959 — Т. 2.
17. **Елова Н. А.** К истории растительности Хамар-Дабана // Научные чтения памяти М. Г. Попова. — Новосибирск, 1960. — Вып. 2.
18. **Пешкова Г. А.** О сопряженности в развитии мезофильных и ксерофильных флор Байкальской Сибири в кайнозое // История растительного покрова Северной Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
19. **Сукачев В. Н.** К истории развития лиственниц // Лесное дело. — М.; Л., 1924.
20. **Колесников Б. П.** К систематике и истории развития лиственниц секции *Pauciseriales Patschke* // Материалы по истории флоры и растительности СССР. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. — Т. 2.
21. **Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д. и др.** Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. — М.: Наука, 1968.
22. **Томская А. И.** История растительности Якутии в четвертичном периоде // Палинология плейстоцена и плиоцена. — М.: Наука, 1973.
23. **Крашенинников И. М.** Основные пути развития растительности Южного Урала в связи с палеогеографией Северной Евразии в плейстоцене и голоцене // Географические работы. — М.: Географиздат, 1954.
24. **Белов А. В., Белова В. А.** Основные этапы развития растительности Средней Сибири в позднем кайнозое // История растительного покрова Северной Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
25. **Сочава В. Б.** Закономерности географии растительного покрова горных тундр СССР // Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
26. **Томская А. И.** Палинология кайнозоя Якутии. — Новосибирск: Наука, 1981.
27. **Васильев В. Н.** Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // Материалы по истории флоры и растительности СССР. — Л.: Изд-во АН СССР, 1958. — Т. 3.
28. **Тихомиров Б. А.** К происхождению ассоциаций кедрового стланика (*Pinus pumila* Rgl.) // Материалы по истории флоры и растительности СССР. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. — Т. 2.
29. **Мальшев Л. И.** Высокогорная флора Восточного Саяна. Обзор сосудистых растений, особенности состава и флорогенезис. — Новосибирск: Наука, 1965.
30. **Сочава В. Б.** Темнохвойные леса // Растительный покров СССР. — М.; Л.: Наука, 1956. — Т. 1.
31. **Толмачев А. И.** К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
32. **Пешкова Г. А.** Степная флора Байкальской Сибири. — М.: Наука, 1972.
33. **Боярская Т. Д., Малаева Е. М.** Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. — М.: Наука, 1968.
34. **Юрцев Б. А.** Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. — Новосибирск: Наука, 1981.
35. **Водопьянова Н. С.** Историческая обусловленность зональности во флоре Среднесибирского плоскогорья // История растительного покрова Северной Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
36. **Безрукова Е. В., Кривоногов С. К., Абзаева А. А. и др.** Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексного исследования торфяников // Геол. и геофиз. — 2005. — Т. 46, № 1.
37. **Roberts N.** The Holocene. An Environmental History. — Blackwell Publishers. Second edition, 1998.
38. **Alley R. V.** The Younger Dryas cold interval as reviewed from central Greenland // *Quaternary Sci. Reviews.* — 2000. — Vol. 19.
39. **Безрукова Е. В., Кривоногов С. К., Такахара Х. и др.** Летопись позднеледниковой и голоценовой истории юго-восточного побережья оз. Байкал по материалам скв. Дулиха // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. — Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000.
40. **Dansgaard W., White J. W., Johnsen S. J.** The abrupt termination of the Younger Dryas climatic event // *Nature.* — 1989. — Vol. 339.
41. **Beveridge N. A. S.** Evidence for a change in atmospheric circulation during the Younger Dryas // Long-term climatic variations. NATO ASI Series. — 1994. — Vol. 122.
42. **Yaeko I.** A Lateglacial climatic reversion in Hokkaido, Northeast Asia, inferred from the *Larix* pollen record // *Quaternary Sci. Reviews.* — 1996. — Vol. 15.

43. Goslar T., Bafaga K., Arnold M. et al. Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland) // *Quaternary Sci. Reviews.* — 1999. — Vol. 18.
44. Bezrukova E. V., Abzaeva A. A., Letunova P. P. et al. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // *Quaternary International.* — 2005. — Vol. 136.
45. Demske D., Heumann G., Granoszewski W. et al. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change.* — 2005. — Vol. 46.
46. Booth R., Jackson S. T., Forman S. L. et al. A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages // *The Holocene.* — 2005. — Vol. 15.
47. Tonkov S., Marinova E. Pollen and plant macrofossil analyses of radiocarbon dates mid-Holocene profiles from two subalpine lakes in the Rila Mountains, Bulgaria // *The Holocene.* — 2005. — Vol. 15.
48. Волкова В. С., Михайлова И. В. Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. — Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002.
49. Hiller A., Boettger T., Kremenetski K. Mediaeval climatic warming recorded by radiocarbon dates alpine tree-line shift on the Kola Peninsula, Russia // *The Holocene.* — 2001. — Vol. 11, № 4.
50. Morley D. W., Leng M. J., Mackay A. W., Sloane H. J. Late glacial and Holocene environmental change in the Lake Baikal region documented by oxygen isotopes from diatom silica // *Global and Planetary Change.* — 2005. — Vol. 46.
51. Безрукова Е. В., Абзаева А. А., Вершинин К. Е., Крапивина С. М. История распространения лесной растительности на восточном побережье оз. Байкал в позднеледниковье и голоцене // *География и природ. ресурсы.* — 2002. — № 2.
52. Савина Л. Н. Тенденции развития прибрежных ландшафтов оз. Байкал по данным палеогеографических исследований // *Позднекайнозойская история озер СССР.* — Новосибирск: Наука, 1982.
53. Безрукова Е. В. Палинология донных отложений оз. Байкал // *География и природ. ресурсы.* — 1998 — № 3.
54. Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K. et al. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23 000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* — 2000. — Vol. 157.
55. Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E. et al. Late Glacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // *The Holocene.* — 1998. — 8, 3.
56. Monserud R. A., Tchebakova N. M., Denissenko O. V. Reconstruction of the mid-Holocene palaeoclimate of Siberia using a bioclimatic vegetation model // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* — 1998. — Vol. 139.
57. Wagner B., Melles M., Nahne J. et al. Holocene climate history of Geographical Society O, East Greenland — evidence from lake sediments // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* — 2000. — Vol. 160.
58. Kullman L. Non-analogous tree flora in the Scandes Mountains, Sweden, during the early Holocene — macrofossil evidence of rapid geographic spread and response to palaeoclimate // *Boreas.* — 1998. — Vol. 27.
59. Кременецкий К. В., МакДональд Г. М., Галабала Р. О. и др. Об изменении северной границы некоторых видов деревьев и кустарников в голоцене // *Ботан. журн.* — 1996. — Т. 81, № 4.

*Институт географии СО РАН,
 Институт геохимии СО РАН, Иркутск;
 Институт археологии и этнографии СО РАН,
 Институт геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск*

*Поступила в редакцию
 11 ноября 2005 г.*