

УДК 551.89 [551:583.7–551.8:574]

С.Б. Кузьмин
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ
В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

*Институт географии им. В.Б. Сочавы
Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск*

Рассматриваются изменения палеогеографических условий Прибайкалья в позднем неоплейстоцене и голоцене. Определены продолжительность и последовательность периодов потепления и похолодания климата и соответствующие изменения природной среды для различных районов Прибайкалья и проведена их корреляция. Построены основные палеогеографические тренды: 1) геодинамические – тектонические и геоморфологические процессы; 2) климатические – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов. Выявлена широтная географическая зональность природной среды Прибайкалья в голоцене.

Ключевые слова: палеогеографические события, эволюция ландшафтов и климата, поздний неоплейстоцен, голоцен, Прибайкалье.

S.B. Kuzmin
PALEO GEOGRAPHIC EVENTS OF THE BAIKAL REGION
IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk

The changes of paleogeographical conditions in the Baikal Region during the Late Pleistocene and Holocene have been considered. The duration and sequence of periods of climate warming and cooling and the related transformation of natural environment for different areas of the Baikal Region have been determined and correlated. Basic paleogeographical trends have been built: 1) geodynamics – tectonic and geomorphic processes; 2) climate – change of heat and moisture of the landscapes. The latitudinal geographical zoning of the natural environment of the Baikal Region during the Holocene has been identified.

Key words: paleogeographic events, evolution of the landscape and climate, Late Neopleistocene, Holocene, Baikal region.

doi 10.17072/2079-7877-2017-4-22-38

Введение

Глобальные и региональные изменения природной среды и климата являются важнейшей проблемой, с которой общество столкнулось в последние десятилетия. Экологический прогноз этих изменений основан на исследовании палеогеографических событий недавнего геологического прошлого, анализе состояния, динамики и эволюции ландшафтов в их естественном развитии, понимании их взаимодействия и причинно-следственных связей. Этими вопросами занимаются многие науки, и достоверные реконструкции природной среды и климата позднего неоплейстоцена и голоцена могут быть получены на основе корреляции географических, геологических, биотических, климатических событий этого времени. Такие реконструкции палеогеографических событий являются основой полноценного экологического прогноза, а география выступает здесь как интегративная наука, синтезирующая все доступные знания.

Большую роль в формировании глобального климата играет внутриконтинентальная Азия, которая представляет собой обширный высокоподнятый, глубоко расчлененный массив суши, влияющий на планетарное распределение и перераспределение атмосферной циркуляции и солнечной радиации. Типичной ее частью является Прибайкалье – котловина оз. Байкал и окружающие ее горные хребты. В аквальных, субаквальных и терригенных отложениях, почвах, торфяниках скрыта информация о характере, последовательности и преемственности

палеогеографических событий позднего неоплейстоцена и голоцена, об изменении тепло- и влагообеспеченности ландшафтов, о геодинамических процессах, о формировании почвенного и растительного покрова. Современные ландшафты Прибайкалья несут информацию об антропогенном воздействии на них. Комплексное использование этих данных позволяет осуществлять более качественный прогноз региональных изменений природной среды и климата.

Материалы и методы исследования

Главными индикаторами изменения географической обстановки Прибайкалья в позднем неоплейстоцене и голоцене являются данные об интенсивности и масштабах проявления климатических и геодинамических характеристик – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов, тектонических и геоморфологических процессов. Их изучение проводится палеогеографическими методами, в основе которых лежит корреляция событий и процессов, приводящих к формированию ландшафтов на том или ином этапе их эволюции. Корреляция событий между собой и их увязка с глобальными хроноклиматическими циклами проводится с использованием метода палеоаналогий. На этой основе выявляются тренды изменения природной среды, определяются продолжительность, последовательность и значимость палеогеографических событий как в рамках одного тренда, так и между несколькими трендами разных процессов. Такая операция отражает интегральный географический подход к изучению природной среды.

Палеогеографические события Прибайкалья можно рассматривать только с учетом данных по глобальной истории ледниково-межледниковых циклов, поскольку колебания тепло- и влагообеспеченности ландшафтов взаимосвязаны с пульсацией континентальных ледников [7]. Этот процесс наиболее полно отражен на стандартной морской изотопно-кислородной шкале SPECMAP, где периоды потеплений выделены в виде нечетных, а похолоданий – четных морских изотопных стадий (МИС), а также определены соотношения между развитием континентальных ледников и изменением уровня Мирового океана. Стадией МИС 1 обозначен голоцен, далее чередования похолоданий и потеплений отмечены стадиями МИС 2, МИС 3 и т.д. Шкала SPECMAP с фиксацией возраста глобальных событий на зависимости климата от орбитальных параметров Земли является наиболее точным и надежным инструментом для различных корреляций и датирования маркирующих рубежей. Она находит свое отражение и в гляциоэвстатических изменениях уровня океана, понижении его уровня в эпохи похолоданий климата и повышении в эпохи потеплений [6; 26; 42].

Сегодня для России временные рубежи позднего неоплейстоцена и голоцена базируются на стратотипах европейской части страны и выглядят следующим образом. Начало климатостратиграфического интервала: мезинский (МИС 5) – 127 000; калининский (МИС 4) – 71 000; ленинградский (МИС 3) – 57 000; ошашковский (МИС 2) – 24 000; шуваловский (МИС 1, голоцен) – 11 500 л.н. [23]. Для Сибири им соответствуют климатохроностратиграфические интервалы: казанцевский, зырянский, каргинский, сартанский, голоценовый, которые имеют тем не менее несколько отличные временные интервалы. Особыми палеогеографическими условиями характеризуется интервал заключительного сартана – позднеледниковье – 15 500–11 500 л.н.

История изменений природной среды и климата Прибайкалья в позднем неоплейстоцене и голоцене представлена в ряде обобщающих работ [3–5; 9; 13; 14; 32; 35; 39 и др.]. Автором статьи в разное время проводились собственные исследования палеогеографических событий Прибайкалья [16–21 и др.]. Эти и многочисленные другие материалы легли в основу проведенных обобщений, результаты которых представлены в настоящей работе.

Здесь следует отметить один важный момент. Географические условия в разных частях Сибири в рассматриваемое время были неодинаковыми, что предопределило формирование несколько отличающихся друг от друга геохронологических шкал. Для Прибайкалья достаточно сложно склониться в сторону какой-либо одной из них по множеству причин, в т.ч. субъективного характера. Поэтому во избежание путаницы со временем проявления палеогеографических событий их возрастные интервалы приведены в статье к календарному возрасту. Перевод радиоуглеродного возраста маркеров в календарную шкалу времени осуществлен on-line на сайтах <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/calib.html> и <http://www.calpal-online.de>. Все даты, которые указаны ниже в тексте, имеют календарный возраст.

Прибайкалье включает прибрежные районы оз. Байкал с прилегающими к нему хребтами, плоскогорьями и котловинами (рис. 1).

Наземные поздние неоплейстоценовые и голоценовые отложения распространены в Прибайкалье в виде покровных образований на водоразделах, делювиальных шлейфов на склонах и в предгорных прогибах, аллювия низких речных и I–III байкальских террас, аллювиальных, делювиальных, ледниковых, эоловых осадков и торфяников в горах и межгорных котловинах. Аквальные и субаквальные осадки изучены в результате бурения донных отложений оз. Байкал, мелких водоемов прибрежной зоны и примыкающих хребтов.

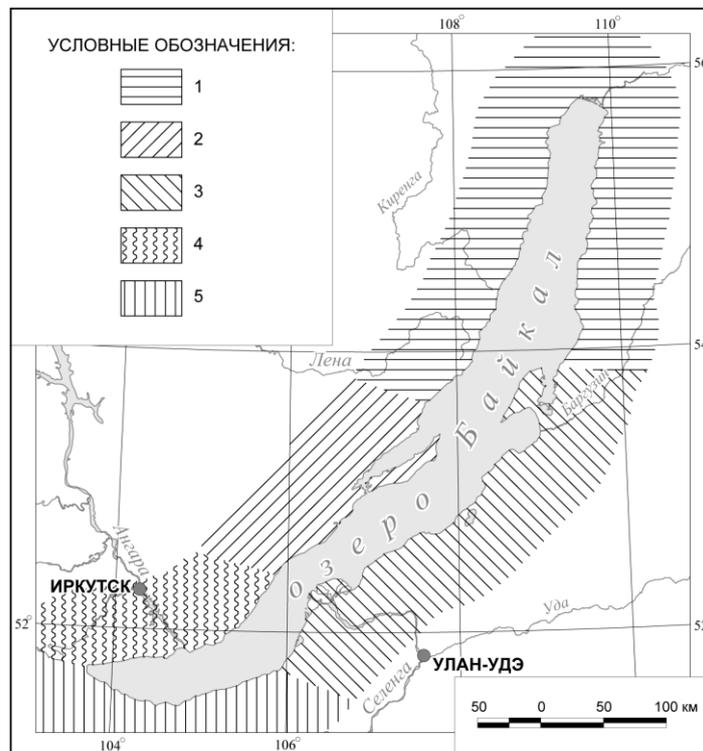


Рис. 1. Районы Прибайкалья: 1 – Северное; 2 – Западное; 3 – Восточное; 4 – Юго-Западное; 5 – Южное

Казанцевское межледниковье (МИС 5)

Это эпоха наиболее мягкого климата в позднем неоплейстоцене Сибири. Региональным стратотипом МИС 5 является опорный разрез «Бедоба» в бассейне нижнего течения р. Ангара, где для отложений фации вторичного водоема в верхах разреза получен возраст около 60 000–59 000 лет, а для старичного торфа в низах разреза – 120 000 ± 13 000 лет [1]. Изменения климата и природной среды этого этапа подробно рассмотрены на основе разрезов рыхлых отложений Западной Сибири [13], а для внутриконтинентальной Азии при анализе буровых кернов из осадочных толщ оз. Хубсугул [34; 36; 41]. Подтвержден возраст начала казанцевского интерстадиала ~ 138 000 лет. Для Прибайкалья начало МИС 5 относится к интервалу 138 000–134 000 лет назад. Высокоразрешающая осадочная запись по буровому керну на Посольской банке в Южной котловине оз. Байкал свидетельствует, что дефицита увлажнения в горах не было, на что указывает широкое распространение в это время в среднегорном поясе пихтовой черневой тайги [38].

В начале позднего неоплейстоцена наступает важный этап развития Байкальской рифтовой зоны, формируется единая песчаная толща в бассейнах Селенги, Верхней Ангары и других рек бассейна Байкала. По р. Селенге эта толща прослеживается вдоль склонов в виде террасовых уступов, которые сложены речными и озерными песчано-алевритовыми осадками с включениями щебнистых делювиальных фаций. Особенности распространения, текстура, механический состав и большая мощность осадков свидетельствуют о формировании толщи посредством регрессивной аккумуляции в условиях повышения базиса эрозии из-за подпора в истоке Ангары [14].

В Усть-Селенгинской впадине тектоническая активизация обусловила накопление нижней пачки (мощность 20 м) всей 32-метровой аккумулятивной террасы р. Селенги. Она сформировалась в диапазоне 13 5000–105 000 л.н. В первой половине казанцевского времени климат здесь был влажным и умеренно теплым, благоприятным для произрастания на горных склонах сосново-березового леса с участием широколиственных пород, а на берегу Байкала – пихтово-еловых лесов с

примесью широколиственных форм. С середины накопления казанцевского горизонта аллювиальной толщи умеренно влажный климат постепенно приобретал аридные черты, о чем свидетельствует лессовидный характер осадков с делювиальными текстурами. Усиление к середине казанцевского этапа северо-западных ветров привело к широкому развитию дефляции песчаных ранне- и среднелепесточеновых террас и осаждению золы пыли на подветренных склонах. Эти покровы не отражают связи с породами коренного склона и выделяются в особый золово-делювиальный тип [24].

Максимальная тектоническая активность и рост горных хребтов в начале казанцевского времени были характерны для Северного Прибайкалья. Они привели к разломно-сбросовым нарушениям среднелепесточеновых толщ с видимой амплитудой смещения до 200 м. Сток вод Байкала по древней системе долин рек Бугульдейка – Анга – Унгура – Манзурка – Лена был заблокирован тектоническим поднятием, и сформировалась новая линия стока от южной оконечности Байкала через р. Култучную в долину р. Иркут. Несколько позднее произошло обрушение Ливинского тектонического блока и формирование стока Байкала в районе современной Ангарской прорези [25].

В Западном Прибайкалье и Южном Приангарье казанцевское межледниковье оставило следы в виде мощного педокомплекса, представленного почвами, близкими к черноземам. Их образование происходило в теплых и влажных климатических условиях, что позволяет считать обстановку того времени близкой к климату южной темнохвойной тайги на ее границе со степями [9].

Зырянское оледенение (МИС 4)

Для Сибири зырянское оледенение изучают по отложениям, залегающим стратиграфически выше казанцевских горизонтов, выделяя зырянское и сартанское оледенения и разделяющее их относительно слабое каргинское потепление как единый хроноклиматический интервал [22]. Для Прибайкалья также предложено время между казанцевским межледниковьем и голоценом считать единым холодным интервалом с выделением в нем относительно теплого, но не стабильного по палеогеографическим условиям каргинского интерстадиала. Экспериментальные геохимические исследования распределения состава стабильных изотопов с временным разрешением 2000 лет и аутигенного урана с разрешением 200 лет в донных осадках по периферии оз. Байкал, привносимых реками с водоразделов, также подтверждают этот вывод. Если для первой половины казанцевского времени и для голоцена соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ составляет около 1,85–2,00, то для второй половины казанцевского времени оно снижается до 1,40–1,70, а для всего периода зырянского оледенения, каргинского потепления и сартанского оледенения вообще не превышает 1,17 [31].

Первая эпоха похолодания в Прибайкалье приходится на интервал 11 8000–10 5000 л.н., когда произошло резкое и значительное падение содержания органического углерода, биогенного кремнезема и урана в осадках подводного Академического хребта на Байкале; для этого же интервала характерно полное отсутствие диатомитов [10]. Две последующие региональные фазы потепления около 105 000–94 000 и 82 000–72 000 л.н., отражая глобальные процессы, связаны с высоким стоянием уровня Мирового океана: фазы Барбадос-1 – около 82000 лет назад и Барбадос-2 – около 105 000 л.н. [29]. Они разделяются фазой похолодания около 94 000–84 000 л.н., когда происходило снижение содержания органического углерода и биогенного кремнезема. Однако диатомиты в этих осадках присутствуют, что позволяет считать интервал 105000–65000 лет назад относительно теплым. После 65 000 л.н. наступает фаза глубокого похолодания, в осадках кернов станций 1-95 и 3-95 на Байкале исчезают диатомовые, снижаются биогенный кремнезем и органический углерод, а соотношение Th/U резко увеличивается до максимальных значений с эпохи тазовского оледенения – 340 000 л.н. [11].

Эпоха похолодания в интервале 117 000–106 000 л.н. также надежно подтверждается отсутствием диатомовых в осадках станции 18-го подводного Академического хребта на Байкале. Последующий в целом теплый интервал 106 000–65 000 л.н. характеризуется присутствием диатомовых, но по вариациям их содержания можно выделить относительно более теплые фазы около 106 000–92 000 и 78 000–65 000 л.н., а также разделяющий их относительно холодный интервал 92 000–78 000 л.н. На интервале около 65 000–40 000 л.н. диатомовые вновь почти исчезают из осадков [11].

Анализ наземных рыхлых отложений в разных местах Саяно-Байкальской горной области свидетельствует о похолодании в интервале 118 000–102 000 л.н. на фоне относительно аридного климата, когда происходило накопление преимущественно лессовидных субэаральных осадков. На хроновариации «холодных» и «теплых» спорово-пыльцевых комплексов в последующем интервале 100 000–40 000 л.н. указывалось при изучении III террасы р. Ангары (16–20 м) в верхнем течении.

Накопление аллювия происходило при перестройках климата, но сохранении общей тенденции к похолоданию [12].

Эти вариации согласуются и с геодинамической ситуацией. Тектоническая стабилизация и высокая влажность климата, обеспечившая водность рек, привели к ликвидации подпоров оз. Байкал в истоке р. Ангары, в Тункинской и Муйской системах впадин. Произошло врезание рек байкальского направления стока в толщи раннеказанцевского времени не менее чем на 20 м, которое в итоге привело к формированию инстративного галечного аллювия, фациально связанного с галечно-валунными отложениями верховий рек, а через них – с транзитными курумами склонов. За счет мобилизации влаги в горах произошли понижение снеговой линии, формирование и выдвижение горно-долинных ледников, образование нагорных террас на уровне 1000 м и выше [24].

У подножья хребта Хамар-Дабан зырянские отложения слагают III байкальскую террасу и конечно-моренные комплексы. В первом случае спорово-пыльцевые анализы показали преобладание в ландшафтах древесных пород с доминированием кедра (до 60%), присутствовали сосна, ель, лиственница, береза. Во втором случае содержание пыльцы древесных невысокое (<20%), в ландшафтах преобладали береза, сосна. Эти данные позволяют отнести отложения террасы к среднезырянскому времени – около 82 000–68 000 л.н., когда атмосферное увлажнение было относительно велико и теплообеспеченность ландшафтов – достаточной, а моренные осадки – к последней наиболее мощной фазе зырянского оледенения 68 000–50 000 л.н. С фазой глубокого похолодания климата Прибайкалья 68 000–40 000 л.н. связано широкое распространение эоловых песков с мощными сингенетическими криогенными трещинами. Наличие эолово-корродированных обломков пород в кровле зырянских песков Южного Приангарья свидетельствует о чрезвычайно силе ветров, когда интенсивной ветровой обработке подвергались обломки кварца, халцедона, кремния. Ближе к интервалу 42 000–40 000 л.н. климат смягчился, о чем свидетельствует широкое распространение лессовидных суглинков со спорово-пыльцевыми спектрами, характеризующими условия тундрово-степных ландшафтов. В суглинках и на поверхности III байкальской террасы (12–16 м) отмечаются слабо выраженные горизонты палеопочв [14].

На Северном Байкале сформировался томпинский горизонт, сложенный моренами и флювиогляциальными отложениями, террасированными до уровня III байкальской террасы (12–16 м), а также озерными отложениями VI байкальской террасы (20–25 м), в которые вклиниваются делювиальные суглинки с криогенно-солифлюкционными смятиями. Прогрессирующее увлажнение климата привело не только к подъему уровня Байкала (на 30–40 м выше современного), но и широкому горно-долинному оледенению. Ледники выходили по долинам рек в прибрежную зону Байкала и формировали обширные конечно-моренные пояса (реки Томпуда, Фролиха, Слюдянка, Рель и др.). Например, в дельте р. Тьи ледники стекали непосредственно в озеро и оставили после себя плотную пепельно-серую морену мощностью до 50 м [12].

Каргинское потепление (МИС 3)

Для МИС 3 в Прибайкалье характерно преобладание относительно теплых и влажных, но крайне нестабильных климатических условий. Детальная спорово-пыльцевая запись для разреза донных отложений оз. Котокель (Восточное Прибайкалье), обеспеченная одиннадцатью AMS¹⁴C датами, стала основой при реконструкции растительности и климата для всего юга Восточной Сибири. Согласно этим данным интервалу 47 000–30 000 л.н. соответствовал продолжительный период расширения еловых ассоциаций в ландшафтах с максимумом 45 000–41 000 л.н. и развития планктонных диатомей. Самое значительное увеличение площади широколиственных лесов имело место около 34 000–32 000 л.н. и могло быть вызвано серией коротких потеплений в конце МИС 3. Глобальная нестабильность климата в МИС 3 оказала влияние на климат и растительность Прибайкалья, вызывая частые изменения и в структуре ландшафтов. Доминирующими типами растительности в горах были тундровый и степной, хотя таежный тип полностью никогда не исчезал и даже несколько расширился по сравнению с МИС 4. Лесная растительность покрывала в разных районах Прибайкалья от 5 до 20% территории [5].

Каргинское потепление следует считать относительным по сравнению с глубоким похолоданием зырянского и сартанского времени. Фактически же оно было намного холоднее казанцевского и заметно холоднее голоценового времени. Например, в Западном Прибайкалье об этом свидетельствуют только слабо выраженные палеопочвенные горизонты, сильно нарушенные эпигенетическими солифлюкционными процессами. Почвы характеризуются маломощным профилем, степень выветрелости их минеральной части очень низкая, а в составе малакофауны

отсутствуют виды, характерные для казанцевского времени и вновь появившиеся в голоценовых осадках [9].

В Западном Прибайкалье природно-климатические условия неоднократно изменялись, но оставались в целом влажными. В интервале около 40 000–30 000 л.н. климат был достаточно теплым, чтобы способствовать повсеместному распространению хвойных лесов с элементами широколиственных пород. Но после 30 000–28 000 л.н. наступают заметное похолодание и иссушение климата, отразившееся в сокращении доли широколиственных и усилении роли хвойных пород в составе лесной растительности, изменении структуры ландшафта, распространении сезонной и многолетней мерзлоты [21].

В каргинское время отмечается новый этап общей тектонической активизации Байкальской рифтовой зоны. Вследствие этого изменился гидрологический режим Байкала, и в условиях подъема уровня озера ингрессия его вод распространялась на притоки, придавая береговой линии сходство с риасовым типом. Прогрессирующее потепление климата на фоне активных тектонических движений не сопровождалось увлажнением, что привело к развитию дефляции и формированию песчаных покровов с наветренной и лессовидных – с подветренной стороны горных склонов. Эти эоловые образования часто венчают разрезы аккумулятивных толщ среднелепестовых террас в виде дюнных песков или лессовидных покровов. В ландшафтах господствовали лесостепные растительные сообщества, а на горных склонах – сосново-березовые леса с богатым травяным покровом с единичными экземплярами широколиственных пород (дуб, ильм). Увлажнение климата в конце каргинского потепления привело к подъему уровня оз. Байкал на 30–40 м выше современного [24].

В Южном Прибайкалье отложения каргинской эпохи изучены в керне скважины, пробуренной в районе с. Дулиха, в низах которого вскрыты отложения торфа, сформированные около 34 000–32 000 л.н. В нижнем течении р. Иркут к каргинскому времени отнесены песчано-гравийные отложения II террасы (12–14 м), накопление которых носило прерывистый характер, о чем свидетельствуют слои погребенного торфяника и гиттии в разрезе у устья р. Большой Тибельти. Возраст отложений – около 46 000–40 000 лет. В составе спорово-пыльцевых спектров доминируют древесные – кедр, береза, ель, единично ильм. В вышележащем слое серых супесей начинает доминировать пыльца трав. Залегающий выше слой торфа имеет возраст около 36 000–34 000 лет, и здесь вновь доминирует пыльца древесных – кедр, ель, пихта [3; 4].

Сартанское оледенение (МИС 2)

Оледенение МИС 2 согласно гренландским записям $\delta^{18}\text{ONGRIP}$ началось около 30 000–28 000 л.н., и его наиболее глубокая фаза продолжалась до 24 000 л.н.. Затем резко наступил короткий период потепления климата, а затем новое похолодание в интервале 22 000–16 000 л.н., но к концу которого определилась уже четкая тенденция к потеплению [43]. Во время максимума похолодания МИС 2 климат всей Северной Азии был экстремально холодным и сухим, среднегодовая температура воздуха была на 8–11°C ниже современной. Многолетняя мерзлота распространялась на юг вплоть до 40° с.ш., способствуя формированию тундр и лесотундр [14].

Главным фактором, обеспечившим изменение климата в это время, является становление над Сибирью Азиатского антициклона, который всего за несколько тысячелетий привел к существенному ограничению деятельности влагоносных атлантических циклонов в холодное время года. Для Прибайкалья похолодание также сопровождалось резким снижением влажности, и весь интервал 30 000–23 000 л.н. можно считать аномально аридным. Все еще относительно влажный климат в интервале 32 000–27 000 л.н. на фоне резкого похолодания после 28 000 л.н. привел к формированию в высокогорном поясе горно-долинных ледников, морены которых встречаются у выхода долин из гор. В среднегорьях накапливались снежники, формировались нагорные террасы, возобновилось движение курумов. Под низкогорными склонами формировались делювиально-солифлюкционные шлейфы. Общее состояние природной среды характеризовалось высокой нестабильностью.

В целом весь интервал 30 000–23 000 л.н. сопровождался самым холодным и сухим климатом на юге Сибири на протяжении всего изучаемого периода. В течение первых трех тысяч лет преобладали холодные степные ландшафты. Наиболее неблагоприятные климатические условия наступили в интервале 27 000–23 000 л.н., когда повсюду, в т.ч. и в Прибайкалье, господствовали сухие перигляциальные степи, тундры и тундровые редколесья. Но лесная растительность полностью все же не исчезала и занимала около 5% территории. В интервале около 23 000–17 000 л.н. происходили постепенное увлажнение и потепление климата Прибайкалья, которые привели в интервале 17 000–15 500 л.н. к расширению лесной растительности [20; 21].

Почвы Прибайкалья в сартане повсеместно, особенно в горных районах, формировались в суровых ландшафтно-климатических условиях, сопоставимых с арктическими полупустынями, тундро-степями и лесотундрами на вечномерзлых горных породах с карликовыми деревьями и кустарниками. Глубокое похолодание в первой половине сартана и сильное иссушение климата в его финале привели к мощному трещинообразованию в рыхлых отложениях, последствия которого проявляются сегодня в ландшафтах в виде полигональности почвенного покрова, бугристо-западинно-блочного рельефа. Рыхлые отложения (в основном светлые карбонатные лессовидные суглинки, рассеченные морозобойными трещинами) и почвы сартана вскрываются в разрезах Прибайкалья в интервале глубин 40–200 см [9].

В Северном, Восточном и Южном Прибайкалье на фоне стабилизации тектонических движений в Байкальской рифтовой зоне в раннем сартане ледники в горах имели пульсационный режим, что способствовало периодическому увеличению водности рек и стимулировало развитие эрозионного вреза в каргинскую песчаную толщу. О масштабах и подвижности горно-долинных ледников Северного Прибайкалья свидетельствуют морены, выдвинутые по предгорной наклонной равнине оз. Байкал. На р. Рель морена перекрывает пески с костными остатками с возрастом 35 000–30 000 лет. Моренам синхронны делювиальные, пролювиальные и коллювиальные покровы, перекрывающие III (12–14 м) и II (6–8 м) байкальские террасы. Озерные отложения этого возраста слагают II байкальскую террасу с криогенными деформациями. Но сартанские ледники, в отличие от мощных зырянских глетчеров, не так далеко выходили из гор, а в Муйских хребтах, например, между этими оледенениями произошло эрозионное расчленение до 400 м, которое отражает не только эпоху активизации флювиальных процессов каргинского потепления, но и быстрое тектоническое поднятие хребтов [12].

В Западном Прибайкалье начало сартанского похолодания ознаменовалось мощным проявлением криогенно-солифлюкционных процессов, следы которых отмечены в разрезе гидролакколита Мухорский (Приольхонье), в нижнем слое зеленовато-щебнистых суглинков и супесей. Экстремально холодные условия этого времени запечатлены в формировании полигонально-жильных льдов в кровле суглинков и супесей. Ландшафтная обстановка характеризовалась господством перигляциальных остепненных и каменистых пространств с небольшими участками леса по склонам гор. В Южном Приангарье сформировались самые мощные криогенные морозобойные трещины за всю эпоху сартанского оледенения. Они разбили на полигональные блоки не только рыхлые отложения, но и плотные алевролиты и песчаники верхнего кембрия и юры. Глубина растрескивания достигала 4 м [20].

Позднеледниковье

Позднеледниковье считается сегодня переходным периодом, отличным по ландшафтным обстановкам от сартана и голоцена [7; 30]. Этот интервал около 15 500–11 700 л.н. характеризовался краткими, но резкими перестройками природной среды, ярко проявившимися во внутриконтинентальных районах Азии [33]. Выделяют ряд палеогеографических эпох позднеледниковья, обусловленных чередованием фаз потеплений и похолоданий климата (табл. 1). По сравнению с голоценом, позднеледниковье было даже более влажной эпохой, когда около 14 000–13 000 л.н. зафиксировано максимальное поднятие уровня озер в умеренном поясе Северной Евразии [15]. В Сибири эпизоды потеплений позднеледниковья сопровождалось увеличением доли лесных ландшафтов и усилением в них позиций темнохвойных пород, а эпизоды похолоданий – расширением площади лесотундры с кустарниковыми и полынно-злаковыми растительными сообществами в сочетании с березово- и елово-лиственничными редколесьями и перелесками [4].

Таблица 1

Эпохи «похолодание-потепление» для позднеледниковья Прибайкалья

Эпоха позднеледниковья	Состояние климата	Глобальные данные	Прибайкалье
Вендермер	Потепление	15700–14800	15500–14700
Ранний дриас	Похолодание	14800–14000	14700–14300
Бёлинг	Потепление	14000–13200	14300–13200
Средний дриас	Похолодание	13200–12900	неразделенные эпохи средний дриас – аллерёд 13200–12500
Аллерёд	Потепление	12900–12200	
Поздний дриас	Похолодание	12200–11700	12500–11700

Климат позднеледниковья характеризовался кратковременными и резкими изменениями, приводившими к глубоким переменам в структуре ландшафтов. Расширение еловых ассоциаций связано с нерасчлененным интерстадиальным потеплением бёллинг-аллерёд около 14 300–12 500 л.н. Реконструкция динамики типов растительности в ландшафтах свидетельствует об относительно быстром распространении древесной флоры из рефугиумов, где она переживала оледенение. Площадь лесных насаждений достигала 20–30% территории. Ухудшение климата в позднем дриасе 12 500–11 700 л.н. привело к новому расширению степной и тундровой растительности, но оно было менее масштабным, чем в максимум МИС 2. Завершение позднего дриаса характеризуется началом нового расширения лесной растительности с *Larix*, *Picea*, *Abies*, но, главным образом, *Betula sect. Albae* [5].

В Восточном Прибайкалье в позднеледниковье сформировались два уровня речных скульптурных террас, перекрытых пачками инстративного аллювия мощностью до 4–5 м, отражающими заключительные фазы врезания долин рек: 1) около 15 500–14 000 л.н. – II террасовый уровень высотой 12–13 м; 2) около 13 000–11 500 л.н. – I террасовый уровень высотой 5–7 м. Повсеместное развитие многолетней и сезонной мерзлоты в позднем дриасе привело к переувлажнению верхних горизонтов песчаных толщ, появлению аласовых котловин, бугров пучения, полигональных ледовых жил, развитию термокарста и термоэрозии. Палеогеографическая обстановка соответствовала более высокому, чем современный, уровню стояния оз. Байкал [24].

Позднеледниковые отложения эпохи вендермер изучены в керне станции 305а-5 на Посольской банке в Байкале. Их палинологический анализ свидетельствует о появлении 16 000–14 800 л.н. в Южном Прибайкалье разреженных лесов из ели, лиственницы и березы, которые чередовались с обширными площадями лесотундры, кустарниковыми сообществами из березы и душекии, травянистыми марево-полынными и осоково-разнотравными ассоциациями. Климат был все еще холодным и сухим, о чем свидетельствуют бездиатомовые глины. Текстура осадков говорит о формировании турбидитов из илистого и глинистого материала, поступающего в оз. Байкал вместе с тальми водами ледников, и о продолжительном ледоставе озера [3].

В раннем дриасе проявился кратковременный, но резко наступивший и глубокий по последствиям эпизод похолодания климата.

В бёллинге все еще преобладали безлесные ландшафты с разнотравно-полынно-злаковой и маревой растительностью. Но в результате потепления и, главным образом, увлажнения в речных долинах и на пониженных участках рельефа начала широко распространяться древесная растительность, в первую очередь, из еловых и лиственничных насаждений [5].

В среднем дриасе проявился краткий эпизод похолодания, но продолжилось расширение лесов из лиственницы, ели и березы при незначительном участии сосны и кедра. Значительное распространение получили кустарниковые сообщества из душекии, кустарниковых берез, ив, которые входили в состав кустарникового яруса елово-лиственничных редколесий и горных кустарниковых тундр. Значительные площади по-прежнему занимали остепненные ландшафты с марево-полынной и осоково-разнотравной растительностью [13].

В аллерёде наступило ощутимое потепление климата, что отразилось на составе палинологических спектров озерно-болотных отложений, вскрытых вблизи оз. Кривое в Южном Прибайкалье, в которых пока еще преобладали лесотундровые сообщества с кустарниковой березой, ивой, ольховником, злаками и полынью, но площадь территорий, покрытых лесами с елью, пихтой и лиственницей, существенно возросла [3].

В позднем дриасе доминировали лесотундры. Климат был холодным континентальным (сумма активных температур воздуха – 800–1000°C) и недостаточно влажным (годовое количество осадков – 400 мм). В рыхлых отложениях зафиксированы криогенные нарушения, свидетельствующие об очень холодном и сухом климате. Среднегодовая температура воздуха составляла около –6°C, доминировали перигляциальные степи с ксерофитной растительностью при большом участии кустарниковых берез и эфедры [9].

В целом в позднеледниковье фиксируется активная деградация вечной мерзлоты. На фоне потепления и смягчения континентальности климата тундры и степи стали замещаться лесами таежного типа, начиная примерно с 15 500 л.н. Важнейший палеогеографический рубеж этого времени для Прибайкалья – граница между поздним дриасом и предбореальным периодом голоцена, когда за короткий промежуток времени произошли значительные изменения физико-географических условий, обусловившие коренную перестройку природной среды всей Северной Евразии.

Голоцен (МИС 1)

Голоцен рассматривается как самостоятельное фландрское межледниковье, которое привело к глобальному потеплению климата. В Сибири прослеживается снижение контрастности климата от районов, прилегающих к Северноледовитому океану, к южным Центральноазиатским. Если голоценовый оптимум для Центральной и Северной Сибири характеризовался повышением температуры воздуха в январе на 3,7°C, а в июле на 5°C по сравнению с современной, то для Южной Сибири это повышение составляло: январь – 1°C, июль – 0–0,3°C. Повышение среднегодовой влажности для Северной Сибири составило более 200 мм, для Центральной Сибири – 150–160 мм, для Южной Сибири – менее 50 мм. В результате потепления атлантического оптимума среднегодовая температура воздуха на севере Евразии повысилась в среднем на 2–2,5°C по сравнению с современной, и в результате на севере Европейской России и Западной Сибири леса продвинулись к северу до 68–70° с.ш. [2; 8].

Хорошую периодичность палеогеографических обстановок голоцена демонстрируют ландшафты Западного Прибайкалья, для которых нами на основе многолетних исследований построена обобщенная схема палеоландшафтов, которая в принципе применима и для всего региона (табл. 2).

Таблица 2

Реконструкция ландшафтных обстановок Западного Прибайкалья

Период голоцена	Календарное время, лет назад	Доминирующие ландшафты
Предбореальный	11700–10800	Тундровые на тундрово-глеевых и слабо-глеевых гумусных почвах в горах и на склонах; лиственничные редкостойные и степные злаково-марево-полынные на малогумусных фульватно-аккумулятивных почвах в речных долинах и на побережье оз. Байкал
Бореальный	10800–9800	Горно-таежные светлохвойные с кедром на примитивных органогенно-щербнистых почвах в горах; подгорно-таежные светлохвойные и подгорно-котловинные лиственничные на слаборазвитых органо-аккумулятивных почвах в сочетании со степными полынно-злаковыми на высокогумусовых гуматно-аккумулятивных темноцветных почвах с надмерзлотным сезонным гидроморфизмом в предгорьях и на склонах, в межгорных котловинах и долинах рек
Атлантический	9800–6000	Горно-таежные темнохвойные полидоминантные и смешанные светлохвойно-темнохвойные на гуматно-фульватных почвах в горах; подгорно-таежные темнохвойно-светлохвойные мезофитные на альфегумусовых и текстурно-дифференцированных почвах в предгорьях; подгорно-котловинные светлохвойные ксеромезофитные на фульватно-гуматных органо-аккумулятивных почвах; степные злаково-разнотравные на гуматно-кальциевых нейтрально-щелочных почвах в межгорных котловинах и на склонах; луговые разнотравные на дерновых кальций-гумусовых почвах в речных долинах и на побережье оз. Байкал
Суббореальный	6000–2800	Горно-таежные светлохвойные с кедром, мелколиственно-светлохвойные на фульватно-аккумулятивных альфегумусовых и дерновых почвах в горах; подгорно-таежные светлохвойные мезоксерофитные на фульватных органо-аккумулятивных почвах в предгорьях; подгорно-котловинные лиственничные ксерофитные на гуматно-фульватных органо-аккумулятивных почвах в сочетании со степными разнотравно-злаковыми и злаково-полынными на слабогумусированных фульватно-гуматных нейтрально-щелочных и слабо развитых органо-аккумулятивных почвах в межгорных котловинах, на склонах, в речных долинах и на побережье оз. Байкал
Субатлантический	2800–0	Горно-таежные кедровые, светлохвойные и светлохвойно-мелколиственные на фульватно-аккумулятивных альфегумусовых и органо-аккумулятивных, слабокислых и насыщенных гуматно-фульватных дерновых почвах в горах; подгорно-таежные светлохвойные на гуматно-фульватных слабокислых текстурно-дифференцированных и слабокисло-нейтральных дерновых почвах в предгорьях; подгорно-котловинные сосново-лиственничные мезоксерофитные на фульватно-гуматных органо-аккумулятивных слабогумусированных и дерновых маломощных почвах в межгорных котловинах и на побережье оз. Байкал; степные злаково-разнотравные и полынно-злаковые на маломощных слабогумусированных фульватно-гуматных нейтрально-щелочных и органо-аккумулятивных почвах на склонах и побережье оз. Байкал

Предбореальный период характеризовался распространением березово-лиственничных и березово-сосновых лесов с участием темнохвойных и широколиственных пород наряду с типичными лесотундровыми и ксерофитными степными сообществами около 11 700 л.н. вследствие резкого и значительного потепления и увлажнения климата. На севере Сибири климат был все еще значительно холоднее современного, а северные границы ландшафтных зон смещены к югу на 400–450 км. Но в Прибайкалье потепление голоцена отчетливо проявилось в активной деградации мерзлоты. Завершение этапа разрушения криолитозоны сопоставляется, на основании относительных археологических и абсолютных радиоуглеродных датировок, с началом формирования высокой поймы речных долин Прибайкалья около 11 000 л.н. Климат был умеренно холодным и недостаточно влажным [8; 20].

В бореальный период, несмотря на похолодание, ландшафты Прибайкалья приобретают лесной облик. Около 10 800–10 500 л.н. в них доминировали кустарниково-древесные сообщества с незначительной долей кедра, ели и сосны, а в интервале 10 500–10 000 л.н. начали формироваться таежные леса из пихты и ели при широком распространении березовых лесов [40]. В целом климат бореального периода в Прибайкалье был холоднее и суше современного, о чем свидетельствует и широкое проявление эоловых процессов, и образование крупных дюн на наветренных берегах Байкала. Бореальный период можно рассматривать как начало становления высотно-поясной дифференциации ландшафтов Прибайкалья вследствие устойчивого ослабления континентальности климата, которое было обусловлено повышением среднегодовых температур воздуха, увеличением инсоляции дневной поверхности и количества атмосферных осадков, особенно в летний период года [18, 19].

Атлантический период в начале около 10 000–9 500 л.н. характеризовались широким распространением среднетаежных сосновых и кедровых и подтаежных сосновых лесов. Температуры воздуха и увлажнение климата достигли современных значений. В интервале 9 500–7 000 л.н. наступил климатический оптимум голоцена. Атмосферное увлажнение стало максимальным за весь период после казанцевского интерстадиала и достигало 1000 мм/год. Среднегодовые температуры воздуха превышали современные на 2°C, а сумма активных температур достигала 1100–1200°C/год. Усилилась циклоническая деятельность в результате общей перестройки атмосферной циркуляции Северного полушария, возросло влияние теплого и влажного североатлантического переноса воздушных масс. Прогрессирующее высокими темпами потепление и увлажнение климата привели к смене доминант в составе лесной растительности в ландшафтах Прибайкалья. Вследствие разрушения многолетнемерзлых горизонтов горных пород и улучшения дренажа ель переместилась с плакорных местообитаний в речные долины, а в горах сформировался почвенный покров, необходимый для широкого распространения кедровых лесов. В Восточном и Южном Прибайкалье зафиксирован расцвет влажной кедрово-пихтовой тайги с участием представителей умеренно-термофильной флоры – липы, лещины, ильма [27; 35]. В Западном Прибайкалье ныне соленые мелкие озера в то время были полноводными, с пресной водой, богатой малакофауной [37].

Климатический оптимум голоцена в Прибайкалье нарушался короткими эпизодами похолодания в интервалах 9 000–8 900 и 8 000–7 800 л.н., когда климат был сопоставим с бореальным периодом. Это приводило к сокращению площади кедрово-пихтовых лесов, которые уступали место лесам с господством лиственницы и сосны. Самым теплым, но умеренно влажным был интервал 7 800–7 000 л.н. В результате плавного незначительного похолодания около 7 000–6 600 л.н. климат стал аналогичен современному. В конце атлантического периода около 6 600–6 000 л.н. климат был теплее современного, но увлажненность понизилась уже значительно. Сокращение атмосферных осадков вызвало существенную ландшафтную перестройку. Светлохвойные леса повсеместно замещали темнохвойные, а среди последних начали доминировать кедровые с почти полным выпадением пихты [28].

Суббореальный период в Прибайкалье характеризовался похолоданием и иссушением климата на фоне его крайней нестабильности: 1) раннесуббореальное похолодание (6 000–5 500 л.н.), которое все же было теплее современного климата; 2) среднесуббореальное относительное потепление (5 500–4 800 л.н.) близкое к атлантическому климатическому оптимуму голоцена; 3) позднесуббореальное относительное похолодание (4 800–3 000 л.н.), которое было уже существенно холоднее современного климата. Начало суббореального периода в Прибайкалье ознаменовалось существенным похолоданием и изменением характера почвообразования. На рубеже 4 400 л.н. начался период аридизации климата. Около 4 200 л.н. отмечается экстремум похолодания суббореала

Прибайкалья, которое зафиксировано и в разных регионах Евразии, повысились сезонная контрастность и континентальность климата [9; 17; 21].

Субатлантический период был относительно прохладным с неравномерным увлажнением ландшафтов в зависимости от регионов Прибайкалья. Начало периода знаменуется потеплением в интервале 3 000–2 600 л.н., когда климат был мягче современного, а затем кратковременным резким и значительным похолоданием около 2 600–2 300 л.н., когда климат был даже более холодным и сухим, чем в суббореале. В интервале 2 750–2 480 л.н. проявился период активного иссушения ландшафтов и роста континентальности климата, в донных осадках мелких озер зафиксированы четкие следы оловоидной деятельности, что было связано с выдвиганием ледниковых покровов Северной Атлантики (событие IRD-2, ice-rafteddebrisevent), ослаблением летних муссонов в Восточной Азии и их влияния на внутриконтинентальные районы, Около 2 400 л.н. началось медленное потепление и увлажнение климата. Тем не менее в интервале 2 120–1 870 л.н. отмечалось некоторое иссушение климата, но затем наступили устойчивое потепление и увлажнение, когда климат в регионе был более теплый и влажный, чем современный [16–21].

Палеогеографические тренды

Анализ изложенных данных, материалов автора и многочисленных публикаций позволяет определить последовательность, продолжительность и масштабы палеогеографических событий, провести их корреляцию, наметить основные тренды изменения природной среды и климата Прибайкалья: а) геодинамические – тектонические и геоморфологические процессы; б) климатические – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов (рис. 2).

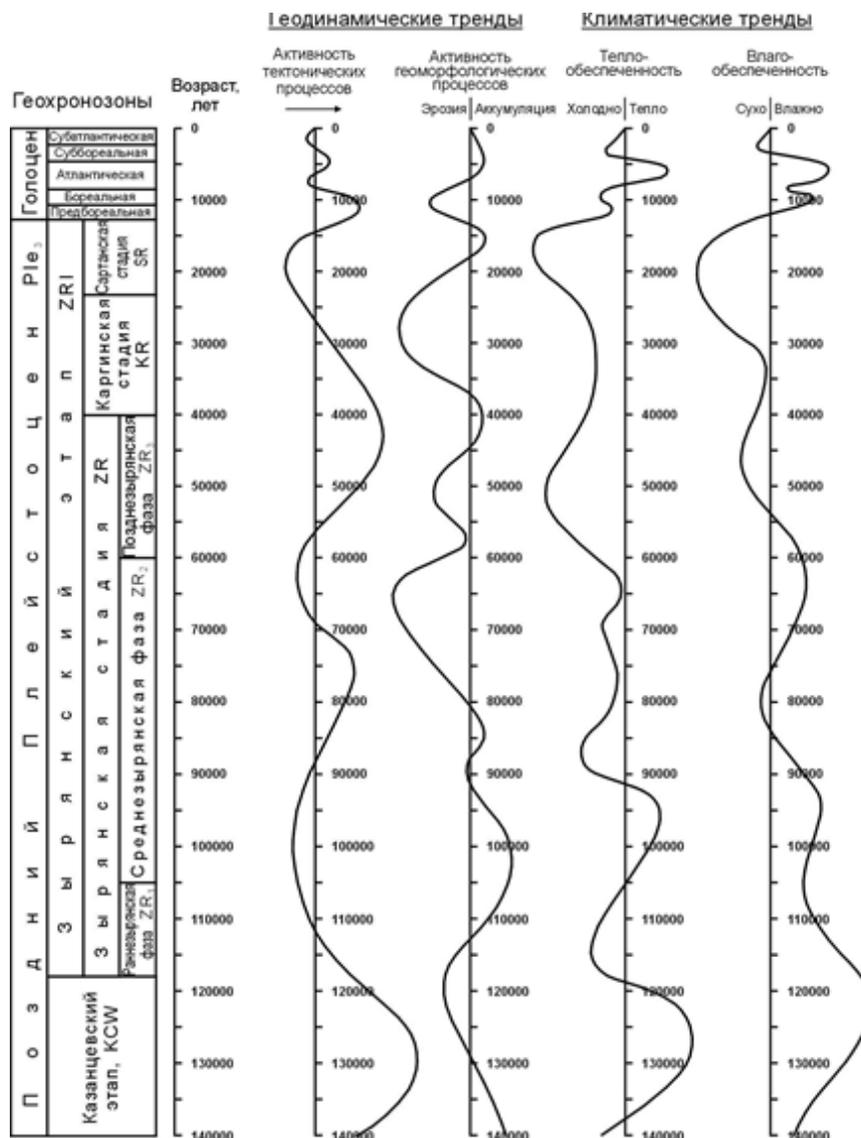


Рис. 2. Обобщенные тренды палеогеографических процессов в позднем неоплейстоцене и голоцене Прибайкалья (даны относительно современного состояния)

Тренд тектонических процессов показывает, что наивысший пик активности приходится на начало казанцевского межледниковья, что связано с общей активизацией Байкальской рифтовой зоны. В начале зырянского оледенения отмечается спад активности, в середине она вновь нарастает, но в интервале 75 000–50 000 л.н. наступает эпоха затухания тектонических движений. Самый конец зырянского этапа и каргинский интерстадиал начинается с тектонической активизации, которая сменилась эпохой тектонического покоя в интервале 30 000–20 000 л.н. Весь каргинский интерстадиал рассматривается как эпоха высокой тектонической активности, которая была намного выше современной и почти равнялась раннеказанцевской. С началом сартанского гляциала происходит резкое падение тектонической активности, и в интервале 25 000–15 000 л.н. в Прибайкалье наступает эпоха максимального тектонического покоя позднего неоплейстоцена. С началом позднеледниковья активность тектонических процессов резко возрастает и достигает максимума в позднем дриасе и раннем голоцене. Конец атлантического и весь суббореальный периоды связаны со спадом тектонической активности. Первая половина субатлантического периода голоцена характеризуется как эпоха некоторой активизации тектонических движений, во второй половине тектонический режим стабилизировался.

В тренде геоморфологических процессов максимумы эрозии следуют за максимумами тектонической активности с запаздыванием на 2–5 тысяч лет. Чем выше пик тектонической активности, тем больше период запаздывания. Максимумы эрозии приходятся на начало казанцевского интерстадиала, и активность процессов была высока вплоть до 112 000 л.н. Максимумы осадконакопления имели место в интервале 112 000–97 000 л.н., когда проявилась главная фаза пополнения осадочного бассейна Байкальских котловин. В дальнейшем происходили частые, но не существенные изменения активности геоморфологических процессов. Можно отметить следующие максимумы: эрозионных процессов – 93 000, 72 000, 51 000, 32 000, 10 000, 2 000 л.н.; аккумулятивных – 85 000, 63 000, 42 000, 25 000, 4 500 л.н. Тренд отражает тенденцию к разрушению горных сооружений, созданных в среднем неоплейстоцене. Продолжительные эпохи осадконакопления имели место в середине казанцевского интерстадиала и в сартане. Но в первом случае активность аккумуляции была несоизмеримо выше, поскольку происходила на фоне теплого климата. Во втором случае активность осадконакопления была невысокой, поскольку происходила на фоне холодного климата, когда многие горно-долинные области были покрыты ледниками.

В климатическом тренде теплообеспеченности ландшафтов прослеживается тенденция к ее снижению от казанцевского межледниковья к сартанскому оледенению при некоторых вариациях. Климатический оптимум приходится на интервал 128 000–122 000 л.н. Теплый умеренно-континентальный климат существовал в Прибайкалье до самого конца казанцевского времени. Зырянское оледенение характеризуется эпохами похолодания в интервалах 112 000–103 000 и 90 000–85 000 л.н. Весь зырянский гляциал связан с очень холодным климатом. На протяжении каргинского интерстадиала наблюдаются многочисленные непродолжительные вариации теплообеспеченности, но она никогда не была выше и даже не приближалась к современной; максимум потепления отмечается в интервале 40 000–30 000 л.н. Сартанский гляциал также связан с очень холодным климатом, но в отличие от зырянского имел некоторые колебания теплообеспеченности. Максимум похолодания пришелся на интервал 26 000–23 000 л.н. Все позднеледниковье и первая половина голоцена характеризуются кратковременными и резкими изменениями климата, связаны с потеплением и повышением влажности. К климатическому оптимуму голоцена теплообеспеченность ландшафтов достигла величин, сопоставимых со второй половиной казанцевского межледниковья. Однако теплый климат просуществовал недолго, около 4000 лет, и в суббореальном периоде сменился похолоданием. В субатлантическом периоде климат слегка улучшился, но теплообеспеченность ландшафтов была не намного выше современной.

В климатическом тренде влагообеспеченности ландшафтов прослеживается устойчивая тенденция к ее снижению от конца казанцевского этапа к сартану. Максимальный пик влагообеспеченности приходится на интервал 128 000–116 000 л.н. Затем наступила аридизация климата, и в интервале 110 000–100 000 л.н. влажность была низкой. К интервалу 95 000–93 000 л.н. она слегка повысилась, но плавно понизилась. На протяжении всего зырянского гляциала было сухо, но в его конце после 59 000 л.н. влагообеспеченность существенно увеличилась, даже превысив современную. Хотя после 55 000 л.н. климат вновь стал аридным, особенно в интервале 48 000–42 000 л.н. В каргинскую эпоху влажность слегка повысилась. В сартанский гляциал наступает эпоха самого экстремально аридного климата Прибайкалья с минимумом влагообеспеченности в интервале 28 000–23 000 л.н. В позднеледниковье в связи с масштабным таянием горно-долинных ледников влагообеспеченность

ландшафтов значительно выросла. Но в позднем дриасе она опять резко упала. Восстановление влагообеспеченности климата происходило уже на фоне существенного потепления климата в атлантический период голоцена. Максимум увлажнения климата приходится на интервал 8 000–6 000 л.н., когда оно было сопоставимо с серединой казанцевского межледникового.

Заключение

Проведенные исследования показывают, что палеогеографические события Прибайкалья в позднем неоплейстоцене и голоцене в целом коррелируют с изменениями природной среды и климата не только внутриконтинентальной Азии, но и всего Северного полушария. Палеогеографические тренды несколько отличаются в масштабах и интенсивности проявления процессов для различных районов Прибайкалья, что является отражением неравномерной геодинамической активности на разных участках Байкальской рифтовой зоны, вариаций климатических параметров в зависимости от географической широтной зональности и высотной поясности ландшафтов, различий в эрозионно-аккумулятивных процессах. Эта тенденция является следствием местных природно-климатических условий, отражает метахронность географических явлений и процессов, установленную академиком К.К. Марковым, и предопределила формирование несколько отличающихся друг от друга геохронологических шкал. Поэтому нами выделены специфичные регионально обусловленные палеогеографические тренды геодинамических (тектонических и геоморфологических) и климатических (изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов) процессов.

Библиографический список

1. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедоба – опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Доклады РАН. 2004. Т. 396. №6. С. 796–799.
2. Астахов В.И. К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2007. Вып. 1. С. 3–20.
3. Безрукова Е.В., Бухаров А.А., Бычинский В.А. и др. Высокоразрешающая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. 2004. № 2. С. 163–193.
4. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 21–33.
5. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В. и др. Палинологические исследования донных отложений оз. Котокель // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
6. Большаков В.А. Корреляция континентальных и глубоководных отложений плейстоцена: постановка вопроса и некоторые проблемы // Известия РАН. Серия географическая. 2006. № 4. С. 16–28.
7. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
8. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2014. № 2. С. 5–20.
9. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. 205 с.
10. Гавшин В.М., Архипов С.А., Бобров В.А. и др. Распределение естественных радиоактивных элементов в голоцен-плейстоценовых глубоководных отложениях озера Байкал и хронологические построения // Геология и геофизика. 1998. № 8. С. 1045–1058.
11. Грачев М.А., Воробьева Г.А., Мац В.Д. Проблемы датировки климатических событий плейстоцена Сибири и их корреляция с байкальскими и глобальными летописями // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1998. С. 85–95.
12. Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–35.
13. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО изд-во, 2012. 487 с.

14. *Изменения климата* Байкальского региона в кайнозойскую эру. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2008. 293 с.
15. *Казьмин С.П., Волков И.А.* Характер природных процессов в азиатской части России во время последней ледниковой стадии // География и природные ресурсы. 2010. № 3. С. 5–10.
16. *Кузьмин С.Б., Мехоношин П.А., Данько Л.В.* Новые данные о геодинамических обстановках позднеледниковья и голоцена в Прибайкалье // Известия РГО. 2007. Т. 139. Вып. 3. С. 45–52.
17. *Кузьмин С.Б., Данько Л.В., Снытко В.А. и др.* Новые данные о природных обстановках Прибайкалья в позднем голоцене // Доклады РАН. 2007. Т. 412. №1. С. 107–111.
18. *Кузьмин С.Б., Данько Л.В.* Палеоэкологические модели этноприродных взаимодействий. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2011. 187 с.
19. *Кузьмин С.Б., Шаманова С.И., Казановский С.Г.* Определение высотной поясности ландшафтов на базе цифровых моделей рельефа и характера дендрофлоры // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 137–149.
20. *Кузьмин С.Б., Белозерцева И.А., Шаманова С.И.* Палеогеографические события Прибайкалья в голоцене // Успехи современного естествознания. 2014. № 12. С. 62–75.
21. *Кузьмин С.Б., Хлыстов О.М., Мехоношин П.А. и др.* Изучение рыхлых отложений побережья и акватории Малого моря на Байкале для восстановления природно-геодинамических обстановок в позднеледниковье и голоцене // Географический вестник. 2016. № 1. С. 23–36.
22. *Лаухин С.А.* Палеорастительность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения бореальной зоны Западно-Сибирской равнины // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2007. № 8. С. 188–205.
23. *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий.* Вып. 38. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
24. *Резанов И.Н., Калмыков Н.П.* Палеогеография антропогена Прибайкалья и Забайкалья // География и природные ресурсы. 1998. № 4. С. 89–96.
25. *Трофимов А.Г., Малаева Е.М., Попова С.М. и др.* Манзурский аллювий Прибайкалья: палинология, стратиграфия, этапы аккумуляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. № 4. С. 96–109.
26. *Bassinot F.C., Labery L.D., Vinsent E. et al.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Sciences Letters. 1994. Vol. 126. № 1-3. P. 91–108.
27. *Bezrukova E.V., Belov A.V., Orlova L.A.* Holocene vegetation and climate variability in North Pre-Baikal region, East Siberia, Russia // Quaternary International. 2011. Vol. 237. № 1–2. P. 74–82.
28. *Bezrukova E.V., Hildebrandt S., Letunova P.P. et al.* Vegetation dynamics around Lake Baikal since the middle Holocene reconstructed from the pollen and botanical composition analyses of peat sediments: Implications for paleoclimatic and archeological research // Quaternary International. 2013. Vol. 290–291. P. 35–45.
29. *Bradley R.S.* Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimate reconstruction. London: Unwin Hyman Limited Press, 1990. 472 p.
30. *Demske D., Heumann G., Granoszewski W. et al.* Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global & Planetary Changes. 2005. Vol. 46. №1–4. P. 255–279.
31. *Goldberg E.L., Chebykin E.P., Zhuchenko N.A. et al.* Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 ka // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2010. Vol. 294. № 1–2. P. 16–29.
32. *Ishiwatari R., Fujino N., Brincat D. et al.* A 35 kyr record of organic matter composition and $\delta^{13}C$ of n-alkanes in bog sediments close to Lake Baikal: Implications for paleoenvironmental studies // Organic Geochemistry. 2009. Vol. 40. № 1. P. 51–60.
33. *Jiang, D.H. Wang H.D., Lang X.* Last Glacial Maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet // Journal of Geophysical Research. 2003. Vol. 108. № D3. P. 4102–4114.
34. *Khursevich G.K., Prokopenko A.A.* Diatom record from Lake Hovsgol, Mongolia, during the last 1 Ma: The results from the HDP-04 drill core // Quaternary International. 2009. Vol. 205. № 1-2. P. 84–97.
35. *Kostrova S.S., Meyer H., Chaplignin B. et al.* Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // Quaternary International. 2013. Vol. 290–291. P. 21–34.

36. Lee M.K., Lim H.S., Lee J.I. et al. Late Pleistocene – Holocene records from Lake Ulaan, Southern Mongolia: implications for East Asian palaeomonsoonal climate changes // *Journal of Quaternary Science*. 2013. Vol. 28. № 4. P. 370–378.
37. Mackay A.W., Bezrukova E.V., Boyle J.F. et al. Multiproxy evidence for abrupt climate change impacts on terrestrial and freshwater ecosystems in the Olkhon region of Lake Baikal, central Asia // *Quaternary International*. 2013. Vol. 290–291. P. 46–56.
38. Rioual P., Mackay A.W. A diatom record of centennial resolution for the Kazantsevo Interglacial stage in Lake Baikal // *Global & Planetary Changes*. 2005. Vol. 46. P. 199–219.
39. Shichi K., Kawamuro K., Takahara H. et al. Climate and vegetation changes around Lake Baikal during the last 350,000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. Vol. 248. № 3–4. P. 357–375.
40. Shichi K., Takahara H., Hase Y. et al. Vegetation response in the southern Lake Baikal region to abrupt climate events over the past 33calkyr // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. Vol. 375. P. 70–82.
41. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I. et al. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // *Quaternary International*. 2009. Vol. 205. № 1–2. P. 38–52.
42. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary Ice Sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Review*. 2004. Vol. 23. № 11–13. P. 1229–1271.
43. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M. et al. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Climate of the Past*. 2008. Vol. 4. № 1. P. 47–57.

References

1. Arslanov, Kh.A., Laukhin, S.A. and Maksimov, F.E. et al. (2004), “Bedoba - supporting section of the Kazanian horizon in Central Siberia” *Reports of the Russian Academy of Sciences*, vol. 396. no 6. pp. 796–799.
2. Astakhov, V.I. (2007), “To the Late Cenozoic history of the West of the Eurasian Arctic” *Bulletin of St. Petersburg University. Series 7. Geology. Geography*. Issue 1. pp. 3–20.
3. Bezrukova, E. V., Bukharov, A. A. and Bychinsky, V.A. (2004), “High resolution sedimentary record on the core of deep-sea drilling at the Posolsky Bank in Lake Baikal (BDP-99)” *Geology and Geophysics*, no. 2. pp. 163–193.
4. Bezrukova, E.V., Krivonogov, S.K. and Abzaeva, A.A. (2005), “Landscapes and the climate of the Baikal region in Late Glacial and Holocene according to the results of complex studies of peatlands” *Geology and Geophysics*.. vol. 46. no. 1. pp. 21–33.
5. Bezrukova, E.V., Tarasov, P.E., Kulagina, N.V. et al. (2011), “Palynological studies of bottom sediments of Lake Kotokel”, *Geology and Geophysics*, no. 4. pp. 586–595.
6. Bolshakov, V.A. (2006), “Correlation of the continental and deep-water sediments of the Pleistocene: the formulation of the question and some problems” *Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographic series*, no 4. pp. 16–28.
7. Borisova, O.K. (2008), *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya v umerennykh shirotah Severnogo i Juzhnogo polushariya za poslednie 130 000 let* [Landscape-climatic changes in the temperate latitudes of the Northern and Southern Hemispheres over the past 130,000 years], GEOS, Moscow, Russia.
8. Borisova, O.K. (2014), “Landscape-climatic changes in the Holocene”, *Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographic series*, no. 2, pp. 5–20.
9. Vorobyeva, G.A. (2010), *Pochva kak letopis' prirodnih sobytij Pribajkal'ja: problemy jevoljucii i klassifikacii pochv* [Soil as a chronicle of natural events of the Baikal region: problems of evolution and classification of soils] Irkutsk University Press, Irkutsk, Russia.
10. Gavshin, V.M., Arkhipov, S.A. and Bobrov, V.A. (1998), “Distribution of natural radioactive elements in Holocene-Pleistocene deep-water sediments of Lake Baikal and chronological constructions” *Geology and geophysics*, no. 8. pp. 1045–1058.
11. Grachev, M.A., Vorobyeva, G.A. and Matz, V.D. (1998), “Problems of dating the climatic events of the Pleistocene of Siberia and their correlation with Baikal and global chronicles”, *Problemy rekonstrukcii klimata i prirodnoj sredy golocena i plejstocena Sibiri* [Problems of reconstruction of the climate and the natural environment of the Holocene and Pleistocene of Siberia], Publishing house of the Institute of Archeology and Ethnography of the SB RAS, Novosibirsk, Russia, pp. 85–95.

12. Endrikhinsky, A.S. (1982), "Sequence of the main geological events in the territory of Southern Siberia in the late Pleistocene and Holocene", *Pozdnij plejstocen i golocen juga Vostochnoj Sibiri* [Late Pleistocene and Holocene of the South of Eastern Siberia], Nauka, Novosibirsk, USSR, pp. 6–35.
13. Zykin V.S. (2012), *Stratigrafija i jevoljucija prirodnoj sredy i klimata v pozdnem kajnozoe juga Zapadnoj Sibiri* [Stratigraphy and the evolution of the natural environment and climate in the Late Cenozoic of the south of Western Siberia], Publishing house "GEO", Novosibirsk, Russia.
14. Climate change in the Baikal region in the Cenozoic era. (2008), Publishing house "GEO", Novosibirsk, Russia.
15. Kazmin, S.P. and Volkov, I.A. (2010), "Nature of natural processes in the Asian part of Russia during the last glacial stage", *Geography and natural resource*, no 3. pp. 5–10.
16. Kuzmin, S.B., Mekhonoshin, P.A. and Danko, L.V. (2007), "New data on the geodynamic conditions of the Late Glacial and Holocene in the Baikal region", *Proceedings of the Russian Geographical Society*, vol. 139, Issue 3, pp. 45–52.
17. Kuzmin, S.B., Danko, L.V. and Snytko, V.A. (2007), "New data on the natural conditions of the Baikal region in the late Holocene", *Reports of the Russian Academy of Sciences*, vol. 412, no. 1. pp. 107–111.
18. Kuzmin, S.B. and Danko, L.V., (2011), "Paleoekologicheskie modeli jetnoprivodnyh vzaimodejstvij" [Paleoecological models of ethno-natural interactions], Publishing House "GEO", Novosibirsk, Russia.
19. Kuzmin, S.B., Shamanova, S.I. and Kazanovsky, S.G. (2012), "Determination of the altitude zonation of landscapes based on digital models of the relief and the nature of the dendroflora", *Geography and natural resource*, no. 4. pp. 137–149.
20. Kuzmin, S.B., Belozertseva, I.A., and Shamanova, S.I. (2014), "Paleogeographic events of the Baikal region in the Holocene", *Progresses of modern natural science*, no. 12. pp. 62–75.
21. Kuzmin, S.B., Khlystov, O.M., Mekhonoshin, P.A. et al. (2016), "Study of loose sediments of the coast and the water area of the Small Sea on Lake Baikal to restore natural-geodynamic settings in the Late Glacial and Holocene", *Geographical Bulletin*, no. 1, pp. 23–36.
22. Laukhin, S.A. (2007), "Paleovegetation and paleoclimate of the early interstadial of the Zyriansky glaciation of the boreal zone of the West Siberian Plain", *Bulletin of Archeology, Anthropology and Ethnography*, no. 8, pp. 188–205.
23. *Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions* (2008), Issue. 38, Publishing house VSEGEI, St. Petersburg, Russia.
24. Rezanov, I.N. and Kalmykov, N.P. (1998), "Paleogeography of anthropogen of the Baikal and Transbaikalia", *Geography and natural resources*, no 4. pp. 89–96.
25. Trofimov, A.G., Malaeva, E.M., Popova, S.M. et al. (1999), "The Manzur alluvium of the Baikal region: palynology, stratigraphy, stages of accumulation", *Stratigraphy. Geological correlation*, no 4, pp. 96–109.
26. Bassinot, F.C., Labery, L.D., Vinsent, E. et al. (1994), "The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal", *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol. 126, no. 1–3. pp. 91–108.
27. Bezrukova, E.V., Belov, A.V. and Orlova, L.A. (2011), "Holocene vegetation and climate variability in North Pre-Baikal region, East Siberia, Russia", *Quaternary International*, vol. 237, no. 1–2, pp. 74–82.
28. Bezrukova, E.V., Hildebrandt, S., Letunova, P.P. et al. (2013), "Vegetation dynamics around Lake Baikal since the middle Holocene reconstructed from the pollen and botanical composition analyses of peat sediments: Implications for paleoclimatic and archeological research", *Quaternary International*, vol. 290–291. pp. 35–45.
29. Bradley, R.S. (1990), *Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimate reconstruction*, Unwin Hyman Limited Press., London, UK.
30. Demske, D., Heumann, G., Granoszewski, W. et al. (2005), "Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal", *Global & Planetary Changes*, vol. 46. no. 1–4. pp. 255–279.
31. Goldberg, E.L., Chebykin, E.P., Zhuchenko, N.A. et al. (2010), "Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 ka" *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, vol. 294, no. 1–2, pp. 16–29.
32. Ishiwatari, R., Fujino, N., Brincat, D. et al. (2009), "A 35 kyr record of organic matter composition and $\delta^{13}C$ of n-alkanes in bog sediments close to Lake Baikal: Implications for paleoenvironmental studies", *Organic Geochemistry*, vol. 40, no. 1, pp. 51–60.

33. Jiang, D.H. Wang, H.D. and Lang, X. (2003), "Last Glacial Maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet", *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D3. pp. 4102–4114.
34. Khursevich, G.K. and Prokopenko, A.A. (2009), "Diatom record from Lake Hovsgol, Mongolia, during the last 1 Ma: The results from the HDP-04 drill core", *Quaternary International*, vol. 205, no. 1–2, pp. 84–97.
35. Kostrova, S.S., Meyer, H., Chaplignin, B. et al. (2013), "Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications", *Quaternary International*, vol. 290–291, pp. 21–34.
36. Lee, M.K., Lim, H.S., Lee J.I. et al. (2013), "Late Pleistocene – Holocene records from Lake Ulaan, Southern Mongolia: implications for East Asian palaeomonsoonal climate changes", *Journal of Quaternary Science*, vol. 28, no. 4, pp. 370–378.
37. Mackay, A.W., Bezrukova, E.V., Boyle, J.F. et al. (2013), "Multiproxy evidence for abrupt climate change impacts on terrestrial and freshwater ecosystems in the Ol'khon region of Lake Baikal, central Asia", *Quaternary International*, vol. 290–291, pp. 46–56.
38. Rioual, P., Mackay, A.W. (2005), "A diatom record of centennial resolution for the Kazantsevo Interglacial stage in Lake Baikal", *Global & Planetary Changes*, vol. 46, pp. 199–219.
39. Shichi, K., Kawamuro, K., Takahara, H. et al. (2007), "Climate and vegetation changes around Lake Baikal during the last 350,000 years", *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, vol. 248, no. 3–4, P. 357–375.
40. Shichi, K., Takahara, H., Hase, Y. et al. (2013), "Vegetation response in the southern Lake Baikal region to abrupt climate events over the past 33calkyr", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 375, pp. 70–82.
41. Solotchina, E.P., Prokopenko, A.A., Kuzmin, M.I. et al. (2009), "Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core", *Quaternary International*, vol. 205, no. 1–2, pp. 38–52.
42. Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I. et al. (2004), "Late Quaternary Ice Sheet history of Northern Eurasia", *Quaternary Science Review*, vol. 23, no. 11–13, pp. 1229–1271.
43. Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler M. et al. (2008), "A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology", *Climate of the Past*, vol. 4, no 1, pp. 47–57.

Поступила в редакцию: 30.07.2017

Сведения об авторе

Кузьмин Сергей Борисович

доктор географических наук, ведущий научный сотрудник Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН;
Россия, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1;

About the author

Kuzmin Sergey Borisovich

Doctor of Geographical Sciences, Leading Researcher, V. B. Sochava Institute of Geography of the Siberian Branch of RAS;
1, Ulan-Batorskaya st., Irkutsk, 664033, Russia,
e-mail: kuzmin@irigs.irk.ru

Просьба ссылаться на эту статью в русскоязычных источниках следующим образом:

Кузьмин С.Б. Палеогеографические события Прибайкалья в позднем неоплейстоцене и голоцене // Географический вестник = Geographical bulletin. 2017. №4(43). С.22–38. doi 10.17072/2079-7877-2017-4-22-38

Please cite this article in English as:

Kuzmin S.B. Paleogeographic events of the Baikal region in the Late Pleistocene and Holocene // Geographical bulletin. 2017. №4(43). P. 22–38. doi 10.17072/2079-7877-2017-4-22-38