

УДК 551.89 (571.63)

Ретроспективный анализ изменчивости ландшафтов бассейна реки Бикин (среднее течение)

Н. Г. Разжигаева¹, Л. А. Ганзей¹, А. М. Паничев¹,
Х. А. Арсланов², Л. М. Мохова¹, Т. А. Копотева³,
Е. П. Кудрявцева¹, Т. А. Гребенникова¹,
Т. Р. Макарова¹, Ф. Е. Максимов², А. Ю. Петров^{2*}

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН;

²Санкт-Петербургский государственный университет;

³Институт водных и экологических проблем ДВО РАН

Аннотация

Проанализированы пути развития горных и долинных ландшафтов, включая болотные, в позднем плейстоцене-голоцене, в бассейне р. Бикин, где недавно был создан национальный парк «Бикин». Район исследований охватывает и близлежащие предгорья Западного макросклона Сихотэ-Алиня. Цель работы – анализ изменчивости ландшафтов в масштабе последних тысяч и сотен лет в ходе разнонаправленных климатических изменений при разном влиянии таких азональных факторов, как пожары и сильные наводнения. Реконструкции основаны на данных комплексного изучения разрезов разновозрастных торфяников с использованием литолого-фациального, ботанического, спорово-пыльцевого, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования. Выделены этапы развития ландшафтов, проанализированы факторы, ведущие к их перестройке, и сделан ретроспективный анализ изменчивости и устойчивости разноранговых геосистем.

Ключевые слова: ландшафты, климатические изменения, пожары, поздний плейстоцен-голоцен, р. Бикин

* Сведения об авторах: Разжигаева Надежда Глебовна – д-р геогр. наук, зав. лаб., ТИГ ДВО РАН, e-mail: nadyar@tig.dvo.ru; Ганзей Лариса Анатольевна – канд. геогр. наук, снс, ТИГ ДВО РАН; Паничев Александр Михайлович – д-р биол. наук, внс, ТИГ ДВО РАН; Мохова Людмила Михайловна – снс, ТИГ ДВО РАН; Кудрявцева Екатерина Петровна – снс, ТИГ ДВО РАН; Гребенникова Татьяна Афанасьевна канд. геогр. наук, снс, ТИГ ДВО РАН; Макарова Татьяна Ростиславовна – канд. геогр. наук, снс, ТИГ ДВО РАН; Арсланов Хикматулла Адиевич, д-р геол.-минерал. наук, внс, СПбГУ, e-mail: arslanovkh@mail.ru; Федор Евгенийевич Максимов – снс, СПбГУ; Петров, Алексей Юрьевич – инж., СПбГУ; Копотева Татьяна Андреевна – канд. биол. наук, снс, ИВЭП ДВО РАН, e-mail: kopoteva@ivep.as.khb.ru.

Введение. Интерес к ландшафтам среднего течения р. Бикин связан с созданием национального парка «Бикин», где предполагается сохранение естественных геосистем в сочетании с традиционным природопользованием коренных народов, проживающих компактными поселениями. Современный облик ландшафтов обусловлен не только сложным сочетанием природных условий, но и ходом их развития в прошлом и разной реакцией природных компонентов на разнонаправленные и разноамплитудные климатические изменения в последний макроцикл позднего плейстоцена-голоцена. Большую роль при изменении границ ландшафтных зон в условиях климатических смен играли рефугиумы, существованию которых способствовала сильная микроклиматическая изменчивость, обусловленная сложным устройством рельефа. На таких участках сохранялись растительные сообщества при неблагоприятных условиях. Большую роль в развитии ландшафтов играли аazonальные факторы разной природы, в первую очередь, пожары и наводнения. Интерес к палеоландшафтным реконструкциям обусловлен и тем, что в бассейне р. Бикин за последние 40 лет произошли существенные естественные изменения в растительном и животном мире [1].

Целью статьи является анализ изменчивости ландшафтов в средней части бассейна р. Бикин в масштабе последних тысяч и сотен лет в ходе разнонаправленных короткопериодических климатических изменений.

Несмотря на большое количество исследований по развитию ландшафтов Приморского края в голоцене, которые проводились в последние 30–40 лет [2; 3; 4], некоторые районы, включая бассейн р. Бикин, к настоящему времени недостаточно изучены. Охарактеризованы лишь отдельные этапы развития ландшафтов верхнего и нижнего Бикина в позднем плейстоцене-голоцене [5; 6].

Район исследований расположен в пределах Западно-Сихотэ-Алинской физико-географической провинции,

в Бикинском и Нижне-Бикинском округах [7]. В бассейне р. Бикин проходит важные геоботанические границы [8]. К Южно-Охотской темнохвойно-лесной подобласти относятся пихтово-еловые и каменноберёзовые леса, к Восточно-Азиатской хвойно-широколиственной области принадлежат кедрово-широколиственные леса, образующие самостоятельный высотный пояс, и долинные леса. Переходная зона между двумя областями представлена полосой широколиственно-кедрово-еловых лесов.

На склонах гор хорошо выражена высотная поясность: на высотах 200-600 м развит пояс кедрово-широколиственных лесов; высотный диапазон 600–800 м занят кедрово-еловыми лесами; выше 800 м и до господствующих вершин развиты пихтово-еловые леса [9; 10]. Вершины водоразделов не достигают верхней границы леса. На отдельных вершинах развиты каменистые осыпи, заросшие участками злаковых лугов, кустарниками и светолюбивыми папоротниками и плаунками. В долине р. Бикин и ее притоков на дренируемых участках развиты широколиственные леса с ильмом долинным и ясенем маньчжурским, прирусловая часть занята тополево-ивовыми и чозениевыми лесами. На речных террасах встречаются переувлажненные участки, занятые лиственными марями, кустарниковый ярус представлен берёзой кустарниковой, багульником, хамедафне чашечной, встречается клюква болотная, травы представлены осокой шаровидной, пушицей влагилищной, моховой покров состоит преимущественно из сфагновых мхов, встречаются зелёные мхи. К марям примыкают небольшие участки белоберёзовых лесов.

В предгорьях Сихотэ-Алиня река выходит на обширные равнинные пространства с высотными отметками до 100 м, разделенные невысокими пологими горными грядами (обычно не выше 600 м). В условиях незначительных уклонов происходит сильное меандрирование русла. В этой зоне происходило наложение голоценовой аккумуляции на позднеплейстоценовую [11].

Климат района континентальный с муссонными чертами. Климатические параметры в долине Среднего Бикина и предгорьях несколько отличаются [12]. В районе метеостанции Родниковой среднегодовая температура меняется от -0.8 до $+1.1$ °С, в районе метеостанции Олон от $+0.5$ до $+1.5$ °С, в предгорьях она существенно выше – около $+2.5$ °С. Атмосферные осадки распределены по сезонам неравномерно, наибольшее количество выпадает в августе, годовая сумма варьирует от 642 до 1080 мм / год. Дождевые воды играют главную роль в питании р. Бикин.

Материалы и методы. Палеоландшафтные реконструкции основаны на данных изучения 4 разрезов позднеплейстоценово-голоценовых разнофациальных отложений (Рис. 1), представляющих собой естественные обнажения первой надпойменной террасы (высота до 5 м над зимним меженным урезом воды).

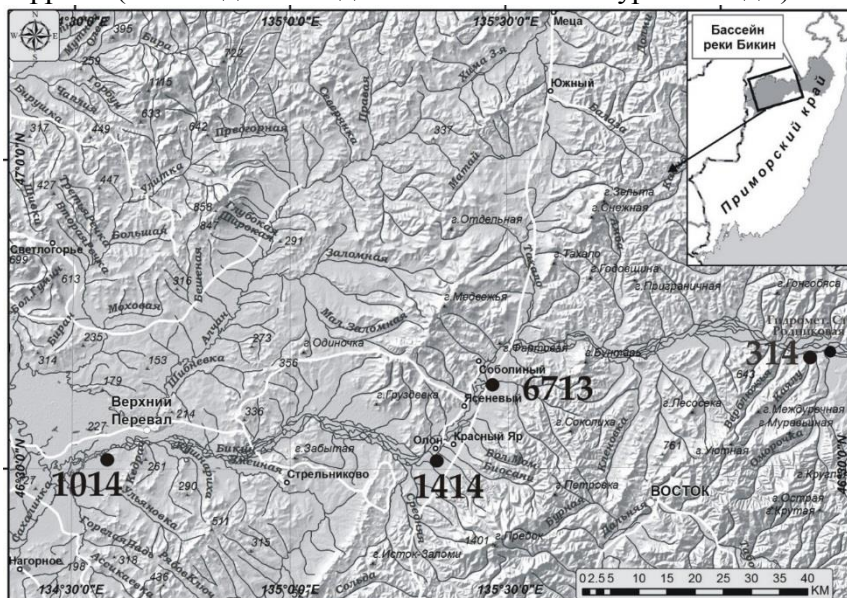


Рис. 1. Положение изученных разрезов верхнеплейстоценово-голоценовых отложений, по которым проведены палеоландшафтные реконструкции. Разрезы: 314 – Каялу, 6713 – марь Диллалакчи, 1414 – марь Красный Яр, 1014 – марь Сахалин.

Три разреза расположены в среднем течении р. Бикин и один – ниже пос. Верхний Перевал, в предгорьях Сихотэ-Алиня. Терраса имеет разное строение и сложена разновозрастными отложениями, включая торфяники, которые являются наиболее информативными для палеорекоконструкций. Разрез Каялу находится в 3 км ниже по течению от метеостанции «Родниковая» между притоками Каялу и Малая Оморочка (абс. высота 235 м). В нижней части разреза выходят отложения, которые формировались в позднеледниковье. На участке расширения долины (до 5 км) в пределах Среднебикинской впадины терраса имеет однотипное строение: на аллювиальных галечниках лежат глины, которые являются водоупорными горизонтами, на них образовались торфяники (мощностью до 1.75 м). Марь Диллалакчи расположена на левом борту реки в 15 км выше по течению от поселка Красный Яр на абс. высоте 145-147 м. Марь Красный Яр находится в 3 км ниже по течению от одноименного поселка на высоте 128 м н. у. м.* около орографического барьера – здесь к реке с двух бортов подходят хребты с максимальными отметками до 931 м, на юго-востоке к мари подходят отроги хребта (Боголадза) (с вершинами до 1401 м). В предгорьях Сихотэ-Алиня изучен разрез в краевой части мари Сахалин (абс. высота 68 м), расположенный в 9 км ниже по течению от пос. Верхний Перевал. В основании разреза выходят верхнеплейстоценовые отложения, накопление которых шло в озерно-болотных обстановках, существовавших перед последней ледниковой эпохой, и предположительно эоловые отложения, их накопление проходило в холодных условиях ледниковой эпохи. Верхняя часть разреза представлена торфяником (мощность 1 м).

Изучение отложений включало литолого-фациальный, ботанический, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. Подробное описание данных приведено в работах [13-16]. Для определения возраста палеоландшафтных изменений

* н. у. м. – над уровнем моря

использовались результаты радиоуглеродного датирования образцов торфа, органоминеральных отложений и древесины, выполненного в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле, СПбГУ. Калибровка, полученных радиоуглеродных датировок сделана с помощью программы "CalPal2007_HULU" (Кёльнский университет, 2007 г.). При определении радиоуглеродного возраста палеоландшафтных смен использовались также датировки, полученные путем интерполяции в интервале между двумя датированными прослоями, формировавшимися с одинаковыми скоростями торфонакопления.

Результаты и обсуждение. Развитие ландшафтов в конце позднего плейстоцена происходило при частых и резких разнонаправленных изменениях климата. Наиболее древний этап в развитии ландшафтов зафиксирован в разрезе краевой части мари Сахалин в предгорьях Сихотэ-Алиня [15].

В потепление, предшествующее последней ледниковой эпохе, которое выделяется на территории Приморья около 30–24 тыс. ¹⁴С л. н. * [4], в предгорьях существовало обширное мелководное эвтрофное озеро с водной растительностью и заболоченными берегами. Озерная вода имела низкую минерализацию, величина рН была близка к нейтральной. Водоем был хорошо прогреваемым, в нем произрастали водяной орех и бразения Шребера, реликт южных субтропических флор, характерная для стоячих водоемов с глубинами до 3 м, с повышенным содержанием органических веществ и илистом дном [17]. Бразения исчезла из водоема к концу теплой фазы. В настоящее время ближайшее местонахождение этого вида отмечается в пойме нижнего течения р. Алчан и на юге Хабаровского края [17]. Постепенно происходило обмеление озера. Выделяется период, когда не было наводнений, режим в озере стал застойным, среди водной растительности были широко распространены рдест

* л. н. – лет назад

и водяной орех. В озере накапливались алевритовые илы с большим содержанием органики.

По обрамлению озера существовало эвтрофное гипновое болото с участием гипергидрофильных мхов рода *Drepanocladus*, в кустарниковом ярусе преобладали берёза кустарниковая, ольха, жимолость, среди трав – хвощ, осоки, вахта трехлистная, ежеголовник всплывающий, характерные для сильно обводненных участков по берегам озер и проток. Возможно, на мари встречались можжевельник и кедровый стланик. На дренируемых участках были злаково-разнотравные луга с отдельно стоящими группами ивы, белой берёзы, лиственницы. Болото прошло несколько стадий развития. Обмеление озера и снижение уровня грунтовых вод привело к развитию на мари, окружающей озеро, гипнового лиственничника из лиственницы даурской. В настоящее время зеленомошные лиственничники распространены в верхней части бассейна р. Бикин [9; 10]. Исчезновение лиственничника по берегам озера и развитие кустарникового яруса могло быть связано с сильными пожарами. В кустарниковом ярусе была развита кустарниковая берёза, появилась хамедафне чашечная, что характерно для послепожарных сукцессий на маревых болотах Приамурья [18]. В моховом покрове увеличивается участие сфагновых мхов. Дальнейшее проявление пирогенного фактора привело к сокращению кустарникового яруса на мари, угнетению мохового покрова и широкому развитию трав, главным образом, осок, хвоща, устойчивых к пирогенным нарушениям, появлению вейника и пушицы, которая также разрастается после пожаров [18; 19]. По-видимому, этот период характеризовался резкой сезонной дифференциацией по увлажнению – наряду с сильными наводнениями, следами которых является постоянное присутствие в отложениях крупных зерен кварца и диатомей-реофилов, были длительные сухие сезоны. Можно предположить, что было более интенсивное влияние сухих и теплых воздушных масс, проникавших из Маньчжурии и Северного

Китая, что и в современных условиях в этом районе приводит к засушливости летнего сезона, иногда вплоть до августа [11]. В целом в потепление позднего плейстоцена, предшествующее последней ледниковой эпохе, климат был более континентальным, чем современный, видимо, более сухой, с частыми грозами.

В низкогорье были распространены берёзовые (с преобладанием *Betula* sect. *Costatae* – вероятнее всего, берёза жёлтая) и пихтово-еловые леса с участием широколиственных пород (ильм, дуб, орех, сирень), в подлеске были широко представлены лещина и бересклет. Присутствие пыльцы граба в пыльцевых спектрах объясняется ветровым заносом. В настоящее время его ареал ограничен самым югом Приморского края, но есть данные о его более северном распространении в потепления второй половины позднего плейстоцена [2]. Среди темнохвойных пород большую роль играла пихта. В долинных лесах было много ильма, ореха, ольхи, ив. В травяном покрове лесов были распространены папоротники, в том числе *Osmunda*. Верхние слои озерно-болотных отложений в правой части мари «Сахалин» формировались в условиях снижения температурного фона (^{14}C -дата 25240 ± 330 л., 30140 ± 370 кал. л. *, ЛУ-7567). В долине и горах более широкое развитие получила пихтово-еловая тайга с преобладанием ели и сокращением участия широколиственных. Представляется важным обстоятельством изменение роли елей из разных секций. В позднем плейстоцене роль ели из секции *Eurisea* была значительно выше. Скорее всего, в долине Бикина были сплошные массивы из ели корейской. В доледниковую эпоху роль ели из секции *Eurisea* (аналоги современного вида *Picea koraiensis*) в растительности Приморского края была значительно выше по сравнению с современными условиями [2], что подтверждается и нашими данными.

* кал. л. – календарных лет

В начале последней ледниковой эпохи в предгорьях существовал мелководный водоем с водной растительностью, застойным режимом ($pH < 7$) и заболоченными берегами. Озеро постепенно деградировало – отмечена тенденция к дальнейшему уменьшению глубины водоема вплоть до формирования слабо увлажненной поверхности – в отложениях практически нет диатомей. Увеличилась роль терригенной составляющей в отложениях с преобладанием более тонких фракций. В условиях аридизации климата и усиления эоловых процессов [4] шло формирование покровных суглинков с характерными сетчатыми текстурами, свидетельствующими о развитии многолетней мерзлоты. Материал мог поступать за счет перевеивания континентальных отложений и за счет пыльных бурь, идущих с территории Китая и Монголии. Это предположение подтверждают и данные изучения гранулометрического состава глин, которые имеют кривые распределения фракций, сходные с материалом современных пыльных бурь на юге Приморья, приходящих из пустыни Гоби [20].

В последнюю ледниковую эпоху в предгорьях были распространены мари с вересковыми кустарничками и кустарниковой берёзой. В кустарниковых группировках на дренируемых участках увеличилось количество ольховника. В начале данного этапа около озера существовали небольшие переувлажненные участки с гидрофильными растениями, включая вахту трехлистную, лютиковые и др. На суходольных лугах были распространены сообщества с полынью, злаками, возможно, росла эфедра, требующая сухости воздуха и песчаных субстратов [21]. Нельзя исключать, что пыльца *Ephedra* могла заноситься с материалом пыльных бурь [22]. На влажных участках росли кипрейные, гречиховые. В долине и на склонах отрогов Сихотэ-Алиня была развита темнохвойная тайга с доминированием ели (*Picea* sect. *Eurpicea*), небольшие участки были заняты берёзовыми лесами. В подлеске и на осветленных участках росла лещина. Участие других широколиственных в лесной растительности незначительно,

их пыльца могла переноситься ветром из южных районов. В долинных лесах были широко представлены ольха и ивы.

Развитие ландшафтов бассейна Среднего Бикина в конце позднего плейстоцена, зафиксировано в отложениях разреза «Каялу». Это время характеризовалось частыми и резкими разнонаправленными климатическими изменениями, вызывавшими существенные ландшафтные перестройки в Северной Евразии [23–28].

В бассейне Среднего Бикина в конце ледниковой эпохи были широко представлены кустарниковые сообщества из кедрового стланика, кустарниковых берёз, ольховника, вересковых кустарничков [16]. Ограниченные участки в низкогорье занимали ельники с преобладанием ели корейской, в травяном покрове которых преобладали папоротники и плауны, а также белоберезняки. На скалах, на слабо задернованных участках и лужайках встречались гвоздичные, крестоцветные, синюховые, маревые. В долине существовали лиственничники с осоковым покровом. В пойменных лесах принимали участие ольха и ивы. В настоящее время кустарниковые сообщества распространены у верхней границы леса, в бассейне р. Бикин заросли кедрового стланика занимают водораздельные пространства и не опускаются ниже 1200–1300 м н. у. м. [8]. Среднегодовая температура была ниже современной минимум на 4 °С, климат был более сухой. Развитие сообществ с кедровым стлаником свидетельствует, что на отдельных участках мог задерживаться снежный покров.

В условиях незначительного потепления, вероятно, отвечающего первому этапу глобального потепления (около 16–15 тыс. ^{14}C л. н.) [29], увеличивалась залесенность территории, более широкое распространение получали берёзовые леса, в том числе каменноберезняки. В темнохвойных лесах появлялась пихта. В травяном покрове лесов присутствовал плаун обыкновенный, характерный для влажных темнохвойных лесов, зарослей кедрового стланика и ольховника. На открытых каменистых склонах был развит

плаунок. Долина стала хорошо обводненной, началось заболачивание поймы, стали развиваться листовенничные мари с преобладанием в кустарниковом ярусе берёз и вересковых, с участием ив. В травяном покрове преобладали осоки, а также участвовала кровохлёбка мелкоцветковая, характерная для осоковых болот с кочковатым микрорельефом [19]. Могли существовать небольшие озера. Питание таких болот шло за счет аллювиальных, пойменных и делювиальных вод. Среднегодовая температура повысилась примерно на 1 °С. Судя по экологическому оптимуму каменноберезняков [30], осадков было не менее 800 мм / год.

В похолодание, сопоставляемое с древним дриасом (14–13 тыс. ¹⁴С л. н.) [31], на горных склонах лесная растительность стала более разреженной. Преобладали берёзовые леса и редколесья, расширялись площади, занятые лугами. В целом, заболоченность долины снизилась, лишь на отдельных участках существовали мари с обилием кустарниковых берёз и доминированием осок в травяном покрове, встречались зарастающие озера. О холодных условиях также свидетельствует большое количество арктобореальных видов диатомей. Климат стал более сухим, даже по сравнению с концом ледниковой эпохи, о чём говорит обилие пыльцы полыни в палиноспектрах. Это не исключало сезонных наводнений (в августе-сентябре), о чем свидетельствует большое количество в отдельных слоях изломанных створок диатомей.

В потепление, сопоставляемое с беллингом (13–12 тыс. ¹⁴С л. н.) [31], в более влажных условиях в низкогорье расширились участки, занятые темнохвойными лесами с разнотравно-папоротниковым покровом, причем в их составе большую роль стали играть ель аянская и пихта. Ель аянская росла на склонах, поскольку избегает застойного увлажнения и заболоченности. Этот вид является доминантом тайги в районах с континентальным климатом, предпочитает влажное прохладное или холодное лето, не выносит близости залегания вечной мерзлоты [32]. Более широкое развитие

на склонах сообществ кедрового стланика может свидетельствовать об увеличении мощности снежного покрова и, как следствие, весенних паводков. О прохождении паводков в весенний сезон косвенно свидетельствует и наличие большого количества изломанных пыльцевых зерен ели, которая пылит в мае. Пояс темнохвойных лесов был ниже примерно на 400–600 м по сравнению с современным их положением. В долинных лесах возросло участие ольхи. Среднегодовая температура была на 2–2.5°C ниже современной. Количество атмосферных осадков, вероятно, было не менее 600–800 мм / год.

В кратковременное похолодание, сопровождавшееся иссушением, которое можно сопоставить со средним дриасом (около 12 тыс. ¹⁴С л. н.) [31 и др.], в растительном покрове увеличилось участие кустарниковых берёз. В темнохвойных лесах с папоротниковым покровом большую роль стала играть ель корейская, что в целом характерно для позднего плейстоцена [2]. Этот вид является ценоэлементом области муссонно-континентального климата, имеет широкий экологический оптимум (сумма активных температур 1500–2500 °С, осадки 400–1000 мм), устойчив к периодическим засухам [21]. В настоящее время ель корейская на юге ДВ растёт единичными экземплярами или небольшими группами среди смешанного леса до высотных отметок 600–700 м. В составе травяной растительности были распространены группировки с полынью. Годовое количество атмосферных осадков могло снижаться до 400 мм.

Потепление, выделенное в изученном разрезе около 12000–11025 тыс. ¹⁴С л. н. (13860–12930 кал. л. н.), сопоставляется с аллерёдом, наиболее ярким и длительным потеплением позднеледниковья, имевшим глобальный характер [23; 29; 31 и др.]. Это палеоклиматическое событие привело к существенной перестройке ландшафтов в долине р. Бикин. В условиях увеличения увлажнения широкое развитие на склонах низкогорья получили темнохвойные леса, в составе которых возросло участие пихты, что свидетельствует

о повышении суммы активных температур [21]. Сходная реакция ландшафтов на потепление установлена и для Южного Сихотэ-Алиня (бассейн р. Партизанская), где в аллереде отмечено значительное участие в лесной растительности хвойных, особенно ели [2]. В бассейне Бикина в низкогорье практически исчез кедровый стланик. Увеличение увлажнения привело к широкому развитию в долине марей с осоковыми зеленомошными лиственничниками и ольховых лесов с влаголюбивыми растениями в покрове (вейник, осоки). На террасах были широко распространены влажные разнотравные луга. По-видимому, в этот период усиливалось влияние летнего муссона. Климат характеризовался ярко выраженными сезонными изменениями увлажнения с хорошо проявленным влажным сезоном (скорее всего, август-сентябрь), когда проходили частые сильные наводнения, и длительным сухим сезоном (зима, весна и начало лета), когда в результате сильных гроз создавалась пожароопасная обстановка и распространялись палы. Пожары были на протяжении всего этого периода, пирогенный фактор сильно влиял на развитие растительности. При возгорании мари в первую очередь уничтожался моховой покров и сильно страдали древесный и кустарниковый ярусы. После сильного пожара на изученной палеомари фактически был уничтожен лиственничник. Частые пожары привели к широкому развитию здесь багульника-подбела, являющегося индикатором послепожарных сукцессий [18]. В долинных лесах при сильных пожарах сильно повреждались ольшаники. На склонах по горям развивались белоберезняки. Внутри потепления выделяется небольшое похолодание, проявившееся около 11610–11220 ¹⁴C л. н. (13490–13110 кал. л. н.), выразившееся в увеличении содержания пыльцы кедрового стланика и росте содержания арктобореальных видов диатомей. В целом, смещение высотных поясов на западном макросклоне Сихотэ-Алиня было не менее 200 м. Среднегодовая температура была на 1.2–2 °C ниже современной. Количество осадков, вероятно,

превышало 500 мм / год, что согласуется с климатическими реконструкциями по другим регионам [23]. На юге Дальнего Востока потепление в аллереде фиксируется в разрезе Гурского торфяника, Нижнее Приамурье, где более широкое распространение получили берёзовые леса с участием темнохвойных и ольховники [33].

Поздний дриас характеризовался глобальным похолоданием [23]. В бассейне р. Бикин на начальном этапе (11025–10600 ^{14}C л. н., 12930–12570 кал. л. н.) на развитие биотических компонентов сильно влиял пирогенный фактор. Пожары были, как на мари, где сильно страдали древесный и кустарниковый ярусы, так и на склонах, где на гарях на месте темнохвойных лесов стали развиваться березняки. Растительность стала более разреженной как за счет действия пирогенного фактора, так и за счет похолодания, что привело к сокращению участия пихты в темнохвойных лесах. В долинных лесах существенно снизилось участие ольхи, активно стали развиваться ивы. На мари был разреженный лиственничник, который сильно пострадал во время пожаров около 11025–10830 ^{14}C л. н. (12930–12740 кал. л. н.). По-видимому, в начале похолодания были продолжительные сухие периоды и периоды с сильными наводнениями. Во время сильных наводнений на мари образовывались прослой суглинка и появились гипновые мхи. В травяном покрове на мари преобладали влаголюбивые растения (осоки, манник, ирисы, вахта).

Следующий этап развития ландшафтов в позднем дриасе, выделенный около 10600–10110 ^{14}C л. н. (12570–11710 кал. л. н.), характеризовался ослаблением пирогенного пресса, что привело к увеличению залесенности территории на рубеже плейстоцена-голоцена и быстрому расселению темнохвойных лесов с доминированием ели корейской. В конце холодной фазы в составе долинных лесов увеличивается участие ольхи. На мари восстанавливаются лиственничники, были широко представлены кустарниковые берёзы, в травяном ярусе – осоки и пушица. Климат стал более континентальным, холоднее и

суше современного. На снижение частоты наводнений указывает и уменьшение в отложениях этого возраста количества диатомей, характерных для проточных вод. Нижняя граница пояса темнохвойных лесов была как минимум на 500 м ниже современной. Среднегодовая температура была ниже примерно на 3 °С по сравнению с современными условиями. Похолодание позднего дриаса зафиксировано и на других участках бассейна р. Амур. Например, в бассейне р. Уссури – в верховьях р. Павловка в это время (¹⁴С-дата 10780±50 л. н., 12750±60 кал. л. н., СО АН-628) преобладали берёзовые леса с примесью темнохвойных пород, в растительном покрове были широко представлены кустарниковые берёзы и ольховник [2]. Реконструкция палеоклиматических параметров, сделанная для этого пункта, показала, что температура января была ниже современной на 2 °С, июля – на 1 °С, годовая сумма осадков была меньше на 250 мм [26]. В нижнем течении р. Амур поздний дриас характеризовался очень холодными и сухими условиями, что привело к широкому распространению кустарниковых берёз. В разрезе Гурского торфяника в этот период был образован слой эолового материала дальнего разноса, представленного хорошо сортированным алевритом [33].

Раннеголоценовый этап развития ландшафтов в изученных разрезах не зафиксирован. В среднем голоцене произошла смена русловых фаций, представленных грубообломочным материалом – галечниками, пойменными песками (¹⁴С-дата 6900±90 л. н., 7750±90 кал. л. н., ЛУ-7568). Русловая фация аллювия в основании разреза террасы образовалась в атлантике, который отличался в бассейне Нижнего Приамурья высоким увлажнением [33]. В оптимальную фазу среднего голоцена в бассейне Среднего Бикина на фоне развития полидоминантных широколиственных лесов с участием дуба, ильма, ореха, лещины, сирени и берёз, плохо дренированные участки были заняты редкостойными лиственничниками с кустарниковыми берёзами и папоротниковым покровом, локально встречались травяно-сфагновые болота.

№ п/п	Стадия развития л.п. болота	Марь Дилалакчи	Стадия развития болота	Марь Красный Яр	Стадия развития болота	Марь Сахахин
0						
5		Кустарничково-сфагновый торф	2	Травяно-сфагновый торф с лишайной покрывкой, <i>Урбидишча шифтанн</i>	2	Травяно-сфагновый и кустарничково-сфагновый торф
		Кустарничково-сфагновый торф, багульник, войлок, сфагновые мхи	3	Осоково-хвоиновый торф с лишайной покрывкой, <i>Урбидишча байлах</i>		Травяной торф, осоки, хвощ, пушица, вахта, хамсадарфне, клоква, сфагновые мхи
		Кустарничковый торф, багульник, осокни, вейшица, лишайники	4	Хвоино-сфагновый торф с лишайной покрывкой, <i>Урбидишча байлах</i>		Пушицевый торф, хамсадарфне
		Кустарничково-сфагновый торф, багульник, осокни, вейшица, лишайники	5	Древесно-осоково-сфагновый торф, багульник, осокни, пушица, хвощ, тростник, багульняк, клоква		Кустарничково-травяной торф, осокни, пушица, хвощ, манник, багульняк, хамсадарфне
1-4		Травяно-кустарничковый торф, клоква, хамсадарфна, осокни, в верхней части вейшица, лишайники (снижаются скорости торфонакопления)	2	Пушицево-осоковый торф с клоковой, сфагновой мхи	1	Кустарничково-травяно-осоково-сфагновый торф, хамсадарфне
		Кустарничково-травяной торф, сфагновые мхи	3	Кустарничковый торф с клоковой, хамсадарфной, багульняком		Травяной торф, осокни, вахта, кустарничковая береза, хамсадарфне
3		Травяно-кустарничковый торф, клоква, хамсадарфна, осокни, хвощ, высокое обводнение	4	Сфагново-травяной и травяно-сфагновый торф		Кустарничково-травяной торф с осокни, хвощем, при участии тростника, манника и пушицы
		Травяной торф, пушица, осокни, хвощ, брусника, высокие скорости торфонакопления, сильное обводнение	5	Древесно-травяной торф с лишайниками, вейшицей, осокни, хвощем, сфагновыми мхами		
2		Травяной торф, пушица, хвощ, брусника, высокие скорости торфонакопления, слабые полевые условия		Травяно-древесный торф с лишайниками, осокни, березой, клоква, хвощ, осокни, ирисе, лобелия,		
		Травяной торф, пушица, хвощ, брусника, высокие скорости торфонакопления, слабые полевые условия		Вейничково-осоково-хвоиновый торф с лишайниками		
		Травяной торф, преобладают осокни, хвощ, пушица, низкие скорости торфонакопления, слабо полевые условия		Кустарничково-травяной торф с березой, лишайниками, багульняком		
2				Древесно-травяной торф, лишайники, вейшица, осокни, береза, багульняк, в хвощевом слое, сфагновые мхи, осокни, ирисе, лобелия, постепенно снижаются увлажнение, появляется вейшица		
3		Травяно-древесный торф, лишайники, береза, осокни, низкие скорости торфонакопления, полевые условия		Лиственничково-осоково-хвоиновый торф с осокни, вейшицей, лишайниками, на органоминеральном субстрате		
1		Бруснично-кустарничково-осоково-хвоиновый торф с осокни, вейшицей, лишайниками, на органоминеральном субстрате, паводочный режим	1			
4						

Рис. 2. Развитие болотных ландшафтов в среднем течении р. Бикин и в предгорьях Сихотэ-Алиня в среднем-позднем голоцене.

Стадии развития: марь Диллалакчи – 1 – начало заболачивания поверхности террасы, формирование органоминеральных отложений, 2 – эвтрофная, 3 – переходная эвтрофная-мезотрофная, 4 – мезотрофная, 5 – переходная мезотрофно-олиготрофная; марь Красный Яр: 1 – начало заболачивания поверхности террасы, формирование органоминеральных отложений, 2 – эвтрофная, 3 – переходная мезотрофно-эвтрофная, 4 – переходная эвтрофно-мезотрофная, 5 – мезотрофная; марь Сахалин – 1 – эвтрофная, 2 – мезотрофная.

На пойме были распространены заросли ольхи. Широколиственные леса с преобладанием дуба монгольского и участием берез были развиты в оптимум голоцена и в нижнем течении рек Бикин и Алчан [6].

Терригенную фазу седиментации завершало формирование монотонной пачки глин, имеющих покровное залегание, которые накапливались при похолодании на границе атлантик-суббореал (около 4.5–4.7 тыс. ^{14}C л. н.). Накопление таких осадков могло происходить в спокойных условиях седиментации при похолодании и, возможно, снижении количества атмосферных осадков на границе атлантик-суббореал [3; 4]. По оценкам, сделанным на основании изучения Егорьевского торфяника из района Благовещенска, в это похолодание средние температуры июля и года были на 1.5° , января – на 2° ниже современных, осадков выпадало меньше на 70 мм [35]. Снижение увлажнения в интервале 4.5–4 тыс. ^{14}C л. н. отмечено и для Нижнего Приамурья [34] и Приморья [4].

В долине р. Бикин были широко распространены ерниковые заросли, в которых мог принимать участие можжевельник сибирский. На террасах росла лиственница и были развиты берёзовые леса. В состав долинных лесов входили ольха, ива, ильм. Нижние части склонов хребтов были заняты полидоминантными широколиственными лесами с участием дуба, ильма, ореха, лип, бархата, кленов, с примесью берёз и, возможно, ели. В кустарниковом ярусе были широко представлены лещина, сирень, элеутерококк, в покрове – папоротники, на осветленных местообитаниях – аралия. Такие леса, вероятно, сохранились в среднем течении Бикина с оптимума голоцена, благодаря широтному простиранию долины р. Бикин и положению хребтов, выполнявших барьерную роль и защищавших от холодных ветров с континента. В верхней части склонов были развиты пихтово-еловые леса.

Современные мари начали развиваться на поверхности террасы около 4 тыс. ^{14}C л. н., причём следует заметить, что

мари Диллалакчи и Красный Яр являются одновозрастными. Несмотря на близкое их расположение, развитие болотных ландшафтов сильно отличалось (Рис. 2).

Развитие мари Диллалакчи имело классический эволюционный ход развития. Заболачивание шло в притеррасном понижении в условиях периодического паводочного режима. На первом этапе эволюции растительный покров состоял из лиственницы с участием берёзы, багульника, хамедафны, осок, хвоща и пушицы. Эвтрофное травяное болото с преобладанием осок с низкими темпами торфонакопления формировалось до рубежа 2725 ¹⁴С л. н., 2860 кал. л. н. в условиях поемного режима, а далее до 2000 ¹⁴С л. н., 1980 кал. л. н. – слабо поемного. Осоковая группа фаций характерна для пойменных болот, их питание осуществляется аллювиальными и паводковыми водами [19]. После того, как болото вышло из-под влияния периодического затопления речными водами, темпы торфонакопления резко увеличились, т. к. гидрологический режим стал сильно обводненным и застойным, о чём свидетельствует наличие бриевых мхов, манника и большого количества хвоща. Около 1970–1725 ¹⁴С л. н. эвтрофный торф формировался также в условиях высокого обводнения, но гидрологический режим был менее застойным из-за частого колебания уровня грунтовых вод. С этого времени начинается экспансия мезотрофно-олиготрофных кустарничков – багульника, хамедафне, клюквы, с постепенным вытеснением травянистых, что говорит об усилении периодичности гидрологического режима (чередование засушливых и переувлажненных периодов), что характерно для современного климата Приамурья.

Выделяется период от 2725 до 1470 ¹⁴С л. н. (2860–1370 кал. л. н.), когда не было сильных наводнений, хотя болотный массив был сильно обводнен. Можно предложить, что снижалась интенсивность летних дождевых паводков. Данные по развитию ландшафтов Нижнего Приамурья позволили сделать вывод о снижении интенсивности летнего муссона около 2500 ¹⁴С л. н. [34]. В разрезе торфяника

Диллалакчи зафиксировано два следа пожаров около 3500 ^{14}C л. н. в теплую стадию и 2000 ^{14}C л. н. в похолодание. Влияние пирогенного фактора проявилось, вероятно, в снижении скоростей торфонакопления, что отмечено и для других торфяников Приамурья [36]. Время проявления пожаров хорошо сопоставляется с периодами уменьшения увлажнения около 2000 кал. л. н. в среднем течении р. Амур, что выразилось в увеличении гумификации торфа в разрезе торфяника около г. Благовещенск [37].

Далее изменение растительности мари шло в рамках классического эндогенного развития, практически без влияния пирогенного фактора. Одной из причин отсутствия пожаров было высокое стояние грунтовых вод. В это время питание болотного массива было смешанным. В последующий период с сильными наводнениями, начавшийся около 1470 ^{14}C л. н., 1370 кал. л. н., произошли изменения в гидрологическом режиме, усилилась роль аллювиальных и паводковых вод в питании болота, о чем свидетельствует увеличение доли эвтрофных травянистых среди растений-торфообразователей.

Резкий переход от мезотрофного кустарничково-травяного к мезотрофному травяно-кустарничковому с потерей лидирующей роли травянистых и усилением доли психрофильных кустарничков произошел около 1340 ^{14}C л. н., 1250 кал. л. н. Последние 650 ^{4}C лет, 600 кал. л. интенсивное развитие получили сфагновые мхи, что свидетельствует о переходе мезотрофного болота в олиготрофно-мезотрофную стадию. Начало преобладать атмосферное питание. Таким образом, эвтрофная стадия развития торфяника проходила около 1700 ^{14}C лет, 2085 кал. лет, переход от эвтрофных к мезотрофным условиям продолжался около 380 ^{14}C лет, 370 кал. лет, мезотрофная стадия длилась около 700 ^{14}C лет, 650 кал. лет, и последние 650 ^{14}C лет, 600 кал. лет болото вступило в переходную стадию от мезотрофной к олиготрофной.

Марь Красный Яр является во многом уникальной и имеет нетипичный ход развития для бассейна Амура, что может быть связано с близостью орографического барьера. К мари близко подходят отроги горных хребтов, что влияет на гидрологический режим болота и, вероятно, во многом определяло путь эволюции болотных ландшафтов. Биотические компоненты ландшафтов здесь очень чутко реагировали на изменения климата. Выделяется несколько стадий развития мари, каждая начиналась с накопления низинного торфа, затем наступала переходная стадия с накоплением эвтрофно-мезотрофного и мезотрофного торфа, когда увеличивалась роль атмосферного питания. Наиболее длительный цикл охватывал суббореал и первую половину субатлантика: низинная стадия продолжалась около 2.5 тыс. лет (3385–1130 ^{14}C л. н., 3600–1060 кал. л. н.), переходная эвтрофно-мезотрофная – 250 лет (1130–872 ^{14}C л. н., 1060–810 кал. л. н.). Наиболее резкие и частые смены в развитии болотных ландшафтов происходили в последнее тысячелетие. Выделяются три цикла, включавших низинную и переходную стадии общей продолжительностью 180–160 лет (872–636 ^{14}C л. н., 810–630 кал. л. н.; 636–399 ^{14}C л. н., 630–450 кал. л. н.; 399–230 ^{14}C л. н., 450–294 кал. л. н.), и начался новый цикл накопления низинного торфа последние 300 лет. Особенно резкие изменения в развитии биотических компонентов мари происходили в малый ледниковый период, который отличался контрастными изменениями температуры и увлажнения [38]. Оценка палеоклиматических параметров для Среднего Амура показала, что в малый ледниковый период фазы похолоданий совпадают с уменьшением среднегодовой суммы осадков [35]. По данным изучения разреза торфяника Красный Яр установлено, что в похолодания среди растений-торфообразователей увеличивалась роль сфагновых мхов. При этом обводнение болота могло быть высоким за счет большого запаса влаги в торфяных залежах при длительном сохранении сезонной мерзлоты.

Наблюдается асинхронность в проявлении масштабов палеонаводнений в разных частях среднего течения р. Бикин. Например, наводнения в период 2504–1718 ^{14}C л. н., во время которых затапливалась краевая часть мари Красный Яр, не фиксировались в отложениях мари урочища Диллалакчи. Это, может быть, связано с дополнительным поступлением воды в сильные ливни за счет многочисленных притоков, впадающих в р. Бикин ниже мари Диллалакчи и за счет более длительного стояния воды на мари Красный Яр, расположенной перед орографическим барьером.

На развитие мари Красный Яр сильно влиял пирогенный фактор. Период активизации пожаров был около 3510–2700 ^{14}C л. н. (3765–2810 кал. л. н.). Частые пожары способствовали распространению в отдельные периоды берёзы, как на мари, так и на окружающих склонах. В составе трав появлялся иван-чай. По данным диатомового анализа снижались увлажненность мари и частота наводнений, что было обусловлено уменьшением количества атмосферных осадков. В этот же период (2860 ± 107 л. н., 3023 ± 142 кал. л. н., ТИГ-58) произошли сильные пожары, охватившие большую площадь в среднем течении р. Самарга (восточный макросклон Сихотэ-Алиня), где они привели к нарушению темнохвойной тайги на значительной части бассейна [39]. На мари Красный Яр выделяется период прохождения пожаров около 2504–1915 ^{14}C л. н. (2590–1936 кал. л. н.). В результате сильного пожара был практически уничтожен лиственничник, стали развиваться производные сообщества с участием берёзы, в кустарничковом ярусе начал преобладать багульник. После уничтожения древесной растительности большие пространства стало занимать травяное вейниково-осоково-хвощевое болото с единичной лиственницей, которое постоянно подвергалось воздействию пожаров. В травяном покрове преобладали устойчивые к пирогенным нарушениям осоки и хвощ [18; 40]. В конце периода пожары были не такими сильными, на болоте стало более влажно, оно стало зарастать

лиственничником с участием берёзы. Усиление пирогенного фактора около 1718–1130 ¹⁴C л. н. (1718–1062 кал. л. н.) привело к тому, что лиственничник стал более разреженным, разрасталась берёза, в травяном покрове преобладали хвощ и осоки, появилась пушица, характерная для производных фаций после прохождения пожаров. Во время пожаров сильно страдал кустарничковый ярус, в котором преобладал багульник. Снижение частоты пожаров, вероятно, обусловлено тем, что марь стала более обводненной. Причиной локального пожара на мари около 995–950 ¹⁴C л. н. (918–870 кал. л. н.), вероятно, было иссушение в конце малого оптимума голоцена. В торфе встречены мелкие угли, свидетельствующие о прохождении палов на травяном болоте. Болотная растительность претерпела сильную трансформацию: резко сократилось участие сфагновых мхов, которые являются неустойчивыми к пирогенному фактору [18; 40]. Исчез гипергидрофильный топяной вид *Sphagnum majus*, появился *S. magellanicum*, который первым поселяется после пожаров и других нарушений мохового покрова.

В краевой части мари Сахалин торфонакопление началось в малый оптимум голоцена (¹⁴C-дата 1340±40 л. н., 1260±40 кал. л. н., ЛУ-7566) в период снижения паводковой активности р. Бикин (следов сильных наводнений в разрезе не зафиксировано). В целом, развитие мари в позднем голоцене типично для заболоченных равнинных пространств бассейна р. Амур [19]. На начальном этапе в предгорьях на месте позднеплейстоценового палеозера возникло сильно увлажненное эвтрофное хвощево-осоковое болото с отдельно стоящей лиственницей, березой, ольхой и вересковыми в кустарниковом ярусе. Вероятно, на мари существовали небольшие озера (рН<7). В условиях потепления и разной увлажненности по сезонам на мари часто проходили палы, в результате которых деградировал или почти исчезал кустарниковый ярус, а в составе трав наряду с осокой и хвощем появлялось много пушицы. Видимо, за счет частых

пожаров скорости торфонакопления (0.5 мм / год) в краевой части мари Сахалин были ниже в два раза, чем на мари Красный Яр, хотя пирогенный фактор в этот период проявлялся и там. В малый ледниковый период уменьшилось обводнение мари. В начале этого периода из состава растительности исчезли гипергидрофиты и болотное разнотравье. В кустарничково-травяном ярусе преобладали хамедафне, багульник, а также осоки, пушицы, в том числе *Eriophorum polystachion*. В моховом покрове постепенно увеличивалась роль сфагновых мхов. С похолоданием связано появление печеночного мха *Mylia anomala*, арктобореального, циркумполярного вида [41], который часто встречается на современных верховых болотах на террасах Татарского пролива наряду с другими тундровыми элементами.

В начале малого ледникового периода (около 644–380 ¹⁴C л. н., 640–420 кал. л. н.) сильных наводнений не было, гидрологический режим мари был застойным. Скорости торфонакопления несколько снизились (до 0.45 мм / год). Вторая половина малого ледникового периода (380–126 ¹⁴C л. н., 420–140 кал. л. н.) характеризовалась усилением паводковой активности и сильными наводнениями. Марь стала более обводненной, скорости торфонакопления резко возросли (до 0.71 мм / год). Увеличивается разнообразие травяного яруса, развитый кустарничковый ярус был представлен хамедафне и клюквой, также росла кустарниковая берёза. Пик содержания пыльцы кустарниковой берёзы (¹⁴C-дата 380±80 ¹⁴C л. н., 420±80 кал. л. н., ЛУ-7565) совпадает с одним из резких похолоданий малого ледникового периода XVII века [35; 42; 43]. В составе диатомового комплекса увеличивается содержание арктобореальных диатомей. Последние 640 кал. лет марь развивалась практически без воздействия пирогенного фактора, небольшой пожар, возможно, антропогенной природы, зафиксирован в конце XVIII века. В последние 150 кал. лет на болоте стало суше, после выхода из поемного режима марь

вступила в переходную к мезотрофной, а затем в мезотрофную стадию развития пушицево-сфагнового и кустарничково-сфагнового болота. Об увеличении роли атмосферного питания свидетельствует развитие мощного мохового покрова, состоящего, в основном из сфагнума магелланского.

Комплексное изучение отложений разрезов первой надпойменной террасы показало, что ландшафты бассейна Среднего Бикина прошли сложный путь развития в позднем голоцене (Рис. 3). Особенно чутко на климатические изменения и на динамику увлажненности, реагировали биотические компоненты ландшафтов на участке в районе пос. Красный Яр перед орографическим барьером. Здесь близко-расположенные хребты играют и роль барьера, защищающего от преобладающих юго-западных ветров, что способствовало сохранению и развитию неморальных элементов растительности в урочищах в нижних частях склонов. Находки угля в разрезе органогенных отложений показали, что в отдельные периоды ведущим в смене растительных формаций был пирогенный фактор, который проявлялся на фоне климатических изменений и приводил к существенной трансформации растительности как на мари, так и на окружающих склонах.

Палеоландшафтная запись для позднего голоцена, полученная на основании изучения мари Красный Яр, имеет большее временное разрешение, чем палеогеографическая летопись, полученная в районе мари Диллалакчи. Торфонакопление в пределах мари Диллалакчи шло очень неравномерно со скоростями от 0.07 до 0.41 мм / год и очень короткий период после 2000 л. н. (менее 100 лет) скорости были высоким (до 1.4 мм / год). В последнее тысячелетие скорости на мари Диллалакчи были 0.23 мм / год.

Скорости торфонакопления в разрезе Красный Яр были более равномерными. Оторфованная глина и нижняя часть торфяника накапливались с близкими скоростями от 0.26 до 0.31 мм / год, низкие скорости (0.23 мм / год) были в конце суббореала-первой половине субатлантика (от 2810 до 1060 кал. л. н.).

№С тыс. л.н.	Среднебикинская депрессия		Предгорья Сихотэ-Алиня	
	Марь Диплалакти	Марь Красный Яр	Марь Сахалин	Пожары
0	Кедрово-широколиственные леса, локально мари с лиственничниками	Борьба пихты		Пожары
	Увеличение площади березово-еловых лесов	Увеличение роли кедр корейского	Увеличение роли кедр корейского	
		Уменьшение площади широколиственных лесов	Уменьшение площади широколиственных лесов	
		Увеличение роли широколиственных, березово-еловых лесов	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
		Увеличение роли кедр и разнообразия широколиственных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
1	Изменение локальных ландшафтов, увеличение роли кустарничков и польни	Уменьшение площади ельников	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
2	Увеличение роли пихты и широколиственных, на заболоченных участках - Кустарничков	Уменьшение роли ельников	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
	Кедрово-широколиственные леса с участием берез, увеличение роли темнохвойных	Уменьшение роли кедр корейского, сокращение участка темнохвойных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
3	Поллидоминантные широколиственные леса с участием берез, увеличение роли широколиственных на плохо дренированных участках	Уменьшение роли кедр корейского, расширение ельников, увеличение роли березы на горах, снижение участка широколиственных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
4	Увеличение роли березовых лесов	Уменьшение роли кедр корейского, расширение ельников, увеличение роли березы на горах, снижение участка широколиственных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
7	Локально увеличение роли кустарниковых берез	Уменьшение роли кедр корейского, расширение ельников, увеличение роли березы на горах, снижение участка широколиственных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	
	Поллидоминантные широколиственные леса с участием берез, заросли ольхи, локально редкостойные лиственничники	Уменьшение роли кедр корейского, расширение ельников, увеличение роли березы на горах, снижение участка широколиственных	Уменьшение роли широколиственных, березово-еловых лесов	

Рис. 3. Развитие ландшафтов горных склонов и долины в среднем и нижнем течении р. Бикин.

Увеличение скорости торфообразования произошло в малый оптимум голоцена (1.05 мм / год в интервале 1060–870 кал. л. н.). В малый ледниковый период скорости снижаются до 0.83 мм / год в течение 870–390 кал. л. н., а последние 390 кал. л. н. возросли до 1.02 мм / год. Временное разрешение реконструкций для суббореала – 137 ¹⁴С лет (173 кал. лет), начала субатлантика – 196 ¹⁴С лет (219 кал. лет), а последнего тысячелетия – 45–40 ¹⁴С лет (49–48 кал. лет) и 79 ¹⁴С лет (60 кал. лет) для начала малого ледникового периода.

В начале суббореала (4070–3370 ¹⁴С л. н., 4385–3610 кал. л. н.) в условиях более влажного климата, близкого к современному или чуть холоднее, в долине были распространены ольшаники. В составе лесной растительности в низкогорье появился кедр корейский, стали распространяться кедрово-широколиственные леса. В горах более широкое распространение получают пихтово-еловые леса с участием берёзы. Потепление около 3370–3111 ¹⁴С л. н. (3610–3290 кал. л. н.) привело к более широкому распространению кедрово-широколиственных лесов, вероятно, поднялась их верхняя граница в горах. В подлеске была широко распространена калина и, возможно, леспедеца, на опушках – также калина. Это потепление было выявлено и в других районах бассейна р. Амур [33; 34; 35].

Около 3102–2504 ¹⁴С л. н., 3290–2590 кал. л. н. в лесной растительности снижалась роль широколиственных пород, расширялись площади, занятые берёзовыми лесами. Развитие мелколиственных лесов могло быть связано с частыми пожарами, которые в условиях снижения увлажнения охватывали не только марь, но и склоны. В конце периода расширились участки, занятые ельниками, что связано с похолоданием. Снижение увлажнения характеризует похолодание около 2800–2600 кал. л. н. в северной части области действия Азиатского муссона [44]. Этот этап развития ландшафтов, выделенный для бассейна Среднего Бикина, хорошо сопоставляется с позднесуббореальной субстадией

(SB-3) на северо-западе России, которая датируется в интервале 3100–2500 ^{14}C л. н. [45].

Первая половина субатлантика (2504–1130 ^{14}C л. н., 2590–1060 кал. л. н.) была неоднородным временным отрезком с точки зрения развития ландшафтов и характеризовалась быстрыми изменениями биотических компонентов, на которые большое влияние оказывали лесные пожары. В это время произошло одно из наиболее значительных похолоданий позднего голоцена [43; 46]. На Среднем Амуре в начале субатлантического периода отмечается похолодание с понижением средней температуры года примерно на 1 °С, осадков выпадало меньше примерно на 50 мм / год [35]. В Нижнем Приамурье это похолодание также сопровождалось уменьшением увлажнения [34]. В начале субатлантика в бассейне Среднего Бикина произошла экспансия кедра корейского, нижние склоны хребтов занимали широколиственно-кедровые леса. Возможно, в низкогорье существовали монодоминантные кедровники. В верхней части депрессии резкое увеличение участия кедра в лесной растительности произошло около 2725 ^{14}C л. н. (2860 кал. л. н.), в нижней части – несколько позднее около 2504–2307 ^{14}C л. н. (2590–2372 кал. л. н.). В условиях более прохладного климата отмечается снижение роли широколиственных пород. Сокращение роли кедров и расширение участков с берёзовыми лесами около 2307 ^{14}C л. н., (2372 кал. л. н.) на хребтах, окружающих марь Красный Яр, вероятно, связано с лесными пожарами. Выделяется кратковременный период около 1718–1522 ^{14}C л. н. (1718–1500 кал. л. н.), когда в горах расширился пояс, занятый ельниками, что может соответствовать более холодной фазе. Холодный эпизод около 1600 кал. л. н. выделяется в бассейне Среднего Амура [35]. Сильное похолодание с середины III века н. э. с максимумом в середине V века, продолжавшееся до начала VII века, наблюдалось и в Восточном Китае [47]. Это палеоклиматическое событие имело глобальный характер [44; 46].

В конце выделенного этапа в бассейне р. Бикин вновь отмечено более широкое участие в лесной растительности берёз, относящихся к секциям *Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*. Распространению берёзы могло способствовать и снижение увлажнения. В это время предгорья Сихотэ-Алиня были заняты кедровыми, елово-кедровыми лесами с участием берёз и широколиственных (дуб, липа, бархат, орех, лещина).

В малый оптимум голоцена в условиях потепления и увеличения увлажнения около 1130 ¹⁴С л. н., 1060 кал. л. н. в лесной растительности сократилось участие берёз, в низкогорье вновь широкое распространение получили широколиственно-кедровые леса с большим участием широколиственных пород. В предгорьях роль кедра корейского особенно увеличилась около 1040–908 ¹⁴С л. н., 970–882 кал. л. н. (XI–XII века), на склонах уменьшается доля ели из секции *Eurpicea* и возрастает участие дуба в лесах, что совпадает с одной из кратковременных фаз максимального потепления, выделенной в бассейне р. Амур [35]. В бассейне Среднего Бикина в верхнем поясе гор около 950 ¹⁴С л. н., 870 кал. л. н. в темнохвойных лесах возрастало участие пихты. По оценкам, сделанным для Среднего Амура, средние температуры года и июля были на 1.5 °С, января – на 1.5–2 °С выше современных, осадков в начале потепления выпадало на 25 мм больше, в конце – на 50 мм меньше, чем сейчас [35]. Климат малого оптимума голоцена на равнинах и предгорьях Восточного Китая (район р. Хуанхэ и Янцзы) был довольно влажным [48].

Малый ледниковый период характеризуется нестабильными климатическими условиями: было несколько разномасштабных похолоданий, разделённых относительно небольшими потеплениями. Климатические изменения этого времени были наиболее резкими и глубокими в голоцене [43]. Начало малого ледникового периода с первой волной холода в первой половине XIV века, хорошо выраженного в других регионах [38], в районе Среднего Бикина ярко не проявилось. В отличие от локальной растительности мари Красный Яр, где резко

возросла роль сфагновых мхов, лесная растительность на склонах оставалась более инерционной. В палиноспектрах тенденция к похолоданию фиксируется снижением содержания пыльцы широколиственных пород, скорее всего сократилось их участие в лесной растительности около 715–557 ^{14}C л. н. (690–570 кал. л. н.).

В период 557–280 ^{14}C л. н. (570–343 кал. л. н.) в лесах на склонах уменьшилось участие кедра корейского, расширились площади, занятые мелколиственными лесами. Эти изменения хорошо совпадают с началом холодной фазы, выделяемой после 1580 г. [38]. Возможно, похолодание привело к расширению пояса темнохвойных лесов и каменноберезняков в горах. Увеличение роли берёзы могло быть связано с частым прохождением лесных пожаров. Увеличение содержания пыльцы берёзы наряду с уменьшением доли пыльцы осок обнаружено в разрезе торфяника около г. Благовещенска в слое, накопление которого происходило 680–250 кал. л. н., что связывают с уменьшением увлажнения или изменением русла р. Зеи [37]. В Нижнем Приамурье климат малого ледникового периода был влажным, среднегодовая температура снижалась на 1–1.2 °C ниже современной, существенно снижалась роль широколиственных [42].

Некоторое увеличение роли широколиственных в районе мари Красный Яр, отмеченное около 557–478 ^{14}C л. н., 570–510 кал. л. н. могло быть связано с улучшением климатических условий в начале XVI века, зафиксированным во многих регионах [38]. Потепление около 500 кал. л. н. проявилось в районе Среднего Амура [35]. В Китае тёплый эпизод фиксируется в XVI веке (около 1520–1560 гг.) [49]. Резкое сокращение роли широколиственных установлено около 280–240 ^{14}C л. н., 343–294 кал. л. н., что отвечает наиболее холодному эпизоду малого ледникового периода в XVII – начале XVIII века (1645–1710 гг.) [38]. Это похолодание было самым значительным и в бассейне р. Амур (район г. Благовещенск),

средние температуры сезонов и года были ниже современных на 2 °С, осадков выпадало меньше на 100 мм, что является абсолютным минимумом за последние 2000 лет [35]. Снижение среднегодовых температур на 2 °С зафиксировано на равнинах Восточного Китая в XV–XVII веках [48].

Около 200–160 ¹⁴С л. н. 245–196 кал. л. н. роль кедра корейского в растительности склонов в бассейне Среднего Бикина резко увеличивается, что отвечает широкому распространению широколиственно-кедровых лесов. Растительность предгорий, окружающих марь Сахалин, слабо отреагировала на похолодание малого ледникового периода. Были распространены широколиственно-кедровые леса с участием берёз. Антропогенное преобразование растительности в последние десятилетия за счет вырубок и пожаров в районе пос. Красный Яр зафиксировано в снижении содержания пыльцы кедр корейского в подстилке в кровле разреза.

Выводы. Изучение истории развития ландшафтов в бассейне Среднего Бикина и в предгорьях Сихотэ-Алиня показало, что основными факторами, влияющими на изменчивость биотических компонентов были климатические изменения в позднем плейстоцене-голоцене и пожары. На основе фрагментов палеоландшафтных летописей перехода от ледниковой эпохи к голоцену, отдельных данных для атлантика и последовательных высокоразрешающих записей развития ландшафтов в разрезах торфяников, начиная с суббореала, выделены этапы крупных ландшафтных перестроек в позднем плейстоцене, среднем голоцене и детально охарактеризована изменчивость растительности для последних 4.5 тысяч ¹⁴С лет.

Биотические компоненты ландшафтов, существовавших во время потепления предшествующего последней ледниковой эпохе, сильно отличались от голоценовых, что объясняется большей континентальностью климата. В Нижнебикинской впадине существовало большое мелководное хорошо прогреваемое озеро, где сохранялись третичные реликты

(бразения Шребера и водяной орех). В предгорьях были распространены берёзовые и пихтово-еловые леса с участием широколиственных пород. В последнюю ледниковую эпоху здесь была развита темнохвойная тайга с доминированием ели.

Существенные перестройки ландшафтов в бассейне Среднего Бикина происходили в позднеледниковье. Выделены палеоландшафтные изменения, отвечающие трем теплым и четырем холодным фазам. Среднегодовые температуры были ниже современных, климат был более континентальным. Вертикальная ландшафтная поясность кардинально отличалась от современной, границы поясов располагались в холодные фазы на 500–900 м, а в наиболее теплые – на 200–400 м ниже современных. На развитие биотических компонентов ландшафтов влияли пожары, наиболее активно влияние пирогенного фактора проявлялось в аллереде.

В оптимум голоцена в бассейне Среднего Бикина были распространены полидоминантные широколиственные леса с участием берёз и ольхи. Развитие марей с лиственничниками началось в похолодание на границе атлантик-суббореал. Кедр корейский появился в составе лесной растительности низкогогорья в начале суббореала, а верхние уровни рельефа были заняты пихтово-еловыми лесами с берёзой. Экспансия кедра корейского в районе мари Диллалакчи произошла около 2725 ¹⁴С л. н. (2860 кал. л. н.), в районе мари Красный Яр – около 2504–2307 ¹⁴С л. н. (2590–2372 кал. л. н.). Роль кедра корейского возросла в малый оптимум голоцена. Тенденция к похолоданию отмечена около 700 л. н., что соответствует началу малого ледникового периода. Кардинальных изменений в лесной растительности не было: в кратковременные похолодания возрастала роль темнохвойных и берёзы, в потепления – увеличивалось участие широколиственных пород.

Установлено несколько стадий развития болотных ландшафтов в пределах марей Диллалакчи, Красный Яр и краевой

части мари Сахалин, которые контролировались как климатическими изменениями, так и локальными условиями. Выявлена разная чувствительность биотических компонентов в разных частях бассейна. На развитие болотных ландшафтов влияли наводнения, выделены периоды активизации летних паводков, вызванных муссонными дождями, и снижения интенсивности речного влияния. Наблюдается асинхронность в проявлении масштабов палеонаводнений в разных частях долины.

Частота и масштаб палеопожаров в разных частях долины сильно отличались. Как правило, мари горели, когда условия становились менее обводненными, и был хорошо развит древесно-кустарниковый ярус. Возгорание, скорее всего, происходило в сухие сезоны – весна-начало лета и осень, которые являются пожароопасными периодами и в настоящее время. Усиление пожароопасности в позднем голоцене могло быть связано как с короткопериодичными похолоданиями со снижением количества атмосферных осадков, так и с потеплениями, когда менялась увлажненность. Пожары, проходившие в малый оптимум голоцена и малый ледниковый период, могли иметь антропогенную природу.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Алисе и Степану Суляндзига (пос. Красный Яр) за помощь в организации экспедиционных работ и Н.П. Домра (БПИ ДВО РАН) за подготовку проб для спорово-пыльцевого анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток», грант 15-1-6-097 и РФФИ, грант 15-05-00171

Литература

1. Паничев А. М., Пикунов Д. Г., Бочарников В. Н., Середкин В. И. Естественные изменения в растительном и животном мире в бассейне р. Бикин, связанные с климатическими факторами // Успехи наук о жизни. 2012. № 5. С. 66–76.
2. Голубева Л. В., Караулова Л. П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. – М.: Наука, 1983. 143 с.
3. Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С. Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
4. Короткий А. М., Гребенникова Т. А., Пушкарь В. С., Разжигаева Н. Г., Волков В. Г., Ганзей Л. А., Мохова Л. М., Базарова В. Б., Макарова Т. Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
5. Алешинская З. В., Болиховская Н. С., Болиховский В. Ф. Миграция высотных поясов растительности среднего Сихотэ-Алиня в голоцене // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 4. С. 949–963.
6. Белянин П. С. Развитие геосистем бассейна реки Бикин (Дальний Восток) в среднем и позднем голоцене // География и природные ресурсы. 2013. № 1. С. 105–111.
7. Старожилов В. Т. Ландшафтная география Приморья. – Владивосток: Изд. Дом ДВФУ, 2013. 276 с.
8. Колесников Б. П. Растительность // Дальний Восток. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 183–298.
9. Атлас лесов Приморского края. Владивосток : ДВО РАН, 2005. 76 с.
10. Гуков Г. В. Лиственницы и лиственничные леса Российского Дальнего Востока. – Владивосток: ГТС ДВО РАН, 2009. 350 с.
11. Ганешин Г. С. Геоморфология Приморья. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 133 с.
12. Экосистемы бассейна р. Бикин: среда, человек, управление. – Владивосток: ДВО РАН, 1997. 176 с.
13. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Гребенникова Т. А., Мохова Л. М., Паничев А. М., Копотева Т. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Старикова А. А., Крупская В. В. Палеоклиматическая и палеоландшафтная записи в голоценовых отложениях среднего течения реки Бикин (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 86–100.

14. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Паничев А. М., Гребенникова Т. А., Мохова Л. М., Копотева Т. А., Кудрявцева Е. П., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Старикова А. А., Закусин С. В. Реакция ландшафтов западного макросклона Сихотэ-Алиня на климатические изменения в среднем-позднем голоцене // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15, № 3. С. 35–66.
15. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Мохова Л. М., Макарова Т. Р., Паничев А. М., Копотева Т. А., Кудрявцева Е. П., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Петров А. Ю., Крупская В. В. Развитие ландшафтов предгорий западного Сихотэ-Алиня (бассейн реки Бикин) // Известия РАН. Серия географическая. 2016. (в печати).
16. Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Мохова Л. М., Гребенникова Т. А., Паничев А. М., Копотева Т. А., Кудрявцева Е. П., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Старикова А. А., Петров А. Ю. Новые данные по развитию ландшафтов западного макросклона Сихотэ-Алиня на рубеже плейстоцена-голоцена (бассейн р. Бикин) // География и природные ресурсы. 2016. (в печати).
17. Пшеничкова Л. М. Водные растения российского Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2005. 106 с
18. Копотева Т. А., Купцова В. А. Пирогенный фактор на маревых болотах Приамурья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2011. № 3. С. 37–41.
19. Прозоров Ю. С. Болота Нижнеамурских низменностей. – Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
20. Ганзей Л. А., Разжигаева Н. Г. Состав материала пыльных бурь на юге Дальнего Востока // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 3. С. 242–249.
21. Урусов В. М., Лобанова И. И., Варченко Л. И. Хвойные Российского Дальнего Востока – ценные объекты изучения, охраны, разведения и использования. – Владивосток: Дальнаука, 2007. 440 с.
22. Мохова Л. М., Шляхова А. В. Аэропалинологические спектры юга Дальнего Востока и их связь с поллинозами // Российский иммунологический журнал. 2008. Том 2 (11), №2–3. С. 220–221.
23. Величко А. А., Дренова А. Н., Климанов В. А. Кременецкий К. В. Изменения климата в Восточной Европе и в Сибири на рубеже позднеледниковья и голоцена // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). – М. : ИГ РАН, 2002. С. 186–206.

24. Климанов В. А. Изменение климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене и его естественное развитие // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). – М.: ИГ РАН, 2002. С. 240–252.
25. Безрукова Е. В., Тарасов П. Е. Кулагина Н. В., Абзаева А. А., Летунова П. П., Кострова С. С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель: (район озера Байкал) // Геология и геофизика, 2011. Т. 52, № 4. С. 586–595.
26. Borisova O. K. Younger Dryas landscapes and climate in Northern Eurasia and North America // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41/42. P. 103–109.
27. Velichko A. A., Andreev A. A., Klimanov V. A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // *Quaternary International*, 1997. Vol. 42/43. P. 71–96.
28. Lozhkin A. V., Anderson P., Eisner W. R., Solomatkina T. B. Late glacial and Holocene landscapes of central Beringia // *Quaternary Research*, 2011. Vol. 76. P. 383–392.
29. Борзенкова И. И. Изменения климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 248 с.
30. Кабанов Н. Е. Каменноберёзовые леса в ботанико-географическом и лесоводственном отношениях. – М.: Наука, 1972. 137 с.
31. Wohlfarth V. The chronology of the Last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies // *Quaternary Science Reviews*, 1996. Vol. 15. P. 267–284.
32. Манько Ю. И. Ель аянская. – Л.: Наука, 1987. 280 с.
33. Bazarova V. B., Klimin M. A., Mokhova L. M., Orlova L. A., New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River basin, NE Eurasia // *Quaternary International* 2008. Vol. 179. P. 9–19.
34. Bazarova V. B., Mokhova L. M., Klimin M. A., Kopoteva T. A. Vegetation development and correlation of Holocene events in the Amur River basin, East Siberia, Russia // *Quaternary International*. 2011. Vol. 237. P. 83–92.
35. Клименко В. В., Климанов В. А., Кожаринов А. В. Динамика растительности и климата Амуро-Зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений // Известия АН СССР. Серия географическая. 2000. № 2. С. 42–50.
36. Копотева Т. А., Купцова В. А. Влияние пожаров на продуктивность торфяных болот Среднеамурской низменности // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее. Материалы Четвёртого Международного полевого симпозиума. – Томск, 2014. С. 179–181.

37. Yu S-H., Zheng Z., Kershaw P., Skrypnikova M. Huang K-Y. A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia // *Quaternary International*. 2016. In press.
38. Fagan B. *The Little Ice Age. How climate made history 1300–1850.* – New-York: Basic Books, 2000. 146 p.
39. Короткий А. М., Коробов В. В., Скрыльник Г. П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга Российского Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2011. 265 с.
40. Копотева Т. А., Купцова В. А. Влияние пожаров на функционирование фитоценозов торфяных болот // *Экология*. 2016. № 1. С. 14–21.
41. Бакалин В. А. Флора и фитогеография печеночников (Marchantiophyta, Anthocerotophyta) Камчатки и прилегающих островов. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2009. 367 с.
42. Базарова В. Б., Гребенникова Т. А., Орлова Л. А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // *География и природные ресурсы*. 2014. № 3. С. 124–132.
43. Борисова О. К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // *Известия РАН. Серия географическая*. 2014. № 2. С. 5–20.
44. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S. P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quaternary Science Reviews*. 2011. Vol. 30. P. 3109–3123.
45. Arslanov Kh. A., Savelieva L. A., Gey N. A., Klimanov V. A., Chernov S. B., Chernova G. M., Kuzmin G. F., Tertychnaya T. V., Subetto D. A., Denisikov V. P. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of Northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene // *Radiocarbon*. 1999. Vol. 41, No. 1. P. 25–45.
46. Arslanov Kh. A., Savelieva L. A., Klimanov V. A., Chernov S. B., Maksimov F. E., Tertychnaya T. V., Subetto D. A. New data on chronology of landscape-paleoclimatic stages in Northwestern Russia during the Late Glacial and Holocene // *Radiocarbon*. 2001. Vol. 43, No. 2B. P. 581–594.
47. Wang P. K. On the relationship between winter thunder and the climatic change in China in the past 2200 years // *Climatic Change*. 1980. Vol. 3, No. 1. P. 37–46.
48. Селиванов А. О. Изменения климата Восточной и Центральной Азии за последние тысячелетия // *Известия РАН. Сер. геогр.* 1994, № 3. С. 116–124.
49. Zhen S., Feng L. Historical evidence of climatic instability above normal in cool periods in China // *Scientia Sinica (Ser. B.)* 1986. Vol. 29, No. 4. P. 441–448.

**Retrospective analysis of landscape variability of
Bik in River Basin (middle current)**

N.G. Razzhigaeva¹, L.A. Ganzey¹, A.M. Panichev¹,
Kh.A. Arslanov², L.M. Mokhova¹, T.A. Kopoteva³,
E.P. Kudryavtseva¹, T.A. Grebennikova¹,
T.R. Makarova¹, F.E. Maksimov², A.Yu. Petrov²

¹*Pacific Institute of Geography FEB RAS*; ²*St.-Petersburg State University*;
³*Institute of water and ecological problems FEB RAS*

Abstract

The development of mountain, valley and swamp landscapes in the Late Pleistocene-Holocene, in the Bikin River basin where a national park have been created. The studied area includes the nearby foothills of the Western Sikhote-Alin were analyzed. Purpose – to reconstruct the variability of the landscape at the scale of last hundreds and thousands years during different climate change and under influence azonal factors such as fires and floods. The reconstructions are based on data from multi-proxy study of the sections exposed different age peatbogs, including sedimentological, botanical, pollen, diatom analysis and radiocarbon dating. Some stages of landscape development were established, the factors that lead to their restructuring are discussed, and a retrospective analysis of variability and stability of geosystems different ranks was made.

Key words: landscapes, climatic changes, fires, Late Pleistocene-Holocene, Bikin River