

Р.Ц. Будаев¹, В.Л. Коломиец^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ (Россия)

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ (Россия)

ОСОБЕННОСТИ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Аннотация. Изучен комплекс субаэральных образований Юго-Восточного Прибайкалья и Западного Забайкалья. Климатические изменения в голоцене существенно влияли на активизацию экзогенных процессов данного региона. В периоды аридизации климата усиливалась дефляция. В настоящий момент можно выделить три типа площадей, подверженных дефляции, где распространены: современные оголенные движущиеся пески, древние кучевые пески и покровные пески, сформировавшиеся в позднем голоцене. Усиление ветров в antecedentных долинах способствовало раздуву террасовых комплексов и выносу песчаного материала. Реликты прошлого сохранились в виде локальных участков оголенных движущихся песков, даже при изменившихся климатических условиях. Массивы древних кучевых песков сформировались при уменьшении скорости ветров у подножий крупных орографических препятствий. Получены радиоуглеродные даты из погребенных почв, подтверждающие неоднократную смену климатических условий в голоцене. Самозарастание оголенных песков в результате снижения антропогенной нагрузки на рубеже столетий свидетельствует о стабильности климатических условий в регионе на протяжении последних 200-250 лет.

Ключевые слова: Юго-Восточное Прибайкалье, Западное Забайкалье, эоловый рельеф, палеогеографические реконструкции, климатические изменения.

R.Ts. Budaev¹, V.L. Kolomiets^{1,2}

¹Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude (Russia)

²Buryat State University, Ulan-Ude (Russia)

SPECIFIC FEATURES OF AEOLIAN RELIEF FORMATION IN THE SOUTHEASTERN PRE-BAIKALIAN AND WESTERN TRANSBAIKALIAN REGIONS

Abstract. The complex of subaerial formations of the Southeastern Prebaikalia and Western Transbaikalia has been studied. Climatic changes in the Holocene significantly influenced the activation of exogenous processes in this region. Deflation intensified during periods of climate aridization. At the moment, three types of deflationary areas can be distinguished, where they are common: modern bare moving sands, ancient cumulus sands, and overbloom sands that formed in the late Holocene. Strengthening winds in the antecedently valleys contributed to the swelling of the terrace complexes and the removal of sandy material. Remnants of the past have been preserved in the form of local areas of bare moving sands, even under changed climatic conditions. The massifs of ancient cumulus sands were formed when the wind speed decreased at the foot of large orographic obstacles. Radiocarbon dates were obtained from buried soils, confirming the multiple change of climatic conditions in the Holocene. The self-overgrowing of bare sands as a result of a decrease in anthropogenic load at the turn of the century testifies to the stability of climatic conditions in the region over the past 200-250 years.

Keywords: The Southeastern Pre-Baikalian region, Western Transbaikalia, aeolian relief, paleogeographic reconstructions, climatic changes.

Введение

Глобальные изменения климата и сопутствующие им природные и антропогенные процессы стали в последние десятилетия одними из важных научных и социальных проблем современности. Ведущим направлением исследования развития процессов аридизации современного климата и климатов недавнего геологического прошлого является изучение прямых показателей этих процессов – субэдральных образований, наиболее полно и достоверно отражающих природную обстановку эпох опустынивания. Они представляют собой парагенез лессов, почв, эоловых песков и эоловых форм рельефа. В эпохи аридизации происходило формирование дефляционных форм рельефа и аккумуляция лессов и эоловых песков, образующих покровы, дюны и другие положительные формы рельефа. В гумидные и семиаридные стадии формировались почвы и озерные осадки. Изменения уровня озер также отражали колебания увлажненности климата.

Еще первые исследователи Забайкалья обращали внимание на широкое распространение эоловых песков в речных долинах и на низкогорных междуречьях [6]. В середине прошлого столетия произошла резкая активизация дефляционных процессов, связанная с массовой распашкой земель, перевыпасом скота и пожарами [5]. В этот период в Западном Забайкалье были распространены несколько сотен тысяч гектаров подвижных и слабо закрепленных песков, а также пашен и пастбищ, подверженных дефляции (рис. 1).

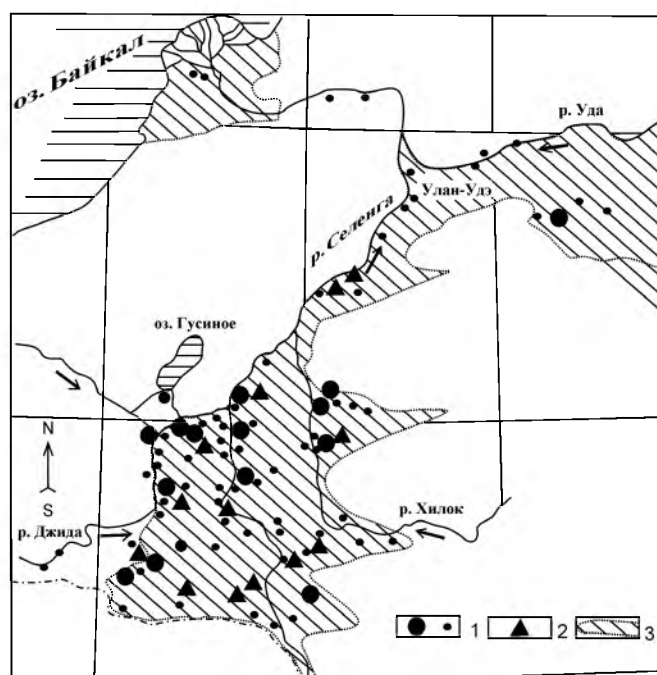


Рис. 1. Схема распространения эоловых отложений в Восточном Прибайкалье и Западном Забайкалье [5]: 1 – главные пункты распространения сыпучих песков [5]; 2 – главные пункты распространения сыпучих песков [6]; 3 – районы распространения мощных песчаных отложений.

Методы исследований

При осуществлении литолого-стратиграфических и палеогеографических реконструкций в Юго-Восточном Прибайкалье и Западном Забайкалье широко использовался гранулометрический анализ осадочных образований эолового генезиса. Абсолютный возраст рыхлых осадков определялся радиотермолюминесцентным и радиоуглеродным методами.

Результаты исследований

Юго-Восточное Прибайкалье. Современная природно-климатическая обстановка на побережье озера Байкал, для которого характерен максимум осадков в летний период и сплошное распространение растительного покрова, казалось бы, неблагоприятна для развития эоловых процессов. Однако, при более детальном рассмотрении вопроса, картина оказалась менее радужной. Как известно, образование эоловых песков обусловлено как природными, так и антропогенными факторами. Большие площади рыхлых озерных песков, слабо закрепленных растительностью, и сильные весенне-осенние ветры способствуют развитию эоловых процессов в рассматриваемом районе. На это накладывается значительная антропогенная нагрузка (вырубка лесов на побережье, пожары, перевыпас скота), что в совокупности ведет к ветровой деградации земель. Сохранившиеся древние эоловые формы рельефа в нижнем течении р. Селенга, указывают на то, что в геологическом прошлом этой территории были периоды активизации ветровой деятельности.

В *Усть-Селенгинской впадине* распространены современные и древние эоловые отложения. Площади развития первых из них значительно уступают последним, но, тем не менее, наблюдается тенденция к их расширению, что может иметь негативные последствия и привести к ухудшению экологической обстановки в районе.

На левобережье Селенги, вдоль юго-западного края современной дельты распространены I и II надпойменные террасы, расчлененные старицами и моделированные эоловыми процессами. Эоловые мезоформы рельефа представлены дефляционными котловинами шириной 50–70 м и длиной до 80–100 м, а также дюнами высотой до 10–12 м. Установлено, что эоловый рельеф, развитый на II надпойменной террасе, закреплен древесно-кустарниковой растительностью (села Ранжурово, Творогово). На более низкой террасе преобладают степные ландшафты с редким кустарником, здесь распространены дефляционные котловины и дюны с угнетенной травянистой растительностью, иногда даже с оголенными склонами (села Степной Дворец, Ньюки).

В окрестностях с. Степной Дворец (урочище Бараний Мыс) дефляционными процессами охвачена II надпойменная терраса Селенги высотой 8–10 м, где развиты котловины выдувания шириной от первых метров до 50–80 м и глубиной до 3–4 м, а также бугры навевания. В типичном разрезе одного из останцов террасы ниже современного почвенно-растительного слоя залегает покровный эоловый слой, представленный коричневато-серым мелкозернистым неслоистым песком мощностью до 0,4 м. Он перекрывает погребенную почву темно-серого цвета, обогащенную гумусом и обугленными растительными остатками (рис. 2). Погребенная почва, в свою очередь, подстилается слоем, состоящим из светло-коричневого мелкозернистого неслоистого песка мощностью до 0,4 м. Ниже залегают переслаивающиеся светло-коричневый тонкозернистый и серый мелко-среднезернистый пески слабонаклонной и субгоризонтальной текстуры аквального генезиса.

Из погребенной почвы была получена радиоуглеродная дата 855 ± 65 л.н. (СОАН-7676). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует окончание Средневекового теплого периода (1600–900 л.н.). Затем произошел этап похолодания (Малый ледниковый период, 880–350 л.н.), с которым, вероятно, связан следующий этап активизации эоловых процессов исследованного района [1].

Подобное строение имеют бугры навевания на левобережной 8–10-метровой террасе в окрестностях сел Творогово, Малое Колесово. Эоловые мезоформы рельефа закартированы также на низких террасовых уровнях в полосе шириной 6–8 км вдоль русла р. Селенга от с. Береговая до с. Степной Дворец.

На правобережье Селенги значительные участки современных развеваемых песков расположены северо-восточнее с. Никольск, западнее сел Красный Яр и Фофоново, в районе сел Кудара и Шергино. Современными дефляционными процессами охвачены как низкие, так и более высокие террасовые уровни. Так, возле с. Шергино, в береговом уступе протоки Харауз высотой до 8 м ниже современного почвенно-растительного горизонта вскрыта погре-

бенная почва, представленная серым тонкозернистым песком с повышенным содержанием гумуса. На поверхности данной 8–10-метровой террасы, вблизи ее бровки, залегают эоловые бугры навевания высотой до 1–1,5 м, сформировавшиеся в процессе раздува уступа террасы. Идентичные эоловые аккумулятивные формы рельефа развиты на поверхности 17–18-метровой озерно-речной террасы вблизи с. Кудара. Здесь отмечается интенсивный ветровой раздув склона террасы: высота бугров навевания варьирует от 2–4 до 9–10 м, а ширина – от 20–30 до 150–300 м.

Морфология современных эоловых форм достаточно разнообразна. Дюны имеют широкое развитие по побережью Байкала и р. Селенга и представлены преимущественно полужаросшими формами среднего размера (3–5 м). Холмики-косы (эоловые косы) продольны ветру, высота их – от 0,2 до 2 м, длина – 2–10 м. Среди дефляционных форм незадернованных эоловых песков выделяются котловины выдувания, западины и очаги. Они имеют глубину до 15 м, ширину – до 50 м и длину – до 250 м. В парагенезисе с котловинами выдувания встречаются и дефляционные останцы высотой 8–10 м. Эрозионно-эоловые котловины являются собой котловины выдувания, а также сопряженные с ними аккумулятивные насыпные формы, невысокие валы до 2–3 м начальной стадии формирования дюн и барханов на бровках террас и эрозионных уступов.



Рис. 2. Разрез осадочной толщи II надпойменной террасы р. Селенга (урочище Бараний Мыс) с горизонтом погребенной почвы и ее радиоуглеродная дата

Наряду с активно развивающимися дефляционными котловинами и буграми навевания, слабо поросшими травами и кустарниками, встречаются и более древние эоловые мезоформы рельефа, закрепленные древесной растительностью, что способствовало их «консервации» (правобережье Селенги восточнее сел Шергино, Кудара и Оймур). Эоловым процессам подверглись поверхности высоких лимно-аллювиальных уровней и даже низкогорья. Особенно показательны в этом плане урочище «Кучугуры», расположенное в 3,5–5 км к востоку от с. Шергино. Здесь поверхность 45–50-м озерно-речной террасы моделирована эоловыми процессами: ширина дефляционных котловин колеблется от 20 до 150 м, а высота кучевых бугров достигает 10–15 м. Древние эоловые формы рельефа отмечаются также на высокой террасе между протокой Харауз и урочищем «Кучугуры» в остепненной зоне. Аккумулятив-

ные формы рельефа представлены здесь пластовыми телами небольшой мощности (2–3 м) с пологими склонами, вытянутыми в западном направлении. В предгорье Морского хребта (гора Гасана) древнеэоловые отложения встречаются на абсолютной высоте 600 м, т.е. на 130 м выше уреза воды р. Селенга. Морфология древнеэоловых форм, закрепленных растительностью, в целом очень многообразна. Наиболее распространены кучевые пески, высота которых достигает 5 м, средняя – 0,5–0,7 м. Древнедюнный рельеф представлен в виде заросших бугров различной высоты (2–5 м). Древние эоловые формы рельефа позднелепистоценового возраста распространены также и на левобережье Селенги по поверхности высокой озерно-речной террасы в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Эоловый мезорельеф представлен в основном аккумулятивными формами – высота кучевых бугров не превышает 8–10 м, склоны их выположены и закреплены древесной растительностью. 35–40-метровая байкальская терраса имеет среднеплеистоценовый возраст. Однако, из осадков, слагающих верхнюю часть террасы, получены радиотермолюминесцентные даты: 21000 ± 2000 л.н.; 22000 ± 2000 л.н.; 23000 ± 7000 л.н., что свидетельствует об изменении климатических условий на рубеже каргинского и сартанского времени, т.е. на начальных этапах второго позднелепистоценового оледенения региона, и активизации эоловых процессов.

В приустьевой части р. Кабанья распространены дюны высотой 8–9 м, осложняющие поверхности низких террас Селенги, они сложены мелкозернистыми песками с субгоризонтальной и наклонной слоистостью. Отмечается до 4 горизонтов погребенных почв (с. Ньюки), из которых получены радиоуглеродные даты: 5010 ± 90 (СОАН-8115), 2125 ± 55 (СОАН-8114), 780 ± 60 (СОАН-8113) и 300 ± 55 лет (СОАН-8112) (рис. 3). Первая дата соответствует границе атлантического и суббореального периодов голоцена, вторая – субатлантическому. Последние две даты подтверждают данные о почвообразовании в Средневековом теплом периоде и наступившим позднее этапе аридизации климата. Четвертая дата свидетельствует о кратковременности холодного периода, сменившегося периодом потепления и увлажнения, что способствовало почвообразованию и формированию самого верхнего погребенного почвенного горизонта. В начале XVIII века климатические условия района изменились – стало значительно холоднее и суше, вновь активизировались дефляционные процессы.



Рис. 3. Разрез осадочной толщи ветровой дюны с горизонтами погребенных почв и их радиоуглеродными датами

Западное Забайкалье. Эоловые процессы развиваются в степных и лесостепных зонах Западного Забайкалья и приурочены преимущественно к комплексам аллювиальных и озерно-аллювиальных террас (рис. 4). Западная ориентировка впадин, относительно направления доминирующих ветров западных румбов, способствовала широкому развитию дефляционных процессов в финале плейстоцена – голоцене и набрасыванию эоловой пыли на подножья низкогорных хребтов, окружающих впадины. Эоловые пески значительного площадного распространения охватывают днища речных долин и склоны низкогорий. Юго-восточное положение падей на наветренном склоне низкогорного массива создает благоприятные условия для перемещения эоловых песков, так как в долинах происходит усиление ветров. А на подветренном склоне горного массива скорость воздушных масс значительно уменьшается, что приводит к осаждению эолового материала в виде покрова.

В *Иволгино-Удинской впадине* изучена верхняя часть толщи стратотипа кривоярской свиты до глубины 14 м в уступе высокого террасового уровня р. Селенга (ул. Прямая, г. Улан-Удэ, абс. высота 570 м). Особенностью разреза является мощная, не менее 13,5 м, ветровая его переработка. Прерывистость эоловой деятельности зафиксирована наличием шести горизонтов погребенных почв (рис. 5). Изученные эоловые отложения по своим структурно-текстурным особенностям представлены восемью литологическими слоями [2].

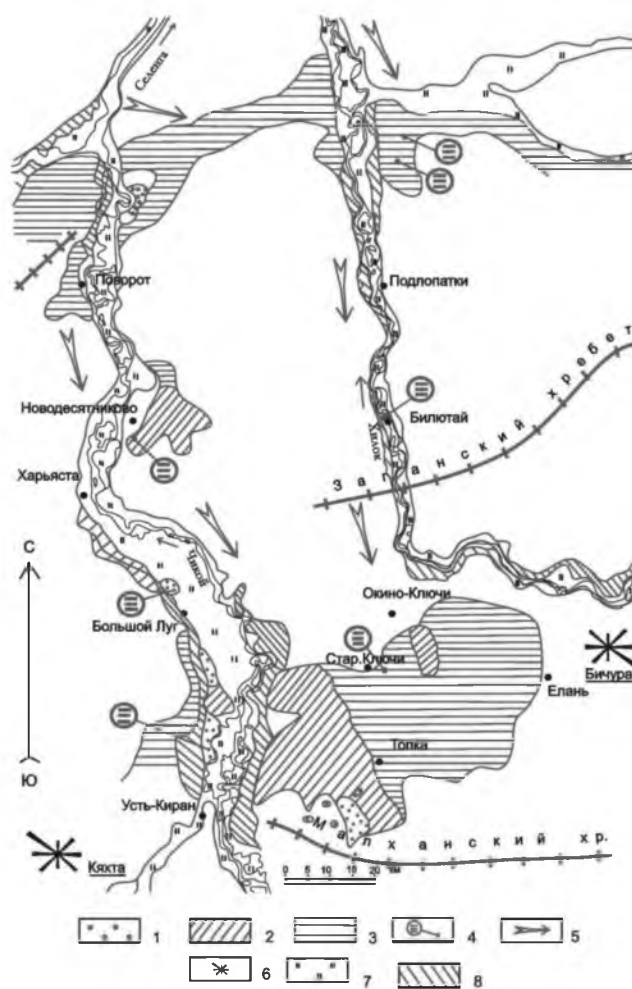


Рис. 4. Схема распространения эоловых песков в Западном Забайкалье. 1 – пески незакрепленные движущиеся; 2 – пески бугристые заросшие; 3 – пески покровные; 4 – погребенные почвы; 5 – направление преобладающих ветров; 6 – повторяемость различных направлений ветра в процентах (в 1 мм – 4%); 7 – поймы низкие и высокие; 8 – надпойменные террасы.

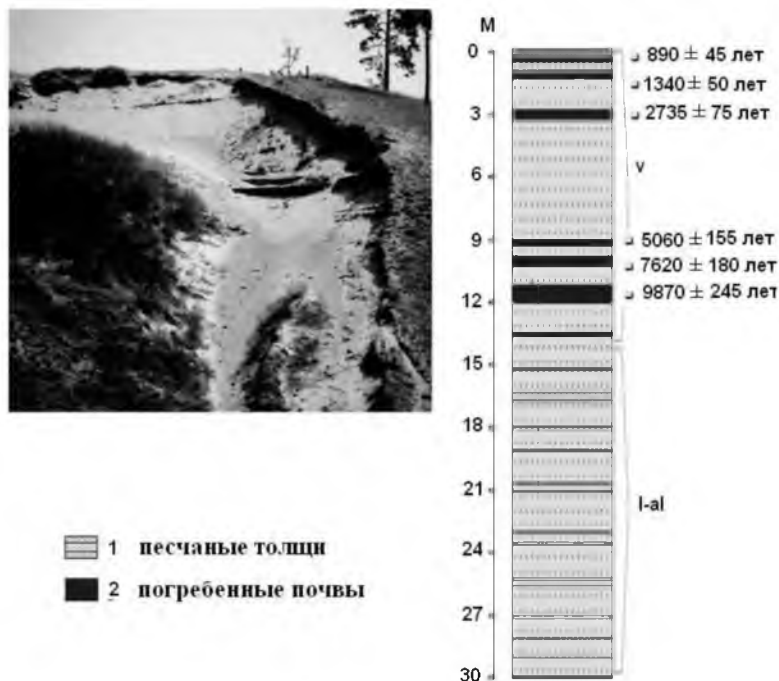


Рис. 5. Верхняя часть осадочной толщи стратотипа кривоярской свиты с горизонтами погребенных почв и их радиоуглеродными датами. Обозначения: v – эоловые отложения; l-al – озерно-речные отложения.

Первый слой (интервал 0,25–1,5 м) выполнен мелкозернистым песком со слабозаметной субгоризонтальной слоистостью. Он содержит два горизонта погребенных почв на интервалах 0,65–0,70 м (радиоуглеродная дата 890 ± 45 лет; СОАН-8368) и 0,9–1,0 м (1340 ± 50 лет, СОАН-8369, субатлантик).

Второй слой (интервал 1,5–2,1 м) сформирован светло-коричневым мелкозернистым песком с неясно выраженной субгоризонтальной текстурой за счет чередования более и менее зернистых маломощных прослоев. Ниже данного литологического слоя имеет место третий горизонт погребенной почвы (интервал 3,10–3,25 м – 2735 ± 75 лет; СОАН-8370, финал суббореала). На глубине от 3,25 до 8,5 м разрез представлен неслоистыми мелкозернистыми песками, подстилающимися на интервале 8,50–8,65 м четвертым горизонтом погребенной почвы (5060 ± 155 лет, СОАН-8371, рубеж суббореала и атлантика).

В строении четвертого литологического слоя (интервал 8,65–9,2 м) принимают участие светло-коричневые субгоризонтально-слоистые средне-мелкозернистые пески. Пятый слой (интервал 9,2–10,0 м) состоит из коричневого алевропеска субгоризонтальной тонкой текстуры. Разделом между 5-м и 6-м литологическими слоями является пятый горизонт погребенной почвы (10,0–10,2 м – 7620 ± 180 лет, СОАН-8372, начальная фаза атлантического периода). Шестой слой (интервал 10,2–11,2 м) представлен наименьшими по крупности зерна в разрезе серовато-коричневыми и светло-коричневыми неслоистыми песчаными алевритами.

Наиболее мощный шестой горизонт погребенных почв (11,2–11,8 м) сформировался в бореальный период голоцена (9870 ± 245 лет, СОАН-8373).

На глубине 11,8–13,5 м (седьмой литологический слой) залегают мелкозернистые пески с плохо выраженной субгоризонтальной слоистостью. Толща (интервал 13,5–14,1 м) подстилается алевритовыми песками с четко выраженной субгоризонтальной текстурой – ритмичным чередованием светло-коричневых и коричневато-сероватых прослоев со слабым развитием процессов ожелезнения. Следовательно, источником образования эоловых отложений являлись псаммиты аквального генезиса нижней части разреза.

В этой впадине в 1,5 км к юго-западу от пос. Силикатный (юго-западная промышленная зона г. Улан-Удэ) до глубины 4,3 м изучен подгорный шлейф, содержащий от пяти до семи горизонтов погребенных почв, которые характеризуются невыдержанным простиранием. Из двух самых устойчивых по мощности и залеганию (1,0–1,4; 3,0–3,6 м) слоев получены

радиоуглеродные датировки 1695±95 лет (СОАН-8375), 6195±20 лет (СОАН-8374), указывающие на их формирование в субатлантический и атлантический периоды голоцена.

Террасовидную поверхность в 1,5 км к юго-западу от пгт. Иволгинск пересекает древний лог глубиной 8 м, в среднюю и нижнюю часть которого врезан современный, растущий 6-метровый овраг. В вершинном перепаде оврага в подмытой стенке наблюдается 16 горизонтов погребенных почв (разрез «Иволгинск»). Здесь же при проходке шурфа-расчистки на глубине 0,6–0,7, 1,0 и 1,1 м обнаружены костные остатки млекопитающего – голоценовой лошади.

Вторая расчистка разреза была исследована в конусе выноса данной эрозионной формы. В университете г. Байройт (Германия) получены следующие радиоуглеродные датировки: профиль-I (10 слой, глубина 340 см – 4325±35 лет, 12-й слой на глубине 510 см – 5201±65 лет); профиль-II: первый слой (верхний) на глубине 115 см – 930±35 лет и (нижний) на глубине 170 см – 1591±46 лет, второй слой на глубине 235 см – 6496±58 лет [7].

Венчающий разрез 15-метровой террасы р. Уда (разрез Онохой) на интервале до 2,0 м горизонт представляет собой ветровое образование, состоящее из средне-мелкозернистого песка со слоем погребенной почвы (0,8–1,1 м), обогащенной гумусом и древесным углем, образовавшейся в начале субатлантического периода (2440±45 лет, СОАН-8376).

Гусиноозерская впадина. На южном замыкании Гусиноозерской впадины в междуречье рр. Селенга и Чикой имеет место наиболее крупная площадь распространения деградированных земель. Здесь расположены низкогорные отроги Боргойского хребта, протягивающегося в юго-западном направлении до долины р. Джиды. Абсолютные высоты хребта не превышают 1200 м, а глубина эрозионного вреза достигает 300–400 м. По данным предшественников известно [5], что северо-восточная часть хребта, протягивающаяся по правобережью р. Селенга, буквально «утопает» в песках. Кроме того, наблюдается увеличение площадей эродированных земель под воздействием антропогенной нагрузки (распашка целинных земель, перевыпас скота, пожары и др.). Типичное строение и характер взаимоотношений эоловых мезоформ рельефа описан вблизи с. Ёнхор. В 2 км к юго-западу от села, в приустьевой части пади Барун-Хундуй распространена 20–22-метровая терраса Селенги, переработанная с поверхности ветровыми процессами. Отмечаются два разновозрастных комплекса эоловых мезоформ рельефа: современный и древний.

Современный эоловый комплекс представлен дефляционными котловинами и буграми навевания, вытянутыми в юго-восточных румбах, вдоль простирания пади Барун-Хундуй. В результате совокупного воздействия эрозионных и эоловых процессов произошла моделировка днища пади: русло временного водотока, врезанное в ее днище, было преобразовано в узкую котловину выдувания длиной до 300 м и глубиной – до 8–10 м. Параллельно описанной отмечается несколько других дефляционных котловин длиной от 50 до 200 м, шириной – от 20 до 80–100 м и глубиной – до 5–6 м. Эоловые аккумулятивные формы рельефа имеют здесь форму валов длиной от 50 до 300 м и высотой – от 3–4 м до 10 м.

Древний эоловый комплекс распространен по днищу и склонам падей Зун-Хундуй и Барун-Хундуй. Эоловые отложения залегают в виде «плаща» до абсолютной высоты 700–720 м, т.е. на 150–170 м выше уреза воды р. Селенга. На склонах падей встречаются многочисленные дефляционные котловины и бугры навевания, сформировавшиеся, вероятно, в периоды более поздней активизации эоловых процессов. Они также имеют вытянутую вдоль падей форму, длина их колеблется от 50 до 175 м. В прирвовочной части террасы было вскрыто 5 горизонтов погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий после завершения формирования террасы.

Водораздельные поверхности низкогорного массива на междуречье Селенги и Чикоя залесены. Лишь в приустьевой части пади Гунжан, у подножья высоты с абсолютной отметкой 748,0 м, встречен небольшой участок переважаемого песка лишенный растительности площадью до 0,5 км². Площадь, занятая незакрепленными песками, имеет вытянутую в плане форму, а развитые на ней бугры навевания имеют валообразную форму и простираются

в юго-восточных румбах по направлению господствующих ветров. Это дает нам основание предположить, что эоловые пески являются переметенными из долины Селенги.

Усть-Джидинская впадина охватывает нижнее течение Джиды – крупного левого притока р. Селенга, а также Дырестуйско-Убур-Дзакоевское структурное понижение на правом берегу р. Селенга. Горным обрамлением впадины с севера выступает Боргойский хребет, с юга хребты Хангидай и Хурайский. Отчетливо выраженные в морфологическом плане впадина и горные хребты ориентированы в направлении юго-запад – северо-восток. По долинам Джиды и Селенги прослеживается комплекс надпойменных террас и слабонаклонных увалов, выполненных мощной толщей плейстоценовых песчаных и близких к ним по составу пород, явившихся основой для возникновения и развития эолового морфолитогенеза данного района. Другими факторами, способствующими широкому распространению эоловых мезоформ рельефа, являются принадлежность территории к лесостепной зоне, засушливость климата региона (годовая сумма осадков равна 200–250 мм), а также сильные весенние и осенние ветра.

Поверхность 40-метровой надпойменной террасы на правом берегу р. Селенги моделирована ветровыми процессами, встречаются накидные дюны (от 1,5 до 4–6 м высоты). Дефляционные котловины имеют глубину до 8–10 м, длину 300–400 м и ширину до 150 метров. Продольные оси котловин (до 4–5 субпараллельных рядов) ориентированы в субмеридиональном направлении к предгорьям хр. Хангидай. Разрез осадочной толщи верхней части этой террасы (в 4 км к югу от с. Дэбэн) до глубины 3,2 м сложен эоловыми образованиями, состоящими из серовато-коричневых мелкозернисто-алевритовых песков, перемежающихся четырьмя горизонтами погребенных почв.

В 1,5 км к юго-востоку от с. Дэбэн расположен массив развеваемых песков общей площадью 2 км². Эоловые формы представлены как закрепленными растительностью, так и движущимися по периферии массива дюнами подковообразной формы, имеющими следующие морфометрические параметры: длина – 100–150 м, ширина 40–60 м, высота 6–10 м. Направление перемещения незакрепленных дюн с севера на юг.

Самое широкое развитие эоловый рельеф получил в 3 км к северо-северо-востоку от с. Дэбэн, на северной окраине урочища Харьте-Дэбэн. Здесь на площади не менее 2 км² отмечается пять субмеридионально вытянутых полос дефляционных котловин шириной 60–80 м и глубиной 3–6 метров. Разделяющие их эоловые гряды с бугристой поверхностью чуть большей ширины достигают в высоту 8–10 метров. Дневные поверхности как отрицательных, так и положительных мезоформ покрыты травянистой растительностью, встречаются редкие кустарники и одиноко растущие деревья. Далее на восток, наряду с площадями, подверженными ветровому развеванию, встречены отдельные участки террасы размером от 400 до 600 м, не затронутые дефляцией.

Долина р. Чикой. В нижнем течении р. Чикой долина имеет ширину от 2 до 4 км, русло реки бифуркирует и меандрирует. По правобережью долины распространена надпойменная терраса высотой 35–40 м, моделированная эоловыми процессами. На ее поверхности вблизи бровки залегают накидные дюны, сформированные в процессе раздува склона террасы. Дюны обрамляют крутой берег размываемой террасы в полосе шириной до 60–80 м, высота их достигает 8–10 м. На поверхности террасы развиты и более древние эоловые отложения, плащеобразно перекрывающие речные осадки мощностью в первые метры. На поздних этапах активизации эоловых процессов на поверхности террасы сформировались небольшие дефляционные котловины глубиной до 2–3 м и невысокие бугры навевания, длинные оси которых вытянуты в широтном и юго-восточном направлениях. Широкая полоса покровных песков отмечается на междуречье рек Чикой и Хилок, на субширотной седловине, протягивающейся от устья р. Чикой до устья р. Сухара. Эоловый материал первоначально представлял собой аллювий и был сформирован в ходе дефляции надпойменных террас рек Чикой и Селенга.

В 30–35 км от устья река прорезает невысокий горный массив, в пределах которого ширина долины не превышает 1 км [3]. На этом antecedентном участке происходило увели-

чение скорости воздушного потока, что усиливало степень дефляции в аридные периоды голоцена. Южнее горного массива, в окрестностях с. Новодесятниково, площадь земель, затронутых эоловыми процессами, достигает 35–40 км² (рис. 6). Наряду с покровными песками, большую площадь занимают кучевые пески, покрытые древесно-кустарниковой растительностью. Покровные пески распространены также вблизи с. Поворот выше по течению Чикоя.

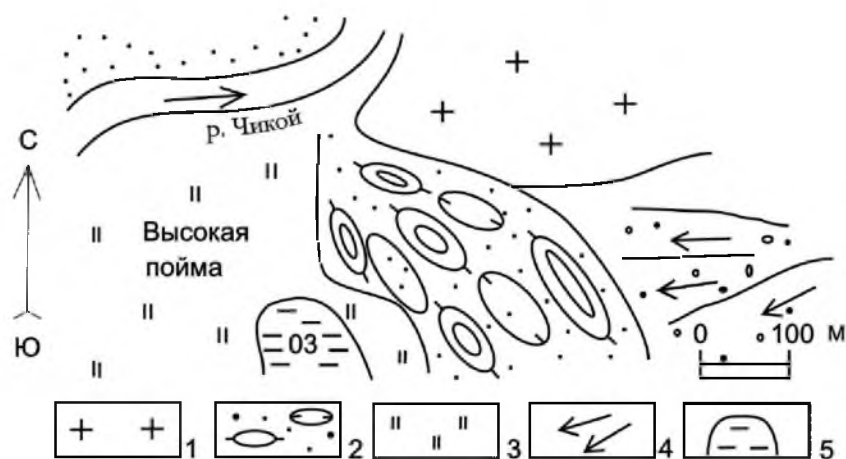


Рис. 6. Массив слабо закрепленных растительностью песков в районе с. Новодесятниково:
1 – коренные породы; 2 – эоловые мезоформы рельефа; 3 – высокая пойма;
4 – пролювиальные отложения; 5 – озеро.

На левобережье р. Чикой ветровые образования сформировались на поверхности 8–10-метровой надпойменной террасы между селами Харьяста, Большой Луг и Усть-Киран, где распространение получил древнеэоловый рельеф, представленный дюнами высотой до 6–8 м (изредка – до 10–12 м), шириной – до 60 м, длиной – 50–150 м и дефляционными котловинами. Терраса покрыта сосновым лесом.

Наибольшее распространение пески этого типа имеют на междуречье рр. Чикой и Хилок у северного предгорья Малханского хребта. Здесь на площади более 80 км² залегают эоловые отложения, поросшие сосновым лесом. Эоловые мезоформы рельефа представлены бугристыми песками, сформированными из нескольких типов дюн в ходе их преобразования ветрами различных направлений. Дефляционные котловины и продольные валообразные дюны ориентированы в юго-восточном и субмеридиональном направлениях, что свидетельствует о направлениях преобладающих ветров в период их формирования. Эоловый покров наметен на предгорьях среднегорного Малханского хребта, на высоте более 200 м выше уреза воды Чикоя. Высота эоловых бугров достигает 8–12 м, ширина – от 50 до 100 м, длина – от 100 до 150 м.

Незакрепленные движущиеся оголенные пески имеют очаговое распространение. Вблизи с. Большой Луг наблюдается развитие дефляционных процессов на локальном участке, охватившем I и II (10–12 м) надпойменные террасы р. Чикой. Дефляционные котловины имеют глубину до 4–6 м, ширину – 20–60 м и длину – до 200 м. Днище котловин плоское, ровное, оголенное. Навейные пески образуют невысокие бугры с пологими склонами, парагенетически связанные с котловинами, высотой до 3–5 м. Развитие эоловых процессов на данном участке определяется, вероятно, антропогенными факторами. Небольшие очаги оголенных песков расположены между селами Большой Луг и Усть-Киран. Эоловыми процессами охвачена бровка 10–12-метровой террасы. Сформировавшиеся дюны имеют длину до 100–140 м, ширину – 60–100 м и высоту – до 6–8 м (рис. 7). Движение дюн происходит в южном направлении, согласно господствующим ветрам, что приводит к засыпанию песком кустов и деревьев. Скорость движения дюн не превышает 0,2–1,0 м в год.

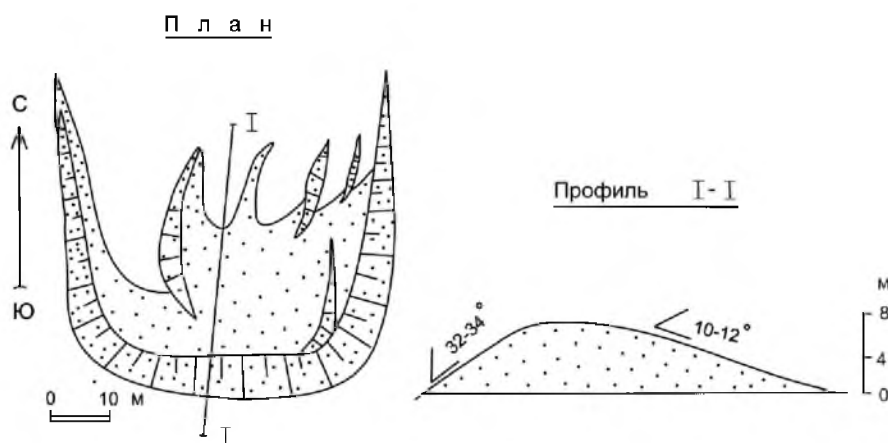


Рис. 7. Геологическое строение активно формирующейся дюны (р. Чикой, в 5 км к северу от с. Усть-Киран)

Большой массив оголенных песков площадью более 10 км² расположен в 4 км к юго-западу от с. Топка (урочище Большие Пески) (рис. 8). Эоловые мезоформы рельефа представлены отдельными дюнами и дюнными цепями высотой до 6–8 м, высота некоторых дюн достигает 10–12 метров. Дюны имеют ширину от 60 до 80 м, длину – 100–120 м, длина дюнных цепей доходит до 400–600 м. Наветренные склоны дюн имеют крутизну 10–12°, подветренные – 28–32°. Дюнные цепи ориентированы поперек направления господствующих ветров – субширотно и в северо-восточных румбах. Поверхность дюн слабо покрыта травянистой растительностью с редкими соснами. В междюнных понижениях растительность значительно гуще, подветренные склоны дюн преимущественно оголенные. В процессе перевеивания песков происходит медленное движение дюн в южном направлении. Индикаторами движения дюн являются засыпанные растущие деревья и засохшие сосны.

Судя по общей геоморфологической ситуации можно считать, что данный массив оголенных песков является реликтом пустынного ландшафта, занимавшего обширную территорию севернее, выделенную нами как «площадь распространения бугристых заросших песков». При сохранении современных климатических условий, способствующих самозарастанию песков, произойдет дальнейшее продвижение лесной растительности на движущиеся пески и их закрепление. Наглядным примером такого сценария развития ландшафтов могут служить небольшие очаги оголенных песков по периферии урочища «Большие Пески», еще сохранившиеся среди лесного массива.

В долине Хилка покровные эоловые отложения занимают значительную площадь. Так, в нижнем течении р. Сухара (правый приток Хилка) эоловые пески залегают на днище и плащеобразно перекрывают южный борт Тугнуйской впадины до относительной высоты 50–60 м выше уреза воды р. Сухара. Эоловые мезоформы рельефа представлены отдельными дюнами и дюнными цепями высотой от 2–3 до 10–12 м, разделенными дефляционными котловинами глубиной до 2–3 м и закрепленными травянистой растительностью. На правом борту долины Хилка эоловые пески наметены до высоты 150 м выше уреза воды Хилка (бассейн р. Алташа). Дефляционные котловины и продольные дюны вытянуты в юго-восточном направлении, длина их достигает 200–400 м, а ширина – 50–100 м. Вблизи с. Билютай распространена 12–14-метровая надпойменная терраса, вблизи бровки которой сформированы дюны высотой до 2–3 м, длиной – до 60–80 м и шириной – до 30–40 м.



Рис. 8. Урочище Большие Пески

Обсуждение результатов и выводы

Как известно, эоловые отложения являются индикаторами относительно сухого климата. В Юго-Восточном Прибайкалье (Усть-Селенгинская впадина) широкое распространение получили формы рельефа ветрового генезиса, развитые по поверхностям террасового комплекса Селенги. Моделирование поверхности высоких террас эоловыми процессами в позднем плейстоцене свидетельствует о снижении уровня озерных вод после среднеплейстоценовой ингрессии байкальских вод в межгорные понижения на его восточном берегу [2]. Древние эоловые мезоформы рельефа занимали большие площади депрессии, нежели современные.

В голоцене в Западном Забайкалье господствовали ветра северо-западного направления, что подтверждается преобладающей ориентировкой длинных осей эоловых гряд и дефляционных котловин. Этот ветровой режим характерен и для современного времени (данные многолетних наблюдений метеостанции г. Кяхта). Такая ситуация типична для субмеридионального участка долины Селенги. В то же время, по данным метеостанции Бичура, воздушный поток меняет свое направление на субширотное при вхождении в долины крупных притоков Селенги (рр. Уда, Хилок, Чикой и др.).

В эпохи аридизации климата в голоцене эоловой моделировке подвергались преимущественно поймы и надпойменные террасы, являвшиеся основными «поставщиками» эоловых отложений – песчаный материал выдувался с поверхности террас и отлагался на Чикой-Хилокском междуречье, в предгорье Малханского хребта, а также перестилался по поверхности террас и террасоувалов. Незакрепленные пески имеют очаговое распространение и сохранились, преимущественно, в бассейне р. Чикой.

Кроме того, установлены главные факторы современной дефляции земель: климатический и антропогенный. Климатические факторы влияют на дефляцию склонов низких надпойменных террас, но в целом современные климатические условия благоприятны для самозарастания земель, подвергшихся ветровой эрозии. Дефляция вблизи населенных пунктов связана с деятельностью человека. Изменение общей структуры сельскохозяйственного производства (уменьшение пахотных площадей, сокращение поголовья скота) отразились на интенсивности и направленности экзогенных процессов, в частности, ветровой эрозии, что привело за истекшие 50 лет к резкому уменьшению площади земель, подверженных ветровой эрозии.

Таким образом, на основании изучения разрезов рыхлых отложений эолового происхождения в бассейне р. Селенга, содержащих горизонты погребенных почв, установлены многократные вариации климата в голоцене. Данный процесс имел, несомненно, циклический характер, наиболее ярко проявившийся в субатлантическом периоде (до пяти смен этапов аридизации стадиями увлаженности). Впервые для Байкальского региона восстановлена хронология эпизодов активизации эоловой деятельности вследствие усиления иссушения климата. Литологический состав изученных разрезов свидетельствует о перекрытии почв песчаным и пылевато-песчаным материалом ветрового генезиса. Радиоуглеродное датирование серий погребенных гумусовых горизонтов позволяет выделить и скоррелировать временные интервалы климатического потепления и увлажненности 780–930, 1300–1400, 1600–1700, 2100–2400, 2700–2800, 4300–4400, 5000–5200, 6200–6500, 7100–7600 и 9600–10200 л.н., а также интервалы усиления аридизации ландшафтных условий около 900–1200, 1800–2100, 2800–3000, 3600–4500 и 7800–9500 некалиброванных л.н. Следовательно, эти данные являются региональными показателями палеоклиматического отклика природной среды юга Байкальской Сибири на глобальные процессы ландшафтно-климатических изменений в Центральной и Северной Азии [4].

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Природно-климатические реконструкции позднего неоплейстоцена и голоцена байкальской Сибири по результатам изучения эолового морфолитогеоза Усть-Селенгинской впадины // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2014. – Т. 16. – №1 (4). – С. 1059-1062.
2. Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Ветровой морфолитогеоз и климатические ритмы Юго-Западного Забайкалья в финале неоплейстоцена и голоцене // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2015. – Т. 17. – №6. – С. 174-179.
3. Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Особенности формирования эолового мезорельефа Западного Забайкалья в голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – 2016. – Вып. 5. – С. 77-82.
4. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. – Новосибирск, Наука, 2011. – 729 с.
5. Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. – Улан-Удэ: Бурят. книж. изд-во, 1966. – 232 с.
6. Обручев В.А. Сыпучие пески Селенгинской Даурии и необходимость их скорейшего изучения // Труды Троицкосавского отделения РГО. – 1912. – Т. 15. – вып. 3.
7. Andreeva D.B., Wiesenberg G.L.B., Zech M. et al. Paleoenvironmental interpretation of a Late glacial and Holocene soil-sedimentary sequence near Burdukovo, Selenga River valley, Buryatia // Advances in the Quaternary of Interior Asia. Abstracts of 2nd ASQUA Meeting. – Ulan-Ude: GIN SB RAS, 2013. – P. 10.

REFERENCES

1. Budaev R.Ts., Kolomiets V.L. Prirodno-klimaticheskije rekonstruktsii pozdnego neopleistotsena i golotsena baikal'skoi Sibiri po rezul'tatam izuchenija eolovogo morfolitogeneza Ust'-Selenginskoi vpadiny [Natural and climatic reconstruction the Late Neopleistocene and Holocene of Baikal Siberia by results of study aeolian morpholithogenesis of Ust'-Selenginskaya hollow]. *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Rossiyskoi akademii nauk*, 2014, vol. 16, no. 1(4), pp. 1059–1062. In Rus.
2. Budaev R.Ts., Kolomiets V.L. Vetrovoi morfolitogenez i klimaticheskie ritmy Yugo-Zapadnogo Zabaikaliya v finale neopleistozena i golozene [Wind morpholithogenesis and climate rhythms of south-western Transbaikal region in the final of Neopleistocene and Holocene]. *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Rossiyskoi akademii nauk*, 2015, vol. 17, no. 6, pp. 174–179. In Rus.
3. Budaev R.Ts., Kolomiets V.L. Osobennosti formirovaniya eolovogo mezorel'jefa Zapadnogo Zabaikaliya v golozene [Features of formation of aeolian mesorelief in Western Transbaikalia during the Holocene]. *Evrasiya v kainozoye. Stratigrafiya, paleoekologiya i kultury*, 2016, vol. 5, pp. 77–82. In Rus.
4. Zykin V.S. *Stratigrafija i evoljutsija prirodnoi sredy i klimata v pozdnjem kainozoje juga Zapadnoi Sibiri* [Stratigraphy and evolution of the natural environment and climate in the Late Cenozoic of the south of Western Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 2011. 729 p. In Rus.
5. Ivanov A.D. *Eolovye pesky Zapadnogo Zabaikaliya i Pribaikaliya* [Aeolian sands of the Western Transbaikal and Pre-Baikal regions]. Ulan-Ude, Buryatia Publishing House, 1966. 230 p. In Rus.
6. Obruchev V.A. Sypuchije peski Selenginskoi Daurii i neobkhodimost' ikh skoreishego izuchenija [Loose sands of Selenginskaya Dauria and the need for their early study]. *Trudy Troitskosavskogo otdelenija RGO* [Proceedings of the Troitskosavsky branch of the Russian Geographical Society], 1912, vol. 15, no. 3. In Rus.
7. Andreeva D.B., Wiesenberg G.L.B., Zech M. et al. Paleoenvironmental interpretation of a Late glacial and Holocene soil-sedimentary sequence near Burdukovo, Selenga River valley, Buryatia. *Advances in the Quaternary of Interior Asia. Abstracts of 2nd ASQUA Meeting*. Ulan-Ude, GIN SB RAS, 2013. p. 10.

Информация об авторах:

Будаев Ринчин Цыбикжапович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт СО РАН, 670047, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а. E-mail: budrin@ginst.ru

Rinchin Ts. Budaev, Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute SB RAS, 6a, Sakhyanova st., Ulan-Ude, 670047, Russia. E-mail: budrin@ginst.ru

Коломиец Владимир Леонидович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт СО РАН, 670047, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а; доцент кафедры геологии, Бурятский государственный университет, 670000, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а. E-mail: kolom@ginst.ru

Vladimir L. Kolomiets, Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute SB RAS, 6a, Sakhyanova st. Ulan-Ude, 670047, Russia; Associate Professor, Geology Department Buryat State University, 24a, Smolin st., Ulan-Ude, 670000, Russia. E-mail: kolom@ginst.ru