

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 18

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Географический факультет МГУ
Москва

2012

УДК 6.31.4: 55.3

ББК26

Э74

Э74 Эрозия почв и русловые процессы // Тр. Науч.-исслед. лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева. Вып. 18. / Под ред. проф. Р.С. Чалова. М.: Географический факультет МГУ. 2012. 329 с.
ISBN

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ. В статьях сборника в основном рассматриваются результаты завершённых многолетних исследований, выполненных по грантам РФФИ и других фондов, программе поддержки ведущих научных школ, госконтрактам и хоздоговорам. При этом рассматриваются как фундаментальные, так и прикладные проблемы учения об эрозионных и русловых процессах (эрозии- и русловедения). Многие статьи основываются на региональном материале. Среди авторов – специалисты кафедры гидрологии суши и факультета почвоведения МГУ, с которыми активно сотрудничает лаборатория. Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, гидротехников, специалистов по эрозионным и русловым процессам.

Сборник подготовлен в рамках программы Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-79.2012.5)

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор И.И. Рысин

кандидат географических наук, О.А. Борсук

Печатается по постановлению Учёного совета географического факультета
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

УДК 6.31.4: 55.3

ББК26

ISBN

© Географический факультет МГУ, 2012

© Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, 2012

© Коллектив авторов, 2012

Научное издание

Эрозия почв и русловые процессы

Подписано в печать 5.05.2012. Заказ №

Формат 60х84/16. Усл. печ. л. 20.7. Тираж 300 экз.

ООО «Компания ПринтКоВ». 105064, г. Москва, ул. Земляной Вал, д. 7

А.В. Панин

ВЕРХОВЬЯ ДОЛИННО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМАХ*

Введение

Существует несколько различных точек зрения на ход развития малых долин в ледниково-межледниковом климатическом ритме. По мнению ряда исследователей, в холодные эпохи в перигляциальных обстановках сток в малых долинах прекращался, они заполнялись делювиально-солифлюкционными осадками и приобретали вогнутый поперечный профиль, а в теплые межледниковые эпохи происходила активизация линейной эрозии, малые долины углублялись, росли регрессивно, и общая густота верхних звеньев флювиальной сети возрастала [Асеев, Дедков, 1981; Хруцкий, 1985; Бутаков, 1986; Бутаков, Ермолаев и др., 1991]. С другой стороны, строение погребённых балок во внеледниковой зоне центра Восточно-Европейской равнины показывает, что они углублялись и линейно росли в периоды, переходные от ледниковых к межледниковым эпохам, а на протяжении большей части межледниковых эпох находились в стабильном состоянии [Сычева, 1997, 2003; Беляев и др., 2008]. Сходное мнение об активизации линейного роста малых долин на рубеже «ледниковая эпоха – межледниковье» высказано исследователями краевой зоны валдайского оледенения [Басаликас, Швядас, 1981].

Об истории балок в течение современной тёплой эпохи (голоцена) существует широко распространенное мнение, что в доантропогенный период эрозионно-аккумулятивные процессы в балках не происходили, а после распашки водосборов изменения водного режима и ускоренная эрозия на водосборах привели к дестабилизации балочных днищ – с одной стороны, к накоплению мощных толщ агрогенных наносов, погребаяющих родники и верховья малых рек, что привело к изменению рисунка речной сети, с другой стороны – к формированию вторичных врезов, причём любой вторичный врез априори считается результатом антропогенного воздействия.

Специальные (с середины 90-х гг. XX в.) исследования позволяют уточнить представления об этапах развития балок в голоцене и более ранние геологические эпохи, их хронологии, роли климатических и антропогенных факторов. Они включали топографическую съёмку продольного и серии поперечных профилей балок (в основном, на основе GPS-технологии), изучение геологического строения в серии поперечных профилей путем шурфования и ручного бурения. Для определения возраста отложений широко применялось радиоуглеродное (^{14}C) датирование. В тексте

* Выполнено при поддержке РФФИ (проекты 00-05-64514, 03-05-64021, 06-05-65218, 09-05-00340, 12-05-01148) и по Программе президента РФ для поддержки ведущих научных школ (№НШ-79.2012.5).

возраст осадков и событий приводится в календарной шкале времени (для приведения к этой шкале ^{14}C дат была использована калибровочная кривая INTCAL'09). На геологических разрезах (рисунки) показаны некалиброванные радиоуглеродные даты (их отличия от календарного возраста нарастают вглубь времени и для позднеледниковья могут достигать 20%). Хроностратиграфические подразделения принимались в объёме глобальных климатохронов, заданных морскими изотопно-кислородными стадиями (ИКС): московская ледниковая эпоха – ИКС 6 (130-190 тыс.л.н.), микулинское межледниковье – ИКС 5e (115-130 тыс.л.н.), ранний валдай – ИКС 4-5d (57-115 тыс.л.н.), средний валдай – ИКС 3 (29-57 тыс.л.н.), поздний валдай – ИКС 2 (11,8-29 тыс.л.н.), последний ледниковый максимум (20-23 тыс.л.н.) и позднеледниковье – от начала потепления бёллинг до начала голоцена (14-11,8 тыс.л.н.).

Реликтовая эрозионная сеть рубежа среднего-позднего плейстоцена

Характерный элемент морфологии междуречий в центральных и южных районах – пологие ложбины, выделяющиеся относительно тёмным оттенком на распаханых полях (рис. 1). Ложбины образуют местами параллельные, но преимущественно древовидные системы, сложность устройства которых возрастает в направлении на юг (рис. 2). Характер пространственного рисунка и приуроченность большей части ложбин и ложбинных систем к верховьям и склонам эрозионной сети позволяет полагать, что изучаемые формы имеют флювиальное происхождение, представляя собой полупогребённую эрозионную сеть [Еременко, Панин, 2010, 2011]. Местами обнаружены полностью погребённые эрозионные формы, принадлежащие к этой же сети.

В бассейнах верхней Волги и Оки преобладают одиночные ложбины, служащие истоками малых эрозионных форм (рис. 1А). Изучение таких ложбин в бассейне средней Протвы (ключевой участок Сатино, рис. 2) показало, что они представляют собой древние эрозионные формы, но глубина вреза и мощность последующего заполнения сильно зависят от литологии прорезаемых пород [Еременко, Панин, 2010, 2011]. Ложбина, выработанная в трудноразмываемой московской морене, изначально имела пологие очертания и была лишь слегка выположена впоследствии за счёт накопления метровой толщи склоновых суглинков. Другая ложбина вложена в позднемосковскую ложбину стока талых ледниковых вод, выполненную флювиогляциальными песками. В этих песках бурением вскрыт глубокий эрозионный врез (рис. 3А). Дно вреза выстилается торфом, фиксирующим стабилизацию созданной ранее эрозионной формы. По данным спорово-пыльцевого анализа [Еременко и др., 2010], торф накапливался в оптимум микулинского межледниковья (ИКС 5e), т.е. эрозионный врез пришёлся, по-видимому, на окончание московской ледниковой эпохи. После периода стабилизации, который длился несколько тысяч лет, необходимых для накопления 2-3-метровой толщи торфа, началось заполнение вреза склоновыми осадками, в

результате чего он через некоторое время превратился в ложбину. Заполнение началось, по-видимому, уже в конце микулинского межледниковья; в похожей флювиогляциальной ложбине на правом междуречье р. Протвы микулинское торфонакопление было прервано минеральным осадконакоплением уже около 119-120 тыс.л.н., и уже в начале раннего валдая около 100 тыс.л.н. ложбина была заполнена и превратилась из ловушки для наносов в транзитное звено для транспорта склоновых наносов с междуречья в долину [Шеремецкая и др., 2012]. В близких временных рамках действовали, вероятно, и процессы заполнения рассматриваемого эрозионного вреза. Образованная на его месте ложбина была перекрыта слоем покровных суглинков. В результате поздневалдайской активизации линейной эрозии в дно ложбины продвинулась вершина балки, расчленяющей левый борт долины р. Протвы. Часть ложбины и древнего вреза была уничтожена, однако поздневалдайская эрозия продвинулась вглубь междуречья не столь далеко, как позднемосковская.

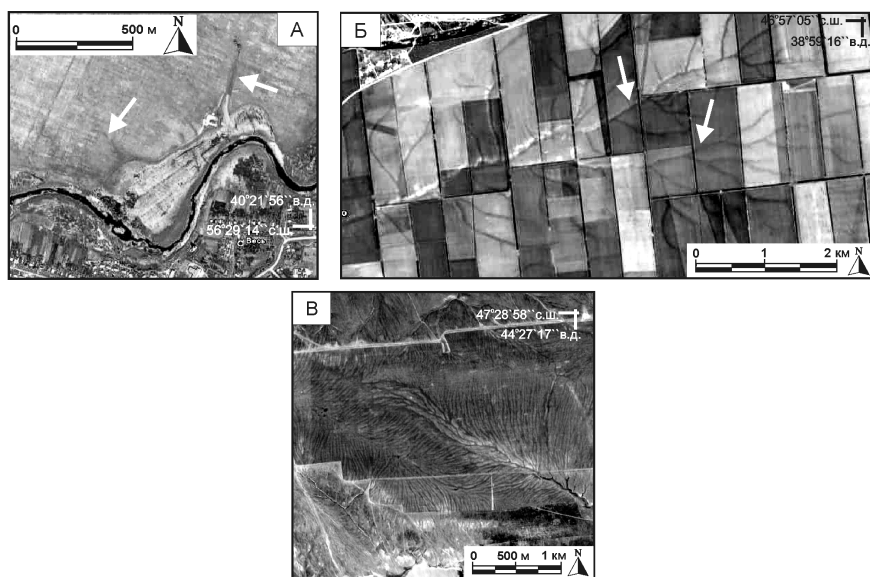


Рис. 1. Варианты рисунка реликтов древнеэрозионной сети [Еременко, Панин, 2010]: А – одиночные ложбины (Владимирская обл.); Б – древовидные ложбинные системы (Ростовская обл.); В – древний бедленд (Калмыкия).

Позднемосковское врезание эрозионной сети в благоприятных литологических ситуациях было характерно, вероятно, и для более северных районов, недоступных для изучения дистанционными методами ввиду почти полной залесённости. Одиночные ложбины с погребёнными врезами, выставленными торфами оптимума микулинского межледниковья (по данным

спорово-пыльцевого анализа [Динамика ..., 2011]), обнаружены на территории Центрального Лесного заповедника в Тверской области, непосредственно вблизи границы поздневалдайского ледника [Беляев, 2011]. В пределах границы последнего оледенения древнеэрозионный рельеф уничтожен, послеледниковая эрозионная сеть имеет молодой возраст (<20 тысяч лет), и для неё не характерны переуглубления. Например, в днище небольшой балки в бассейне р. Тверцы маломощные голоценовые балочные осадки, в значительной части представленные продуктами ускоренной агрогенной эрозии, залегают непосредственно на поздневалдайской морене [Беляев и др., 2004].

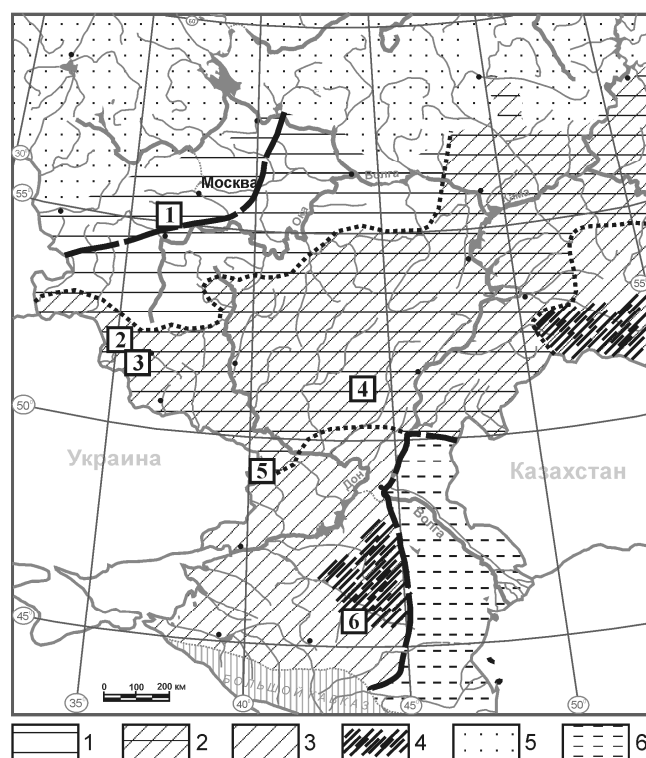


Рис. 2. Районирование ВЕР по рисунку реликтов древнеэрозионной сети [Еременко, Панин, 2010]. 1 – одиночные ложбины с едничными древовидными системами ложбин низких порядков, 2 – разнорядковые древовидные ложбинные системы с участием одиночных ложбин, 3 – древовидные ложбинные системы высоких порядков; 4 – районы исключительной густоты ложбинных форм (погребенные бедленды); 5 – древнеэрозионная морфология не выражена; 6 – древнеэрозионная морфология недоступна для изучения дистанционными методами (маскируется лесной растительностью). Цифры в квадратах – ключевые участки, где были изучены погребенные и современные балки: 1 – Сатино, 2 – Крамской Лог, 3 – Александровский карьер, 4 – Переполье, 5 – Берестовая балка, 6 – Казгулак.

В бассейнах Дона, средней Волги, на Северном Кавказе ложбинные системы приобретают вид древовидных сетей, порядок которых растёт в южном – юго-восточном направлениях (рис. 1Б, 2). Во внеледниковой зоне, где развиты мощные толщи четвертичных лёссов, процессы заполнения древнеэрозионной сети в валдайское время были столь интенсивны, что верховья долинной сети могли оказаться полностью погребёнными, и регрессивная эрозия при более позднем восстановлении эрозионной сети часто не затрагивала древние эрозионные врезы, проходя стороной. Такая ситуация наблюдается в Александровском карьере вблизи г. Курска, где С.А. Сычевой [1997, 2003] детально изучена погребённая балочная система позднемосковского возраста (рис. 3Б). Датирование изначально производилось по данным лёссово-почвенной стратиграфии. Погребённая балка врезана в московский лёсс и зафиксирована полнопрофильной структурно дифференцированной почвой, которая отнесена к салынской фазе мезинского лёссово-почвенного комплекса, соответствующей оптимуму микулинского межледниковья, что позволяет говорить о позднемосковском возрасте вреза. Отложения, заполняющие главный врез и его отвершки, перекрыты горизонтально залегающим слоем лёсса, вершина которого фиксирована сильно нарушенной криотурбацией (очевидно, времени последнего ледникового максимума) слабо развитой почвой, отнесённой к брянскому интерстадиалу.

По брянской почве в разных районах имеются радиоуглеродные датировки в интервале 24-32 тыс. л.н. (некал.) [Динамика ..., 2002], что соответствует 29-36,5 тыс.л.н. календарной шкалы. Однако очевидно, что полное погребение балочного вреза произошло раньше, до отложения предбрянского слоя лёсса. В верхней части заполнения имеется три слабо развитых почвы, указывающих на временные перерывы в осадконакоплении, возможно, обусловленные потеплениями климата и связанным с этим ростом биологической активности. Эти почвы именуются снизу вверх кукуевской, стрелецкой и александровской [Сычева, 1997, 2003].

В последнее время получено несколько оптико-люминесцентных дат по заполнению погребённых эрозионных форм (публикуется впервые). Заполнение одной из эрозионных рытин в прибровочной части главной палеобалки датировано 92 ± 6 тыс. л.н. (Risø-106108), низы заполнения главной палеобалки – 81 ± 5 тыс.л.н. (Risø-106116), заполнение непосредственно под кукуевской почвой – 78 ± 5 тыс.л.н. (Risø-106129) (рис. 3Б). Датировки показывают, что ещё в начале раннего валдая на бортах балки отмечались проявления линейной эрозии; вероятно, в это время аккумуляция происходила в низовьях балочной системы. В середине раннего Валдая, 70-80 тыс. л.н., балка в верхнем течении была заполнена делювиальными осадками и превращена в ложбину, которая в конце раннего-начале среднего валдая, перед формированием брянской почвы, была окончательно выровнена лёссонакоплением. Очевидно, уже после этого выравнивания началось омоложение балочной системы, продвижение её вершин вглубь междуречий. В

настоящее время главная балка огибает карьер с востока. О возобновлении линейной эрозии, по крайней мере, в послебрянское время, говорят обнаруженные в стенках карьера под голоценовым чернозёмом погребённые эрозионные рытвины, прорезающие брянскую почву [Беляев и др., 2008].

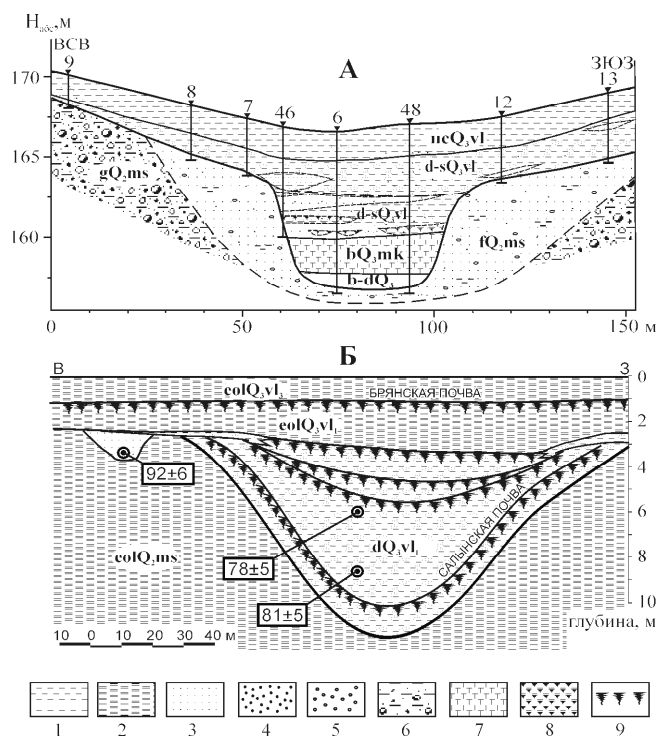


Рис. 3. Строение погребённых эрозионных форм: А – поперечный профиль ложбины в верховьях Сенокосной балки, участок Сатино [Еременко и др., 2010]; Б – принципиальная схема строения погребённой балки в Александровском карьере (окрестности Курска) [Беляев и др., 2008], с результатами абсолютного датирования; 1 – суглинок; 2 – лёсс; 3 – песок; 4 – гравий и дресва; 5 – галька и щебень; 6 – валунный суглинок (морена); 7 – торф; 8 – гумусированный суглинок; 9 – погребённая почва. Генезис отложений: d – делювиальные; s – солифлюкционные; b – биогенные (торф); eol – эоловые (лёссы); f – водно-ледниковые; g – ледниковые; ПС – покровные суглинки проблематичного генезиса. Цифры в прямоугольниках – ОSL даты, тыс. л.н.

На юге Восточно-Европейской равнины древовидные ложбинные системы (реликтовая эрозионная сеть) достигают 4-6 и более высоких порядков. Имеются территории, где густота ложбинной сети на порядок превышает густоту современного долинно-балочного расчленения – Общий

Сырт, Ергени и север Ставрополя, где густота сети древовидных ложбинных систем и субпараллельных ложбин достигает $\approx 10^1$ км/км² (рис. 1В, 2). Такие территории названы древними (погребёнными) бедлендами [Еременко, Панин, 2010, 2011]. Строение одной из ложбин было изучено в бассейне р. Айгурка на северо-востоке Ставропольской возвышенности (рис. 1, участок Казгулак). Ложбина представляет собой главный ствол древовидной ложбинной системы, приуроченной к верховью крупной балки. Ложбина была вскрыта траншейным разрезом глубиной 3,5 м. Его изучение показало, что ложбина сформировалась на месте глубокого (>3,5 м) эрозионного вреза, заполненного солифлюкционными осадками с характерными текстурами [Панин и др., 2011]. Абсолютные датировки по заполнению не получены, но из общих соображений врез и его заполнение сопоставлены с соответствующими этапами развития погребённой балки в Александровском карьере (см. выше; позднемосковский врез, ранневалдайское заполнение).

Развитие малых эрозионных форм в позднеледниковье – голоцене

Проведённые исследования выявили различия в строении и тенденциях развития балок северной и южной половины Русской равнины. В качестве примера *балок области московского оледенения* рассмотрим строение двух балок в бассейне среднего течения р. Протвы – Чолоховской [Беляев и др., 2003] и Язвицы [Панин и др., 1999]. Обе балки начинаются в позднемосковских флювиогляциальных ложбинах на междуречьях, врезаны в морену (верховья – в московскую, низовья – в днепровскую) и имеют невыработанные выпуклые продольные профили. В самых верховьях балки имеют глубину лишь 2-3 м и пассивно следуют уклону поверхности ледниковой аккумуляции. Перегиб профиля, фиксирующий дальность проникновения послемосковской волны линейной эрозии, наблюдается в Чолоховской балке в 2,6 км от истока, в балке Язвицы – в 1,2 км при общей длине балок 7,0 км и 4,6 км, соответственно. В обеих балках нет погребённых врезов, после последнего ледникового максимума они постоянно углублялись. Местами перегибы в профилях бортов позволяют предположить положение днища перед началом предголоценового врезания (рис. 4А).

В Чолоховской балке основание разреза поперёк всего днища выстилается базальным дресвяно-щебнистым горизонтом мощностью до 0,8-0,9 м, накопление которого, с учётом данных по нижнему течению, происходило около 6-6,5 тыс. л.н. (рис. 4А). В тыловых частях днища в среднем течении он поднимается на 1-2 м выше, чем в центральной, что указывает на тенденцию углубления балки. На активный транспорт крупнообломочного материала в это время указывают его значительные мощности в нижнем течении, где балка прорезает озёрные глины, т.е. весь крупнообломочный материал там принесён сверху, считая по течению. Позднее его мощности заметно падают – активность руслового транспорта уменьшается. Ещё один небольшой врез в среднем течении фиксируется в правой части днища и датируется около 3,6-3,9 тыс. л.н. В дальнейшем, в условиях снижения

мощности потока, происходила небольшая аккумуляция руслового аллювия, представленного оглиненным песком. Врезание с формированием современного руслового вреза происходит, по-видимому, вместе с активизацией склонового сноса и погребением почвы в основании борта балки около 1,2-1,3 тыс. л.н.

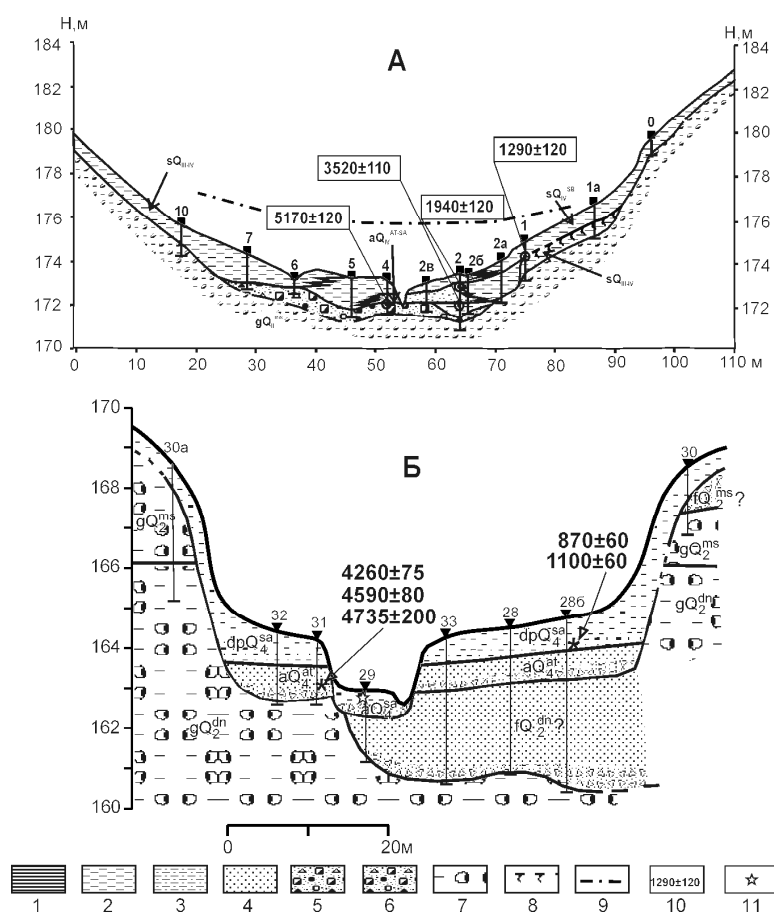


Рис. 4. Строение балок в области московского оледенения (участок Сатино):

А – среднее течение Чолоховской балки [Беляев и др., 2003]; Б – среднее течение балки Язвицы [Панин и др., 1999]; 1 – глина; 2 – суглинок; 3 – супесь; 4 – песок; 5 – древесина и щебень; 6 – щебень и валуны, 7 – суглинок валунный (морена);

8 – погребённая почва; 9 – предположительное положение днища перед началом врезания в позднеледниковые; 10 – радиоуглеродные датировки отложений; 11 – находки пыльцы *Cerealia*. Генетические типы отложений: а – аллювиальные; d – делювиальные; s – склоновые недиагностированные; p – пролювиальные; ПС – покровные, g – ледниковые.

В среднем течении балки Язвицы днище шириной 40-50 м сложено аллювиальными песками с хорошо выраженным гравийно-галечным базальным горизонтом (рис. 4Б). Возраст аллювия – 4,8-5,5 тыс. л. В тыловых частях днища встречаются врезанные в борта долины крупные меандровые цирки, свидетельствующие о том, что днище было разработано многоводным потоком, более мощным, чем современный. Днище перекрыто толщей делювия с пирогенными углями в основании, датированными серией 14С дат в интервале 600-1100 л.н. Одновременно с активизацией смыва со склонов в днище балки образовался двухметровый врез, достигший максимальной глубины за всю историю балки.

Хронология процессов линейной эрозии была изучена также в оврагах, прорезающих склоны долины р. Протвы [Панин, 2008; Panin et al., 2009, 2011]. Из 19 изученных оврагов 15 имеют доголоценовый возраст и 4 образовались в голоцене. Голоценовые овраги иллюстрируют большую роль литологии как лимитирующего фактора линейной эрозии. Три из них, имеющие небольшие водосборные площади (1,5-4,5 га), прорезали склоны с существенно песчаным сложением. На чисто моренном склоне заложился лишь один овраг, имеющий наибольшую площадь водосбора (>7 га). Появление одного из голоценовых оврагов, произошедшее в XIV-XV вв., было вызвано дорожной эрозией на краю деревни. Три других образовались в интервале 4,5-6 тыс. л.н., к которому относятся многочисленные признаки экстремальных палеогидрологических событий в балках и речных долинах (рис. 5). В то же время археологические данные свидетельствуют, что в это время (эпоха бронзы) население в данном районе отсутствовало, либо было крайне незначительным. Следовательно, заложение оврагов можно связывать с экстремальными проявлениями поверхностного стока в естественных условиях. Установленные явления линейной эрозии не имеют пока аналогов в других эпохах голоцена. По-видимому, интенсивность выпадения атмосферных осадков достигала в это время аномальных для голоцена значений. Показательно, что борта долины р. Протвы, прорезаемые новообразованными оврагами, были подмыты еще в позднеледниковье, но в течение всей первой половины голоцена оврагов на них не формировалось [Панин и др., 2009]. Два из трёх оврагов после долгого перерыва продемонстрировали вторую фазу активности в интервале 3,0-3,7 тыс. л.н. (фаза 4 на рис. 5).

Доголоценовые овраги максимально глубоко были врезаны в период между 2,5-4,0 тыс. л.н. В это же время возобновилась активность двух голоценовых оврагов. После этого в тальвегах преобладала аккумуляция, накопились отложения мощностью до 2-3 м. Статистическая обработка 65 дат по овражным наносам позволила обнаружить ритмичность в проявлениях эрозии (рис. 6). В последние 5000 лет выделено 4 эрозионных эпохи тысячелетнего ранга: >5000-3900 л.н. (слабая эрозия), 3900-2700 л.н. (сильная эрозия), 2700-1200 л.н. (слабая эрозия) и 1200 л.н. – настоящее время (сильная эрозия). С учётом эффекта формы калибровочной кривой внутри этих эпох выделено несколько фаз особенно интенсивной эрозии, среди которых

особенно выделяются три – 3150-2850, 2350-2050 и 1050-750 л.н., и три фазы относительно слабой эрозии на среднем фоне соответствующих эпох – 4850-4550, 3900-3600, 1800-1600 л.н. Возможно, часть этих фаз представляет не многолетние периоды увеличения интенсивности эрозии, а «размазанный» по оси времени эффект единичных экстремальных событий. К ним следует добавить последние 500 лет – время, к которому приурочено возникновение существующих ныне населённых пунктов, рост населения и антропогенного воздействия на ландшафт.

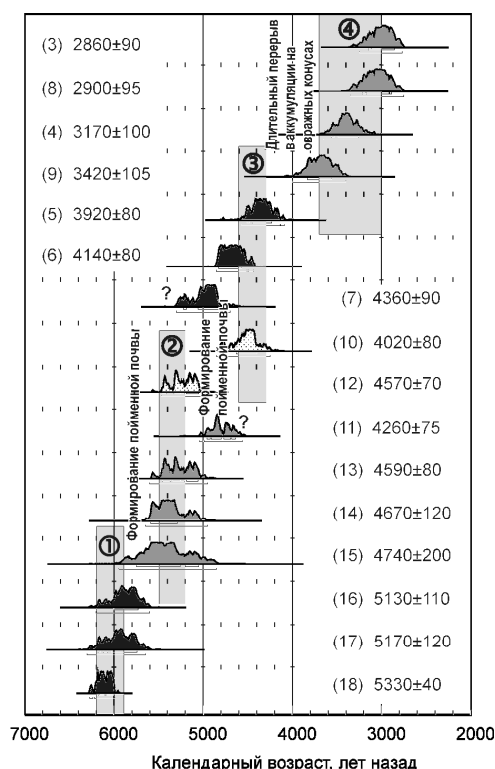


Рис. 5. Периоды высокой флювиальной активности (овражная эрозия, мощные паводки на реках) на Сатинском участке (Калужская область) по данным ^{14}C датирования следов экстремальных палеогидрологических событий [Panin et al., 2011]. Интервалы высокой флювиальной активности (высокого стока) обозначены номерами в кружочках и показаны светло-серыми полосами. Цвет графиков распределения вероятности ^{14}C дат обозначает принадлежность дат к разным интервалам высокого стока. Крапом показаны даты, относящиеся к периодам низкого стока.

Для балок внеледниковой зоны, области донского оледенения и, по-видимому, днепровской стадии максимального среднеплейстоценового оледенения характерны выработанные продольные профили и наличие переуглублений, заполненных балочным аллювием мощностью до 10-15 м. Глубокое врезание произошло не позднее 15-16 тыс. л.н. (кал.). Конец позднеледниковья (поздний дриас – 11,8-12,5 тыс. л.н., возможно, и ранее) – время интенсивной аккумуляции, накопление 5-7-метровых и более мощных толщ осадков, составляющих большую часть всего балочного выполнения. В голоцене темпы аккумуляции резко уменьшаются. Мощность голоценовых осадков обычно не превышает 1,5-2 м. Однако есть примеры и экстремаль-

ных значений темпов эрозионно-аккумулятивных процессов, связанные с пирогенными явлениями. В целом первую половину голоцена можно считать временем окончания аккумуляции (адаптации продольного профиля) и к середине голоцена – стабилизации балок. В поздне- и послеатлантическое время темпы эрозионно-аккумулятивных процессов растут (по крайней мере в лесостепных районах). По-видимому, это связано с ростом частоты и магнитуды экстремальных погодно-климатических явлений.

Пример балок, демонстрирующих такой ход развития – Крамской Лог (Курская область). В среднем течении балки подошва поздневалдайского вреза вскрыта бурением на глубине около 10 м (рис. 7А). Точное время врезания не установлено, но после врезания еще до начала голоцена происходило выполнение вреза 6-метровой толщиной тяжёлых суглинков сизого цвета, не содержащих органики.

С началом голоцена аккумуляция продолжается, но, по-видимому, более медленными темпами; происходит постепенное обогащение осадков органическим веществом. Около 10,3-10,5 тыс.л.н. (^{14}C дата 9245 ± 80) осадок преобразуется в гиттию тёмно-серого цвета мощностью 70-80 см, которая накапливалась в течение 2-3 столетий (^{14}C дата в кровле 9060 ± 95).

Скорость её накопления можно оценить в 25-35 см/100 лет. Экстраполяция этой скорости к подошве балочного заполнения позволяет оценить длительность накопления нижележащей 6-метровой глинистой толщи в 2 тысячи лет. Эту оценку следует рассматривать как весьма грубую, дающую представление лишь о порядке величин. Тем не менее, на её основании можно говорить, что максимум врезания балки был достигнут незадолго перед началом голоцена и уже в конце позднеледниковья началось быстрое заполнение вреза – вероятно, в течение позднего дриаса (начиная с ~12,5 тыс.л.н.).

Около 10 тыс. л.н. в днище балки образовалось болото и со средней скоростью 4,5 см/100 лет стал накапливаться торф (рис. 7А). Однако, датировка 7,3-7,4 тыс.л.н. (^{14}C дата 6450 ± 90) вблизи кровли торфа не даёт время окончания торфонакопления. Судя по разрезу, вскрытому в расположенном ниже по течению вершинном уступе вторичного вреза, в кровле торфа имеется пологое понижение и торф имеет резкий эрозионный контакт с вышележащими осадками. Это свидетельствует, что в конце этапа торфонакопления в центральной части балки произошло врезание и самые верхние слои торфа были эродированы.

Глубина этого вреза и, соответственно, мощность слоя уничтоженного торфа, оценена в 0,5 м. Если «нарастить» зафиксированную кровлю торфа на 0,5 м и экстраполировать рассчитанные скорости торфонакопления вверх по разрезу, окончание его накопления можно оценить временем порядка 6000 л.н. Это первое проявление глубинной эрозии в голоцене. В нижнем течении балки следы этого события не зафиксированы. Возможно, что врезание охватывало лишь среднее течение балки, но, скорее всего, в нижнем течении его следы уничтожены при последующих эрозионно-аккумулятивных циклах.

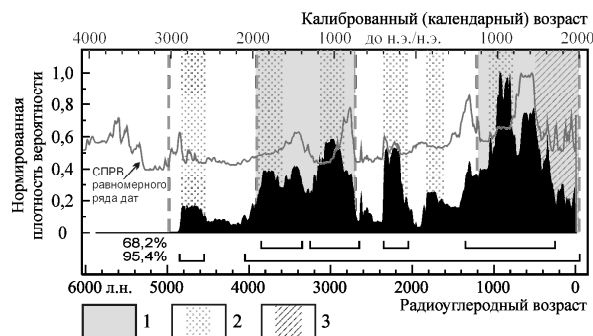


Рис. 6. Суммарная плотность распределения вероятности (СПРВ) датировок овражных отложений на Сатинском участке (Калужская область) [Панин, 2008]: 1 – эпохи высокой эрозионной активности; 2 – фазы активизации эрозии; 3 – современная антропогенно обусловленная фаза активной эрозии. Калиброванный возраст в формате «лет назад» отсчитывается от 1950 г.

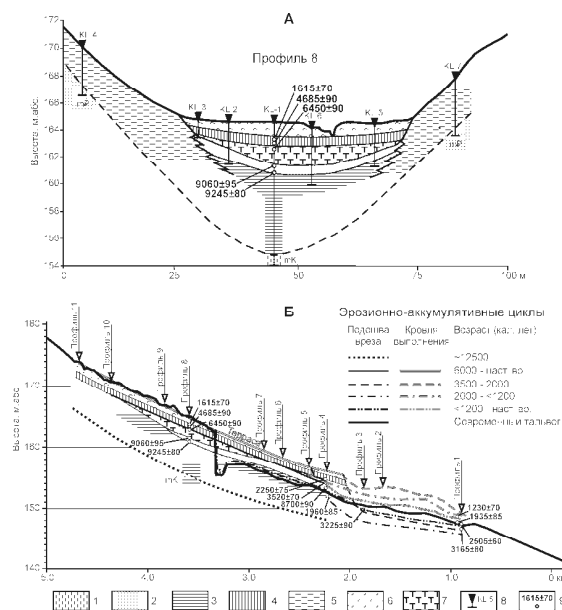


Рис. 7. Строение и голоценовое развитие балки Крамской Лог (Курская область): А – поперечный профиль в среднем течении; Б – продольный профиль с эрозионно-аккумулятивными циклами во второй половине голоцена. Условные обозначения: 1 – мел, мергель; 2 – песок; 3 – глина, бедная органикой; 4 – глина, богатая органикой (гиттия); 5 – суглинок; 6 – слоистые наносы (переслаивание гумусированных суглинков, супесей, песков); 7 – торф; 8 – шурфы и скважины; 9 – ^{14}C даты.

Торф перекрывается неясно слоистой гиттией мощностью 60-70 см, в пределах которой скорости осадконакопления падают до 0,6 см/100 лет, а дно балки в среднем течении практически стабилизируется. Однако в нижнем течении в последней трети голоцена начинается последовательное формирование вторичных врезов. Вершина каждого следующего вреза продвигалась все дальше вверх по течению, а за счёт переотложения наносов, мобилизованных при регрессивном росте вреза, ниже вершины врез частично заполнялся ими. Каждый последующий врез регрессивно продвигался дальше и углублялся глубже предыдущего, что создало в нижнем течении веер вложенных друг в друга террас. Эти террасы хорошо выделяются на поперечных профилях через балку, а ^{14}C датирование слагающих их осадков позволило построить схему развития вторичных врезов, в которой выделено три эрозионно-аккумулятивных цикла: 3500-2000 л.н., 2000-<1200 л.н. и <1200 л.н.- н. вр. (рис. 7Б). Активная вершина современного вреза представляет обрыв с глубоким водобойным котлом, с общей глубиной вреза до 7 м. Он находится лишь в 250 м ниже по течению от профиля 8 (рис. 7Б). В вершине вреза вскрываются грунтовые воды, ниже по течению вплоть до устья в тальвеге существует постоянный водоток.

Последние фазы развития современного вреза совпали с началом сельскохозяйственного освоения водосбора балки. Продукты ускоренной эрозии на полях и расчленения бортов балки антропогенными оврагами накапливаются в днище верхнего и среднего течения балки в виде самого верхнего слоя слоистых песчано-глинистых наносов. Мощность отдельных слойков – 1-5 см. Отдельные слойки гумусированы, но большинство бедны органикой, что указывает на более вероятное происхождение наносов от овражной эрозии, чем от смыва с пашни. Для верхней части слоя методом Cs-137 была определена скорость осадконакопления. В вертикальной эпюре активности Cs-137 хорошо выделяется черныбыльский пик на глубине 4-5 см; менее чётко идентифицируется «бомбовый» пик начала 1960-х гг. – он «размазан» в интервале 14-20 см. Подошва Cs-содержащих осадков (1954 г.) установлена на глубине 21 см. Средняя скорость аккумуляции за 44 года (образцы отбирались в 1998 г.) составляет 48 см/100 лет. Экстраполяция этих скоростей вниз по разрезу до подошвы слоистых наносов даёт оценку общей продолжительности их накопления в 250 лет.

Таким образом, в результате распашки водосбора темпы осадконакопления в верхнем и среднем течении балки увеличились на 2 порядка величин, по сравнению с характерными для 2-й половины голоцена. Темпы аккумуляции за 2 последних столетия в 1,5 раза превысили таковые на рубеже плейстоцена и голоцена, когда в условиях разреженной растительности и нестабильных склонов происходила быстрая трансформация продольного профиля балки – очевидно, адаптация к новым характеристикам стока воды. Однако в силу относительной непродолжительности агрогенного этапа, его общее влияние на ход развития балки невелико. В верхней по течению части балки ускоренная аккумуляция нарушила относительную стабиль-

лизацию днища, установившуюся во 2-й половине голоцена. В нижней части балки во 2-й половине голоцена преобладают процессы врезания. Формирование вторичных врезов, особенно интенсивное с последней трети суббореального периода (последние 3500 лет), вероятно, диагностирует характерный для этого времени климатически обусловленный рост водного стока.

В Берестовой балке (Ростовская обл.) данные геологической и топографической съёмки позволили оценить соотношение объёмов эрозии и аккумуляции в голоцене [Панин, Малаева и др., 1998]. Балка выполнена 3-4-метровой толщей супесчано-суглинистых осадков (ниже обозначены как A1), насыщенных древесными угольками с возрастом 8-9,5 тыс.л. – результат двух всплесков послепожарной эрозии. Кровля пирогенных осадков образует широкое (50-100 м в среднем и до 200 м в нижнем течении) днище балки (рис. 8).

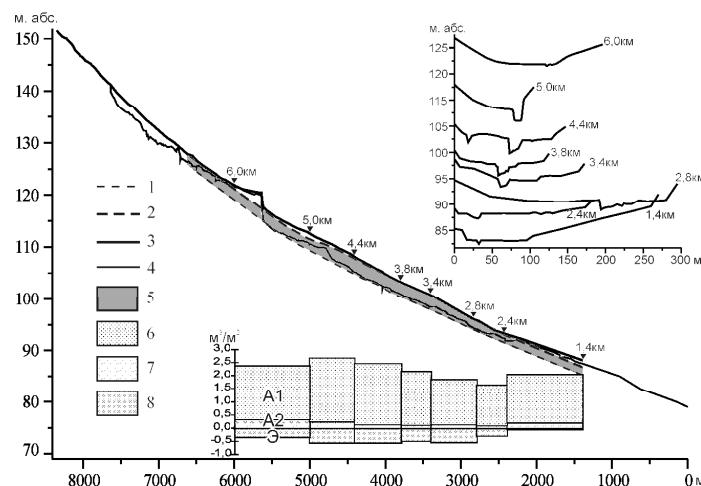


Рис. 8. Трансформация продольного профиля Берестовой балки (Миллеровский район Ростовской области) и соотношение процессов эрозии и аккумуляции с конца бореального периода голоцена [Панин и др., 1998]. Условные обозначения: 1 – тальвег балки около 9,5 тыс. л.н.; 2 – тальвег балки около 8 тыс. л.н.; 3 – современное днище; 4 – современный донный врез; 5 – толщина верхнебореально-раннеатлантического выполнения; 6 – слоистые наносы, перетолженные на начальных стадиях формирования донного вреза; 7 – объём эрозии (донного вреза); 8 – объём аккумуляции на единицу площади днища.

В это днище вложен извилистый врез глубиной 1,5-2,5 м. В корневых частях излучин вреза сохранились слоистые наносы, коррелятные начальным стадиям его образования (ниже – A2). По возрасту погребённой

под ними балочной почвы и мощности сформированного на них самих почвенного профиля возраст вреза оценен в 400-500 лет. С учётом того, что пастбищная и земледельческая нагрузка на водосбор балки проявилась не ранее начала – середины XIX в, формирование вреза с большой вероятностью можно отнести за счёт естественных факторов. На участке 1,4-6,0 км от устья объём аккумулятивного заполнения балки составляет 1350 тыс. м³, из которых 91% приходится на A1 и 9% – на A2. Объём вторичного вреза составляет 210 тыс. м³, или 15,5% от объёма аккумулятивной толщи. Таким образом, объём голоценовой аккумулятивной толщи более чем в 6 раз превышает объём вторичного вреза. Учитывая также, что современный врез практически нигде не достиг отметок позднебореального и тем более добореального тальвега балки, можно заключить, что в целом за голоцен процессы аккумуляции опережают процессы эрозии не только по седиментационному (баланс размыва-накопления), но и по геоморфологическому эффекту.

Глубокий доголоценовый врез вскрыт бурением в днище балки Малый Казгулак на северо-востоке Ставропольского плато (рис. 9).

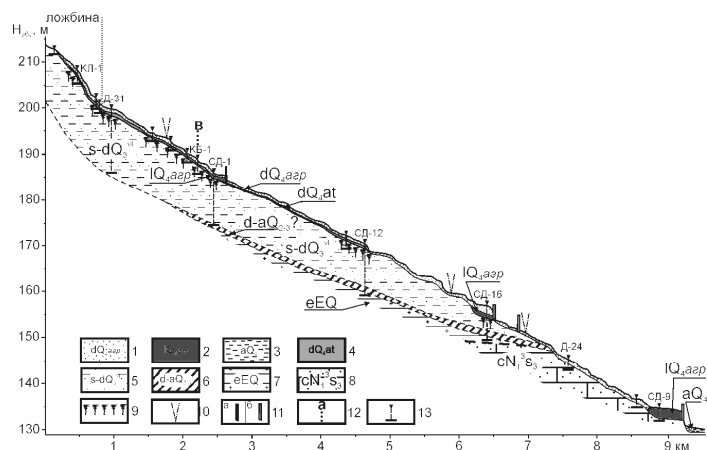


Рис. 9. Продольный профиль балки Малый Казгулак в нижнем и среднем течении с выходом на склоновую ложбину (погребённый древнеэрозионный врез) [Панин и др., 2011]. Условные обозначения: 1 – агроделювий; 2 – озёрные глины и суглинки агрогенной эпохи (отложения прудков заиления); 3 – аллювиальные суглинки и супеси голоцена; 4 – делювиальные суглинки атлантического возраста; 5 – солифлюкционно-делювиальные суглинки и супеси позднего неоплейстоцена; 6 – делювиально-аллювиальные суглинки и супеси с дресвой и щебнем среднего-позднего неоплейстоцена; 7 – эоплейстоценовые красные глины с карбонатными стяжениями; 8 – песчаники с прослоями известняков-ракушечников сарматского яруса миоцена; 9 – погребённые почвы; 10 – устья крупных притоков; 11 – дамбы (а – сплошные, б – прорванные); 12 – линии поперечных профилей; 13 – скважины и разрезы.

Максимальная мощность балочного заполнения превышает 14 м, из которых верхние 2-3 м приходятся на голоцен. В строении балочного заполнения выявлено несколько эпизодов эрозии, связанных, по-видимому, с климатически обусловленными этапами увеличения поверхностного стока. Неглубокий размыв балочных отложений с последующей аккумуляцией выявлен между 8,0-8,5 тыс. л.н. и <4,0-4,2 тыс. л.н. Донный врез, датированный по заполняющему его днище торфу, образовался в среднем течении между концом XV и началом XVII вв. При современном глубоком (>5м) положении зеркала грунтовых вод накопление торфа в дне балки свидетельствует о значительно более водообильных условиях в период 400-500 л.н. [Панин и др., 2011] Современный этап активизации эрозии связан с продолжающейся в течение последних 150 лет распашкой земель. Она приводит к смыву почв на склонах и аккумуляции продуктов смыва в днище балки.

Цикличность эрозионно-аккумулятивных процессов и её связь с изменениями климата

Приведённый фактический материал позволяет заключить, что двум последним ледниково-межледниковым циклам в центре и на юге ЕТР соответствуют 2 крупных эрозионно-аккумулятивных цикла (рис. 10).

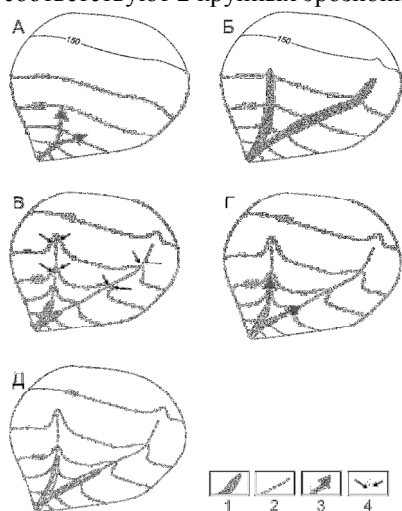


Рис. 10. Схема развития верховий флювиальных систем в течение двух последних ледниково-межледниковых циклов: А – конец московской холодной эпохи среднего плейстоцена (>130 тыс. л.н.); Б – микулинское межледниковье (120-130 тыс. л.н.); В – валдайская холодная эпоха (130-18 тыс. л.н.); Г – конец поздневалдайского плейстоцена и позднеледниковье (18-11,8 тыс.л.н.); Д – голоцен (11,8 тыс. л.н. – наст.вр.).

Условные обозначения: 1 – бровки оврагов и балок; 2 – тальвеги ложбин; 3 – рост линейных врезов; 4 – заполнение врезов продуктами склонового сноса.

Первый цикл был полным и состоял из трёх фаз. *Первая фаза* роста эрозионной сети относится к позднемосковскому времени – позднеледниковью криохрона ИКС-6 (рис. 10А). Значительно возросли глубина и густота эрозионной сети, местами образовались бедленды. Верховья эрозионных систем далеко продвинулись вглубь междуречий, ширина пояса невыявленной линейной эрозии [Ермолаев, 1992] была минимальной. Именно в эту фазу заложен рисунок современной ложбинной сети междуречий.

Вторая фаза – стабилизация эрозионных форм в оптимум микулинской эпохи (ИКС 5) (рис. 10Б). Оптимум микулинского межледниковья длился около 10 тысяч лет (практически как современная тёплая эпоха – голоцен). Начало погребения торфов или почв – индикаторов эрозионно-аккумулятивной стабильности – относится в одних случаях к окончанию оптимума около 120 тыс. л.н., в других – уже к первой трети валдайской эпохи около 80 тыс.л.н. Ввиду малого числа объектов, для которых имеются абсолютные датировки, трудно пока говорить, связана эта вариабельность с локальными условиями или имеет черты зональности. *Третья фаза* – заполнение врезов делювиально-солифлюкционными осадками, начавшееся по окончании стабилизации (рис. 10В). Активность склоновых процессов с короткими приостановками в фазы потеплений (например, формирование брянской почвы в средневалдайском интерстадиале – [Динамика ..., 2002]) была высока вплоть до окончания валдайской эпохи. Однако немногочисленные разрезы с абсолютными датировками показывают, что накопление склоновых толщ, в том числе заполнение врезов и других понижений довалдайского рельефа, продолжалось относительно короткое время – не более 10-20 тысяч лет. Вероятно, это связано с влиянием менявшейся морфологии склона на пути транспорта наносов: заполнявшиеся понижения рельефа превращались из ловушек для наносов в места их транзита или вообще выходили из сферы склонового транспорта и фиксировались почвенным покровом. В результате такого механизма фронт аккумуляции трансгрессивно продвигался по долинно-балочной сети, последовательно превращая её верховья в пологие ложбины. Уже к началу среднего валдая верховья долинной сети превратились в дендритовидные системы ложбин, а местами были полностью стёрты в рельефе (рис. 10В).

Второй цикл неполный, две его первые фазы относятся к концу валдайской эпохи–голоцену. Его *первая фаза* – предголоценовая активизация линейной эрозии, повторное углубление и продвижение вершин эрозионных форм вверх по ложбинной сети (рис. 10Г). С большой уверенностью можно говорить, что эти процессы происходили в конце пленигляциала – позднеледниковье, т.е. после последнего ледникового максимума, который, по многим данным, отличался засушливым климатом.

Есть также признаки начальной активизации линейной эрозии в послебрянское время, перед последним ледниковым максимумом [Беляев и др., 2008]. Поэтому возможно, что эта эрозионная фаза проходила в несколько стадий. Результатом (средне-) поздневалдайской регенерации служит современная структура долинно-балочной сети, оформившаяся к началу голоцена и в голоцене не изменявшаяся (рис. 10Д). Верховья современной (позднеледниковой) балочной сети далеко не достигают вершин позднемосковско-микулинской эрозионной сети. Реликты её выражены в современном ландшафте в виде ложбинных систем, наследующих погребённые эрозионные врезы (рис. 10Д). Разница в протяжённости современной и позднемосковско-микулинской эрозионной сети нарастает к югу–юго-

востоку, что выражается в усложнении структуры и росте протяжённости ложбинных систем в этом направлении. Вероятно, это отражает палеогидрологические отличия московского и валдайского позднеледниковий: в первый из названных периодов общие величины создавшего эрозионную сеть поверхностного стока были в целом выше, и они не так быстро убывали к югу, как в позднем валдае, т.е. различия в величинах стока в эти две эпохи нарастали к югу. Второй эрозионно-аккумулятивный цикл пока не закончен – он находится во второй фазе, фазе стабилизации.

Вторая фаза – голоценовая стабилизация эрозионно-аккумулятивных процессов в балках, под которой подразумевается значительное снижение темпов процессов того и другого типа по отношению к процессам заполнения и углубления балок в предшествующую холодную эпоху. Динамика, которая прослеживается на фоне этой относительной стабилизации, относится к более низкому рангу временной организации, чем ледниково-межледниковые эрозионно-аккумулятивные циклы. Эта динамика отличается для балок областей последних оледенений (московского и валдайского) и более южных, в связи с чем можно говорить о северном и южном вариантах развития балок (рис. 11).

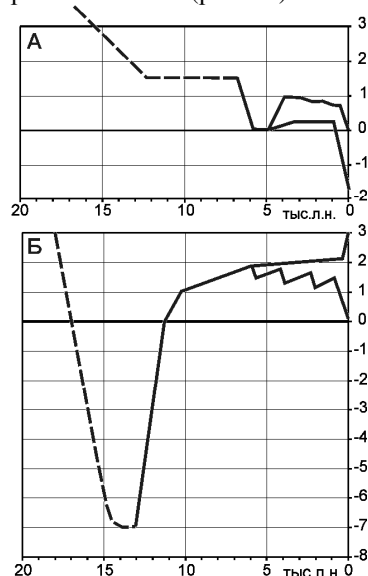


Рис. 11. Принципиальные схемы развития балок ЕТР в позднем валдае – голоцене: А – северный; Б – южный варианты.

Для балок области московской стадии среднеплейстоценового и более поздних оледенений («северный вариант») характерно отсутствие переуглублений и преобладание тенденций к врезанию на протяжении позднеледниковья и голоцена (рис. 11А). Об активизации врезания в позднеледниковье можно судить только по местами сохранившимся перегибам балочных склонов, указывающим на положение бывшего днища в нескольких

метрах над дном современным. Сохранность осадков позволяет достоверно судить об истории этих балок только во второй половине голоцена. Для конца атлантического – начала суббореального периодов (4,5-6 тыс. л.н.) были характерны мощные паводки, вызвавшие врезание и расширение дна балок. В некоторых случаях это было самое глубокое врезание в голоцене, в других оно было превышено позднее. После 4,5-5 тыс. л.н. дно балок стабилизировалось, либо произошла небольшая аккумуляция, связанная, видимо, с продолжавшимся врезанием выше по течению. После 4 тыс. л.н. в отдельных случаях отмечается оживление врезания, наиболее сильное в последнее тысячелетие. В большинстве случаев тальвеги балок углубились ниже уровня позднеатлантического врезания.

Для балок к югу от границы московского оледенения («южный вариант») характерно значительное предголоценовое переуглубление, большая часть которого была заполнена уже в самом конце позднеледникового (рис. 11Б). Аккумуляция, постепенно затухая, продолжалась и в самом начале голоцена. В позднебореальное – раннеатлантическое время (8-9,5 тыс. л.н.) отмечаются всплески пирогенной эрозии, сопровождавшиеся аккумуляцией достаточно мощных толщ осадков в днищах балок [Сычева и др., 1998; Панин и др., 1998]. Эрозия времени 8-8,5 тыс. л.н. выявлена в междуречной ложбине в северо-восточном Ставрополье при отсутствии признаков пирогенных событий, но в балке, куда открывается эта ложбина, признаков эрозии этого времени не обнаружено [Панин и др., 2011]. Это указывает на ограниченную интенсивность ливневых осадков, формировавших «короткий» сток, способный производить лишь склоновую эрозию и поставлять наносы на дно балок. Ко времени 8-10 тыс. л.н. (позже – там, где проявлялась пирогенная эрозия) днища балок повсеместно стабилизировались, в них начали развиваться почвенные процессы, а в более влажных обстановках – накопление торфов. Активизация эрозионно-аккумулятивных процессов, выразившаяся в образовании неглубоких вторичных врезов и их последующем заполнении минеральными наносами отмечается в некоторых балках после 6,0 тыс. л.н. Другие балки оставались стабильными вплоть до последнего тысячелетия. Повсеместные признаки врезания – образование вторичных врезов – отмечаются в течение последнего тысячелетия.

Все выявленные этапы врезания балок можно связывать с интервалами значительного увеличения поверхностного стока. Свидетельством этого для позднемосковского времени служит не только углубление малых долин, но и увеличение общей эрозионной расчленённости. Кроме того, в тех случаях, когда удалось реконструировать продольный профиль тальвега погребённого вреза (например, рис. 9), он имеет вогнутую форму с максимальным увеличением стрелы прогиба в среднем течении – именно так, как реагируют реки на увеличение стока [Маккавеев, Хмелева и др., 1961]. Наконец, для конца позднего Валдая, вслед за последним ледниковым максимумом, на Восточно-Европейской равнине установлен этап мощного речного стока по развитию в долинах рек реликтовых макроизлучин – аномально

крупных извилистых палеорусел [Сидорчук и др., 2000, 2008]. Характерно, что мощный сток проявлялся в завершающие фазы холодных эпох – это вносит коррективы в деление криохронов на криогигротическую и криоксеротическую фазы [Гричук, Постоленко, 1982].

Внутри голоцена амплитуда изменений стока была многократно меньше, чем в предшествовавшую холодную эпоху, но их роль все равно оставалась значительной. Сопоставление истории «северных» и «южных» балок обнаруживает много общего – увеличение активности во второй половине голоцена, периоды наиболее сильного углубления на рубеже атлантика-суббореала и в последнее тысячелетие. Очевидно, в обоих случаях мы имеем место с реакцией флювиальной морфодинамики на сходные изменения стока воды (на рост мощности паводков балки реагировали врезанием, переотложением наносов внутри балочной системы). Различия же в глубинах врезания и величинах аккумуляции связаны, очевидно, с разной степенью зрелости долинной сети. В областях последних двух оледенений эрозионная сеть молодая (моложе 150 тыс. л.), быстрому углублению малых долин препятствует литологический фактор – трудноразмываемые валунные суглинки. Невыработанная выпуклая форма продольных профилей обуславливает общую тенденцию к врезанию. На изменения мощности стока долины реагируют ускорением или замедлением, в крайнем случае – приостановкой врезания. Этим объясняется отсутствие предголоценовых переуглублений. Напротив, в древнеледниковых и внеледниковых областях эрозионная сеть древняя, обладает выработанными профилями и реагирует на значительные изменения стока трансформацией продольного профиля – увеличением и уменьшением его стрелы прогиба. Мощный сток в позднеледниковье вызвал соответствующее врезание балок, падение стока – значительную аккумуляцию. Донные врезы, формировавшиеся повсеместно в последнее тысячелетие (вероятнее всего, начиная с XIII-XIV вв.) – индикаторы климатически обусловленного роста стока при похолодании малого ледникового периода.

Поскольку в периоды мощного стока наряду с углублением существующих долин происходило и продвижение верховьев эрозионной сети к водоразделам, современная густота долинно-балочного расчленения может рассматриваться как реликт последнего позднеледниковья, отвечающий при данной физиографии местности значительно большим величинам поверхностного стока, чем в настоящее время. Расходам воды, многократно превышавшим современные, отвечали и форма продольного профиля, и уклоны малых долин в позднеледниковье. На рубеже позднеледниковья-голоцена происходила адаптация продольных профилей к падению стока – мощная аккумуляция в балках. Однако не исключено, что полной адаптации профилей достигнуто не было, поскольку аккумуляция на дне балок лимитировалась поступлением наносов со стабилизовавшихся водосборов. Поэтому, несмотря на благоприятные для проявлений линейной эрозии изменения водного режима при распадке водосборов, донные врезы в балках занима-

ют лишь несколько процентов от их общей длины. Б.Ф. Косов [Эрозионные процессы, 1984], обратив внимание на несоответствие густоты древнего (балочного) и современного (овражного) расчленения сделал вывод, что основной причиной развития современных врезов в дне балок, служат не изменения стока в результате распашки, а механические нарушения защитного растительного покрова – перевыпас скота, грунтовые дороги. К этому можно добавить, что в изученных балках большинство донных врезов, для которых удалось оценить возраст, образовалось заведомо до начала освоения балочных бассейнов, т.е. имеют климатическую природу.

Показателен пример бассейна балки Малый Казгулак [Панин и др., 2011]: искусственное снижение противозрозионной устойчивости ландшафта (тотальная распашка) не привело к омоложению древней эрозионной сети – заложению донных врезов по системам ложбин, густо насыщающим склоны междуречья. Очевидно, современные климатические условия в отношении эрозионного потенциала (количества и интенсивности) атмосферных осадков далеко не достигают тех условий, в которых эта эрозионная сеть формировалась.

В целом на фоне реконструированной геологической истории, можно сказать, что распашка водосборов в последние столетия привела к неоднозначным последствиям. Изменение водного баланса распаханых водосборов в сторону роста поверхностного стока привело к развитию вторичных врезов в днищах балок. Однако эффект усиления эрозии в днищах балок многократно перекрывается аккумуляцией продуктов эрозии, сносимых с распаханых склонов. За время сельскохозяйственного освоения (последние 150-300 лет) в балках накопились агрогенные наносы мощностью 1-2 м, что соизмеримо с величиной аккумуляции за весь голоцен. Антропогенный фактор увеличил на 1-2 порядка интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов, но аккумулятивные тенденции, характерные для естественного развития балок в голоцене, сохранились. Из этого следует, что как в голоцене, так и в современную эпоху балки служат ёмким коллектором продуктов денудации, не позволяя значительной части потока наносов достигать следующего звена флювиальных систем – речных долин.

Реконструкция эрозионной истории позволяет заключить, что при существующем характере природопользования и сохранении современных климатических условий значительной активизации процессов линейной эрозии можно не ожидать. Однако этого нельзя гарантировать, если климатические условия изменятся в сторону роста количества и интенсивности атмосферных осадков. Геоморфологически и геологически обусловленный предел эрозионного расчленения демонстрирует древняя эрозионная сеть изученной территории. Если произойдет её омоложение, территория превратится в бедленд, где современные виды хозяйственной деятельности будут невозможны. В связи с этим в условиях современных быстрых изменений климата большое практическое значение приобретает среднесрочный климатический прогноз.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А., Дедков А.П. Смена климатов и развитие рельефа // Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука. 1981.

Басаликас А.Б., Швядас К.И. Фазовость перигляциального преобразования рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей // Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981.

Беляев Ю.Р. История развития верховий долины р. Межи (верховья бассейна Зап. Двины) в поздне- и послемосковское время // Эрозия почв, овражная эрозия, русловые процессы: теоретические и прикладные вопросы. М.: Геогр. фак-т МГУ. 2011.

Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего-позднем плейстоцене // Геоморфология. 2008. №1.

Беляев Ю.Р., Панин А.В., Беляев В.Р. История развития балок центра Русской равнины (на примере Чолоховской балки, Сатинский полигон МГУ) // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2003. №5.

Беляев Ю.Р., Беляев В.Р., Голосов В.Н., Маркелов М.В. Особенности трансформации рельефа малого водосбора района Торжокской конечноморенной гряды за период агрикультурного освоения // Геоморфология. 2004. №1.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1986.

Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И., Ковальчук И.П., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. М.: МГУ. 1991.

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Изв. ВГО. 1982. Том 114. Вып.3.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография. М.: ГЕОС. 2002.

Динамика лесных экосистем юга валдайской возвышенности в позднем плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС. 2011.

Еременко Е.А., Каревская И.А., Панин А.В. Последледниковая трансформация флювиогляциальных ложбин в краевой зоне московского оледенения // Известия РАН. Сер. геогр. 2010. №2.

Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины // М.: МИРОС. 2010.

Еременко Е.А., Панин А.В. Происхождение ложбинной сети центральных и южных районах Восточно-Европейской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2011. №3.

Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1992.

Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ. 1961.

Панин А.В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет // Доклады РАН. 2008. Том 423. №2.

Панин А.В., Еременко Е.А., Ковда И.В. Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополья в конце плейстоцена. Часть I. Ложбинная сеть // Геоморфология. 2011. №1. Часть II. Современные балки. Эрозионная история региона // Геоморфология. 2011. №2.

Панин А.В., Каревская И.А., Маркелов М.В. Эволюция долины ручья Язвицы (бассейн Средней Протвы) во второй половине голоцена // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 1999. №2.

Панин А.В., Каревская И.А., Фузеина Ю.Н., Шеремецкая Е.Д. Среднеголоценовая фаза оврагообразования в Юго-Западном Подмоскovie // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2009. №6.

Панин А.В., Малаева Е.М., Голосов В.Н., Иванова Н.Н., Маркелов М.В. Геолого-геоморфологическое строение и голоценовая история развития Берестовой балки (Ростовская область) // Геоморфология. 1998. №4.

Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеоруслa рек Русской равнины // Известия РАН. Сер. геогр. 2000. №6.

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. 2008. Том 35. №4.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенение-межледниковье-оледенение» // Геоморфология. 1997. № 2.

Сычева С.А. Эволюция московско-валдайских палеоврезов междуречий Среднерусской возвышенности // Геоморфология. 2003. №3.

Сычева С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К., Сулержицкий Л.Д., Узянов А.А. Этапы развития эрозии на Среднерусской возвышенности в голоцене // Геоморфология. 1998. №4.

Хруцкий С.В. Проблема формирования балок в связи с изменениями климата плейстоцена // Геоморфология. 1985. № 1.

Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В. Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения // Геоморфология. 2012. №1.

Эрозионные процессы (географическая наука практике). М.: Мысль, 1984.

Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia // Geomorphology. 2009. V. 108.

Panin A., Fuzeina Yu., Karevskaya I., Sheremetskaya E. Mid-Holocene gullyng indicating extreme hydroclimatic events in the centre of the Russian Plain // Geographia Polonica. 2011. V.84. Spec. Issue. Part 1.