

Сидорчук А.Ю.¹⁾, Борисова О.К.²⁾, Панин А.В.¹⁾, Чернов А.В.¹⁾

¹⁾ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

²⁾ *Институт географии РАН*

ЭВОЛЮЦИЯ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 150 ТЫСЯЧ ЛЕТ

Введение

Палеорусловедение было выделено Р.С. Чаловым (1996) как раздел науки о речных руслах (русловедения). Первые работы в этой области относятся к концу 19 века (Докучаев, 1878; Дэвис, 1962), но методологические основы палеорусловедения были заложены в 50-60-е гг. прошлого столетия работами Дж. Дьюри (1954, 1964, 1965), И.А. Волкова (1963) и Н.И. Маккавеева с соавторами (Экспериментальная..., 1969). Информация о морфологии палеорусел и характеристиках аллювиальных отложений широко использовалась в палеогидрологии (Dury, 1964, 1965; Baker, 1973; Rotnicki, 1991, и др.). В научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов работы по палеорусловедению ведутся непрерывно с начала 1970-х гг. (Маккавеев, Чалов, 1970, Сидорчук, 1975, Чернов, Гаррисон, 1981, Панин и др., 2011а, см. обзор в Сидорчук, 2004). В дальнейшем благодаря работам А.В. Панина с соавторами (Панин и др., 2011б; Еременко, Панин, 2010; Panin et al., 2011) эти исследования были распространены на всю эрозионно-русловую (флювиальную) систему, а палеогеографические реконструкции, проведенные О.К. Борисовой при помощи палеофлористического метода (Борисова, 2011, 2013; Borisova, 2002; Borisova et al., 2006), позволили подвести под геоморфологические данные ландшафтно-климатическую основу. В результате была разработана общая схема эволюции эрозионно-русловых систем (ЭРС) на территории Восточно-Европейской равнины на протяжении приблизительно последних 150 тысяч лет, т.е. начиная с позднеледникового московского оледенения (или московской стадии днепровского оледенения). Изложение материала построено по хронологическому принципу, причем рассматриваемые интервалы времени сокращаются от ранних этапов к поздним по мере увеличения количества информации (рис. 1). Основные реконструированные ландшафтно-климатические изменения сопоставляются с климатостратиграфией ледяных кернов из Гренландии (North GRIP Members, 2004 и др.), поэтому датировки, полученные с помощью радиоуглеродного метода, за исключением специально оговоренных случаев, приведены к календарному возрасту (Reimer et al., 2009).

Позднеледниковье московского оледенения

Во время московского покровного оледенения (или московской стадии днепровского оледенения = стадия варта вислинского оледенения в Западной Европе) краевые части ледникового щита перекрывали бассейны Немана, Западной Двины, верхнего Днепра, верхней Оки, верхней Волги, Северной Двины, Мезени, средней и нижней Печоры. В позднем пленигляциале и в холодные стадии московского позднеледникового во внеледниковой области существовали перигляциальные лесостепи и сосново-березовые редколесья (Болиховская, 1995). Во время интерстадиальных потеплений возрастала роль лесных сообществ (сосновых лесов с участием лиственницы, еловых лесов с примесью кедра, смешанных березовых лесов); в открытых сообществах увеличивалась роль злаков, осок и мезофильного разнотравья (Борисова, Новенко, 2014).

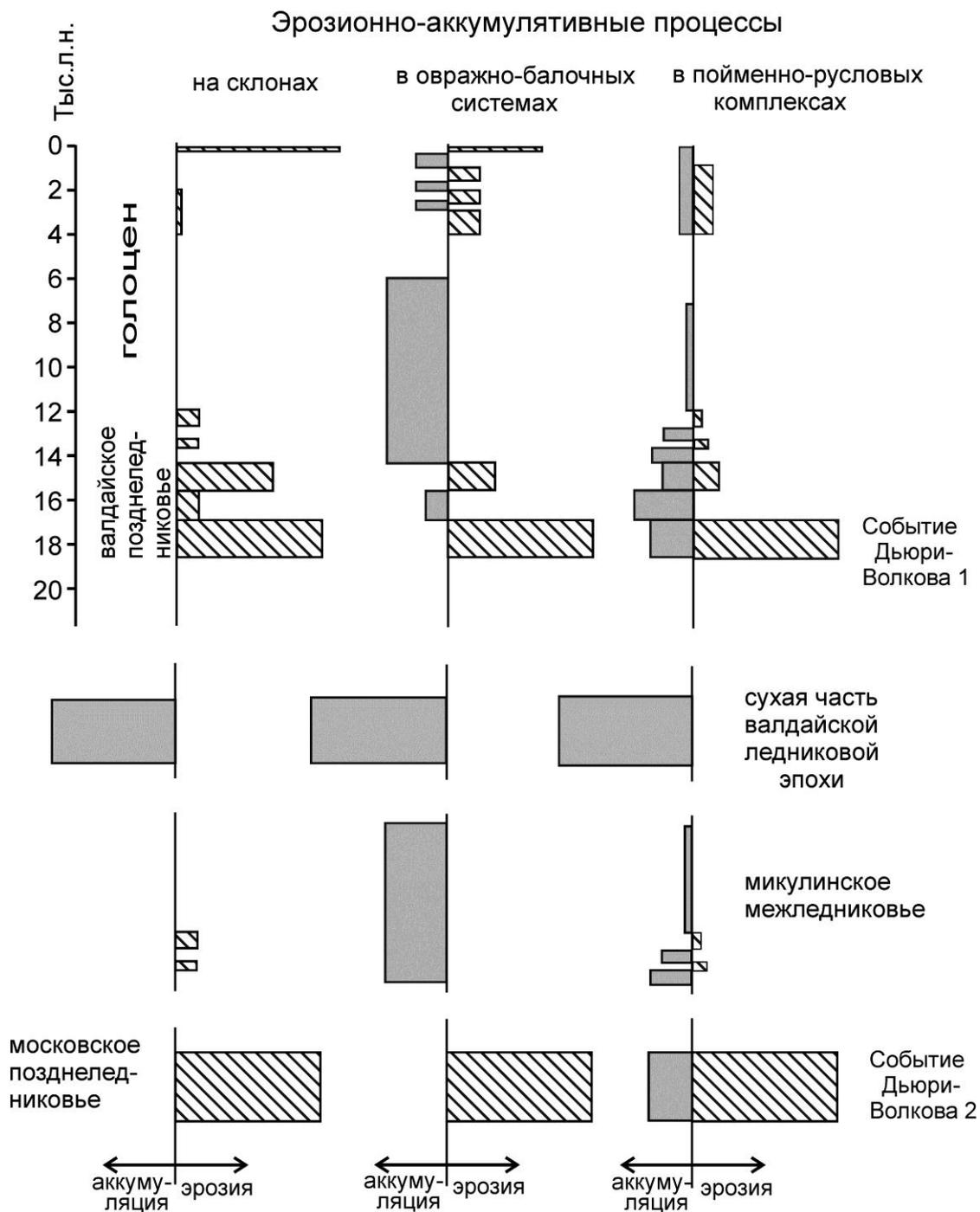


Рис. 1. Эволюция эрозионно-русловых систем за последний ледниково-межледниковый макроцикл и голоцен

Климат московского позднеледниковья был относительно влажным – предположительно, этому времени соответствовала позднехазарская (гирканская) трансгрессия Каспийского моря. Хотя позднехазарская трансгрессия Каспия была невысокой – Прикаспийская низменность не была затоплена (Свиточ, 1991), – поверхностный сток был, вероятно, довольно велик. В позднеледниковье московского оледенения произошло значительное врезание во всех элементах ЭРС. На Восточно-Европейской равнине на склонах междуречий была заложена сеть глубоких эрозионных борозд (Еременко, Панин, 2010). Вероятно, в этот же период сформировались глубокие

балки на террасах рек. В настоящее время это вторые надпойменные и более высокие террасы, которые образовались в результате глубокого врезания рек в днища долин (Строение..., 1996; Антонов, 2004; Шеремецкая и др., 2012).

Микулинское межледниковье

Ландшафтно-климатическая характеристика микулинского межледниковья (земского межледниковья в Западной Европе) основана на многочисленных палинологических данных, которые позволили реконструировать растительность для термического оптимума этой эпохи (Гричук, 1982 и др.), а также температуру воздуха для наиболее холодного и наиболее теплого месяцев (января и июля) и годовые осадки (Климаты и ландшафты..., 2010). Температура воздуха в январе была на 10°C выше современной в бассейне верхней Волги, на остальной территории Восточно-Европейской равнины это превышение составляло не менее 4°C. Осадков выпадало на 100 мм больше современных, но и испаряемость увеличивалась примерно на такую же величину. Растительность на этой территории была, в основном, лесная, и только на крайнем северо-востоке равнины сохранялись тундры. Темнохвойные леса доходили до побережья Северного Ледовитого океана, хвойно-широколиственные леса почти достигали Полярного круга. В средней полосе Восточно-Европейской равнины господствовали широколиственные леса с грабом, лесные сообщества продвигались на несколько сот километров на территорию современной зоны степей, образуя широкую полосу лесостепи (Климаты и ландшафты..., 2010).

Густая растительность способствовала значительному уменьшению эрозии на склонах и стабилизации линейных форм эрозионного рельефа, где происходила медленная аккумуляция терригенных отложений, формирование почв. В вершинах многих балок образовались болота, накапливался торф (Шеремецкая и др., 2012). Глубокие врезы предыдущей эпохи в речных долинах заполнялись аллювиальными отложениями (Строение..., 1996).

Валдайская ледниковая эпоха

Детальная характеристика колебаний климата в течение валдайской ледниковой эпохи (вюрмской, или вислинской, в Западной Европе) получена благодаря исследованиям изотопного состава кислорода во льдах Гренландии (проекты GRIP, GISP и NorthGRIP). В целом эта эпоха была холоднее современной, причем изменчивость температуры воздуха во времени была очень высокой. На протяжении валдайской ледниковой эпохи по результатам изотопных исследований ледниковых кернов отчетливо выделяются квазипериодические колебания – так называемые события Дансгора-Эшгера (Dansgaard et al., 1984). Длительность этих осцилляций различна и составляет от 1,5 до нескольких тысяч лет. На протяжении каждого такого цикла температура воздуха резко, за 10-200 лет (Steffensen et al., 2008) увеличивалась на 8-15° (Huber et al., 2006), затем быстро падала и, наконец, в течение длительного времени (сотни и первые тысячи лет) понижалась до прежнего уровня. 23 наиболее ярко выраженных пика потепления этого типа, выделяющиеся на протяжении ледниковой эпохи позднего плейстоцена, получили последовательные номера. Началу первого, самого молодого цикла (событие D-O 1) в европейской климатостратиграфической шкале соответствует резкое потепление при переходе от древнего дриаса к бёллингу. Причины возникновения осцилляций Дансгора-Эшгера не выяснены, однако прослеживается связь наиболее глубоких термических минимумов с т.н. событиями Хайнриха, то есть с этапами повышения интенсивности разноса терригенного материала айсбергами в северной Атлантике (Heinrich, 1988). Пики содержания продуктов айсбергового разноса в океанических осадках соответствуют по времени максимумам похолодания, завершающим собой события D-O. Следовательно,

возможна связь возникновения цикличности Дансгора-Эшгера с процессами формирования глубинных вод в северной Атлантике и с перестройками глобальной термогалинной циркуляции вод Мирового океана (Rapp, 2009).

В валдайскую эпоху материковые льды в Скандинавии и на Баренцевоморско-Карском шельфе существовали практически непрерывно, изменялось только положение их краевых зон (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). На Восточно-Европейскую равнину льды на протяжении валдайской ледниковой эпохи надвигались трижды – около 90-80 60-50 и 25-15 тыс. лет назад (Svendsen et al., 2004). Первое и второе оледенения (с основным центром на Баренцевоморском шельфе) распространялись только на низовья Печоры и, возможно, Мезени, где в это время формировались подпрудные озера (т.н. озеро Коми). Уровень воды в этих озерах не превосходил 100 м абс., и перелива из бассейна Печоры в бассейн Камы не происходило. Льды последнего оледенения с центром в Скандинавии в максимальную стадию перекрывали современные бассейны рек Балтийского моря, Онежского озера, верхнего Днепра и верхней Волги (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). По Северной Двине ледник доходил почти до устья Вычегды, перекрывая устьевую область Мезени (Demidov et al., 2004, 2006)

Во внеледниковой области в первую половину валдайской ледниковой эпохи в холодные периоды существовали сосново-березовые редколесья и перигляциальные лесостепи, а во вторую – перигляциальные тундры, лесотундры, лесостепи и степи. В периоды интерстадиальных потеплений господствовали сосново-березовые леса с примесью ели, пихты, сибирского кедра (Борисова, Гуртовая, 1994). В наиболее теплые интервалы среднего валдая в лесных сообществах южной части Восточно-Европейской равнины встречалась примесь широколиственных древесных пород (Болиховская, 1995). Климатические характеристики для времени максимального распространения оледенения (около 21500 кал. лет назад) реконструированы по палеофлористическим данным для района, расположенного в среднем течении Западной Двины (окрестности сел Слобода и Дричалуки). Температура воздуха в январе была на 13-14°, а в июле на 7-9° ниже современной, осадков выпадало на 100 мм меньше, но слой поверхностного стока был на 140-290 мм больше современного. Ближайший современный район-аналог, определенный путем сопоставления современных ареалов видов ископаемой флоры (то есть та территория, где в настоящее время совместно произрастают все виды данной флоры или их подавляющее большинство), расположен в Восточных Саянах, в верховьях р. Оки – притока Ангары (Sidorchuk et al., 2011).

Процессы рельефообразования в ЭРС, развивавшиеся во внеледниковой области валдайского оледенения в его холодные стадии, относятся к категории перигляциальных процессов. Они подробно описаны для восточной части бассейна Камы и средней Волги (Бутаков, 1983, Валиуллина, Илларионов, 2010); аналогичные явления происходили и в ЭРС Среднерусской возвышенности (Величко и др., 1996). Эрозионные формы на склонах и балочные системы активно заполнялись делювиальными и солифлюкционными отложениями, при этом часто за счет разной скорости выколачивания склонов разной экспозиции возникала так называемая климатическая асимметрия малых долин. В долинах рек также происходила интенсивная аккумуляция и формировался мощный перигляциальный аллювий песчаного и суглинистого состава. Вероятно, преобладали реки, разбитые на многочисленные небольшие рукава. В условиях разреженной перигляциальной растительности широко распространялись эоловые процессы. В некоторых областях Восточно-Европейской равнины развивались перигляциальные дюны и покровные пески. На обширных территориях формировались мощные толщи лессов и лессовидных отложений, происходило морозное растрескивание грунтов и образование жильных льдов (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009).

Существенно меньше известно о процессах в ЭРС в периоды потепления климата внутри валдайской ледниковой эпохи, в частности, во время длительного средневалдайского мегаинтерстадиала. В долине Сейма для одного из теплых этапов в

конце среднего валдая (OSL датировка $33,1 \pm 3$ тыс. лет назад) выявлено обычное для такой реки перемещение крупных песчаных гряд (Панин и др., 2011). В первую половину позднего плейстоцена (до максимума оледенения) происходила деградация эрозионного и руслового рельефа. Склоновые линейные формы рельефа, вплоть до балок глубиной в несколько метров, были заполнены делювиальными и эоловыми отложениями. В речных долинах сформировались обширные поля аккумуляции песчаных и суглинистых наносов, тогда как русла рек были слабо выражены морфологически.

Начало деградации поздневалдайского покровного оледенения

Отступление материковых льдов валдайского оледенения сопровождалось стоком талых вод и образованием многочисленных озер по периферии ледникового поля. На северо-западе Восточно-Европейской равнины на ранних этапах деградации ледникового покрова, во время бологовской и едровской стадий (21500-20300 лет назад), происходил сток талых ледниковых вод через понижения в предвалдайском главном водоразделе в верхний Днепр и его притоки (в Припять и Березину). Этот сброс привел к формированию первых надпойменных террас названных рек с отложениями, датируемыми ~21500 лет назад (Kalicki, San'ko, 1992), и хорошо выраженных крупных изгибов долин (макроизлучин) на уровне первых террас. Величина стока талых вод в верховьях Днепра была рассчитана как по балансу примыкающего участка покровного ледника, так и по размерам этих макроизлучин (Sidorchuk et al., 2011); она составляла около 60 км^3 в год. По мере отступления края ледника к северу освобождался коридор стока на запад через долины Немана и Западной Двины, поэтому уже в вепсовскую стадию оледенения (около 18500 лет назад) сброс талых вод через долину Днепра прекратился.

Бассейн верхней Волги в это время был занят многочисленными приледниковыми озерами, но вопрос, происходил ли сброс талых ледниковых вод также и по руслу Волги, остается дискуссионным.

На северо-востоке Восточно-Европейской равнины подпрудные приледниковые озера, видимо, существовали длительное время, так как льдами были перекрыты нижняя часть долины Ваги, долина Северной Двины приблизительно до 62° с.ш., нижняя часть бассейна Пинеги и устьевая часть долины Мезени (Demidov et al., 2006). Максимальные уровни воды в этих подпрудных озерах уменьшались с юго-запада на северо-восток: в устье Ваги – 135 м над ур. моря (Demidov et al., 2004), в устье Вычегды – 65 м (Sidorchuk et al., 1999), на Мезени – 15-25 м (Demidov et al., 2006). При этом сток рек в северном направлении, вероятно, полностью не прекращался, продолжаясь подо льдом. Такую гипотезу высказывал Н.И. Маккавеев в период работ на Северной Двине в 1950-х гг. (Р.С. Чалов, личное сообщение). Эта гипотеза подтверждается существованием в устьевой части Вычегды дельтовых песчаных косослоистых отложений, слагающих здесь третью террасу с отметками поверхности 80 м в 100 км выше устья и 65 м в устье реки. Крупность этих песков соответствует скорости течения не менее 0.3-0.5 м/с. Здесь важно отметить, что перетока вод из долины Вычегды в долину Камы, наличие которого предполагалось ранее (Квасов, 1975; Lunkka et al., 2001), в это время не существовало (Зарецкая и др., 2014).

Период формирования больших палеорусел

Первое потепление интерстадиального ранга, наступившее после максимума валдайского оледенения (позднего плейстоцена) и открывающее собой позднеледниковый этап, не имеет резкого начального пика потепления на гренландских кислородно-изотопных кривых и поэтому не вошло в число пронумерованных событий Дансгора-Эшгера. На территории Европы само выделение интерстадиала, предшествующего бёллингу и отделенного от него холодной стадией древнего дриаса, и

его временные рамки до сих пор остаются дискуссионными. Относительно прохладное интерстадиальное потепление с радиоуглеродным возрастом 13-14 тыс. лет (так называемый раунисский интерстадиал) было выделено по данным комплексного исследования межморенных торфянистых отложений на территории Латвии (Стелле и др., 1975; и др.), хотя некоторые авторы не исключают возможности удревнения этих радиоуглеродных датировок (см. Dreimanis, Zelčs, 1995). Свидетельства существования интерстадиала, предшествующего бёллингу, прослеживаются по комплексу палеогеографических данных и в средней полосе Восточно-Европейской равнины (см., например, Sidorchuk et al., 2009). Ландшафтно-климатические условия для близкого временного интервала реконструированы для средней части бассейна Десны (район с. Юдиново) (Sidorchuk et al., 2011). Согласно палинологическим данным, в этот период в бассейне Десны были распространены лесостепные ландшафты, где редколесья формировали береза и сосна с примесью лиственницы; встречались также участки еловых лесов с примесью сибирского кедра и пихты (Борисова, Новенко, 1999). Современный район-аналог, определенный по составу ископаемой флоры (Sidorchuk et al., 2011), находится на Алтае, в средней части долины Бии. Реконструкция показала, что во время существования этой флоры температура воздуха в январе была на 6-10°, а в июле на 2° ниже современной, осадков выпадало на 125-225 мм больше, а слой поверхностного стока был на 350-400 мм больше современного (в абсолютных величинах – 700-800 и 500-550 мм соответственно).

Таким образом, описанному интерстадиальному потеплению соответствовал существенный рост осадков, что при малом испарении и при вероятном наличии многолетнемерзлых грунтов обеспечивало значительный годовой поверхностный сток – в 2-3 раза больше современного. В результате произошло кардинальное изменение эрозионного и руслового рельефа. На склонах в условиях относительно разреженной растительности происходил смыв; ложбины, выровненные в предшествующую холодную эпоху, были вновь промыты. Полностью восстановился балочный рельеф – врезание в средних частях крупных балок превысило 15 м. В речных долинах были размыты отложения валдайского времени и сформировались большие меандрирующие русла (шириной до 10-15 раз больше современных) с обширными отмелями (пляжами) в вершинах излучин, крупными побочными и осередками. Ширина поймы на этом этапе контролировалась шириной пояса меандрирования. Есть все основания предполагать, что размер этих русел в первую очередь определялся расходами половодья, которые были в 5-6 раз мощнее современных на тех же реках. Вертикальная амплитуда руслового рельефа была в 2-3 раза больше современной, плесы были промыты на значительную глубину, а прирусловые валы достигали высоты первой надпойменной террасы, образованной на предшествующем этапе. Фрагменты больших палеорусел обнаруживаются по всей внеледниковой области Восточно-Европейской равнины вплоть до границы распространения вечной мерзлоты валдайского времени (Сидорчук и др., 2000, 2008; Sidorchuk, 2003; Sidorchuk et al., 2001, 2009, 2011).

С большим поверхностным стоком в бассейне Волги (обусловленным метеорными осадками, без существенной доли талых ледниковых вод) связана хвалынская трансгрессия Каспийского моря, которая достигала отметок +50 м. Были затоплены Прикаспийская низменность и долина Волги до современной Самары, Волга и ее притоки находились в подпоре, и в их долинах формировались эстуарно-дельтовые отложения. В долине нижней Волги это так называемые шоколадные глины. Максимальный уровень трансгрессии контролировался орографически – высотой перемычки в Манычском проливе, которая отделяла бассейн Каспийского моря от бассейна Черного моря (Менадбе, Свиточ, 1990).

В Черном море в этот период формировалась т.н. гидрократическая трансгрессия (Благоволлин и др., 1976), которая, по нашим расчетам, определялась гидравлическим подпором вод Мраморного и Черного морей стоком через порог в проливе Дарданеллы.

Сток рек в Черное море в период формирования больших палеорусел был примерно в три раза больше современного (Sidorchuk et al., 2011), а уровень приемного водоема – Мирового океана – был около -120 м. Отметка скального ложа на пороге в Дарданеллах составляет -74 м, и при таком стоке максимальная глубина потока в проливе была около 10 м. В результате уровень Мраморного моря держался на отметке -64 м. Пролив Босфор также был промыт до скального основания с отметкой -110 м. В результате здесь были большие глубины, и величина подпора по Босфору была незначительной. Уровень Черного моря не более чем на метр превышал уровень Мраморного моря и находился на отметке около -63 м. Северная часть черноморского шельфа в это время была осушена и представляла собой обширную равнину (Динамика..., 2002). Реки, впадавшие в Черное море, были врезаны в устьевых частях и формировали дельты на современном подводном склоне.

Примерно 17800 лет назад в западной части Черного моря начали откладываться красновато-коричневые глины (Bahr et al., 2006). Это событие связывается с размывом перемычки в Манычском проливе и прорывом вод хвалынского Каспия в Черное море. Уровень Каспийского моря катастрофически быстро упал с +50 до +22 м. Произошло врезание в низовьях Волги и ее притоков, сформировались террасы на отметках 30-50 м. Важно отметить, что это врезание произошло в пределах периода формирования больших палеорусел, так как размеры фрагментов палеорусел на террасах и на пойме одинаково велики. Во время прорыва около 22000 км³ воды перелилось через долины Маныча и Пра-Дона в низко стоящее Черное моря. Судя по размеру русловых образований в долине Маныча, годовой сток достигал здесь 2000 км³ (Sidorchuk et al., 2011).

Древний дриас

После относительно теплого «раунисского» интервала наступило резкое похолодание климата, которое хорошо отражается на гренландской палеотемпературной кривой. Этому похолоданию соответствует второй сверху слой грубых отложений в северной Атлантике – событие Хайнриха 1. Оно сопоставляется со стадиялом древний дриас европейской климатостратиграфической шкалы. Климатические характеристики этого времени реконструированы для средней части бассейна реки Москвы (д. Остров) (Sidorchuk et al., 2009). Палеофлора характеризуется обилием ксерофитов и ксерогалофитов, выдерживающих холодную зиму, а также гелиофитов, указывающих на разреженный и преимущественно безлесный растительный покров. Температура воздуха в январе была около -32°C, т.е. на 20-22° ниже современной. Лето было теплое, в июле температура воздуха составляла 18°C, что практически совпадает с современной. Осадков выпадало около 400 мм, что на 20-180 мм меньше современного значения. Однако годовой коэффициент стока составлял 0.7-0.75, так что слой поверхностного стока был на 10-100 мм больше современного (в абсолютных величинах 300 мм). Регион-аналог для этого интервала располагается в верховьях Енисея, к югу от узла слияния Ка-Хема и Бий-Хема, в холодной и сухой Тувинской котловине со степной растительностью. Реконструкция показывает, что годовая амплитуда температуры воздуха (около 50°C) по меньшей мере на 20°C превышала современную. Предполагается, что в период древнего дриаса произошло существенное ослабление влияния Гольфстрима на климат Европы и, соответственно, возрастание континентальности климата (Adams et al., 1999; Liu et al., 2009).

С древним дриасом связано начало отмирания больших палеорусел – самые нижние слои отложений, заполняющих большие староречья, датируются этим временем. С большой вероятностью можно говорить о снижении уровня Черного моря до -66-67 м и, соответственно, о некотором выдвигании дельт рек бассейна этого моря. Регрессия Каспия в это же время, согласно нашим оценкам, достигала приблизительно современного уровня.

Переход от древнего дриаса к бёллингу

Изменения изотопного состава кислорода во льдах Гренландии показывают, что переход от холодной стадии древнего дриаса к теплomu интерстадиалу бёллинг произошел крайне резко. По оценкам, основанным на изменениях содержания тяжелого изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в ледяном керне GISP2, на этапе самого быстрого потепления рост температуры составил около 14°C менее чем за 200 лет (Liu et al., 2009). Это резкое потепление начинается собою цикл Дансгора-Эшгера 1.

Климатические реконструкции, проведенные при помощи палеофлористического метода (Vorisova et al., 2006), также указывают на значительное изменение климата на этом рубеже. Для района слияния Сейма и Свапы по флорам с возрастом около 15 и 14,4 тысяч лет были получены два района-аналога, расположенные в верховьях Енисея ниже узла слияния Ка-Хема и Бий-Хема. Хотя эти районы находятся лишь в 40 км к северо-западу от центра Тувинской котловины (района-аналога для похолодания древнего дриаса), климат здесь значительно мягче: средние температуры января на 7 и 9°C выше, а осадков выпадает на 50 и 100 мм больше. По сравнению с современным слой поверхностного стока 15 и 14,4 тысяч лет назад был на $175\div 225$ и $240\div 290$ мм больше, что лишь на 100 мм меньше, чем в период формирования больших палеорусел.

Морфологическое выражение значительного повышения поверхностного стока при переходе от древнего дриаса к бёллингу невелико, во всяком случае, на изученных нами объектах на Восточно-Европейской равнине. Можно предположительно отнести к этому периоду формирование в долине Сейма вторичного русла с размерами меньше большого палеорусла, но больше современного русла (Панин и др., 2001; Vorisova et al., 2006). В долине Хопра, возможно, к этому периоду относится изменение формы поперечного сечения большого палеорусла у левого борта долины (Панин и др., 2013). Основным же процессом в ЭРС оставалась аккумуляция наносов как в склоновой эрозионной сети, так и в больших палеоруслах.

На Каспийском море в этот период, по расчетам водного баланса, была кратковременная трансгрессия, которая достигала Маньчского порога.

Бёллинг-аллерёд

Теплый период, включающий в себя интерстадиалы бёллинг и аллерёд, разделенные кратковременным похолоданием среднего дриаса, продолжался около 2000 лет. В центральном регионе Восточно-Европейской равнины в наиболее теплые фазы внутри этого временного интервала температура воздуха зимой была на $5-8^\circ\text{C}$, летом – на $2-5^\circ\text{C}$ ниже современной. Районы-аналоги, определенные по палеофлористическим данным для этого потепления, располагаются на южном Урале и на Алтае южнее Телецкого озера, в условиях сочетания таежной и лесостепной растительности (Sidorchuk et al., 2009, 2011). Осадков выпадало на 100-300 мм больше современных, слой стока был лишь несколько выше современного (от 0 до 100 мм), так как потери на испарение были значительны. Внутри теплого периода бёллинг-аллерёд насчитывается не менее трех кратковременных сухих холодных эпизодов. Одним из них является средний дриас, когда зимой температура воздуха была на 17°C ниже современной, а осадков выпадало на 100 мм меньше. Однако из-за уменьшения потерь стока, вызванного похолоданием, поверхностный сток в эти сухие периоды значительно не снижался.

Основным процессом в ЭРС на протяжении бёллинга-аллерёда оставалась аккумуляция наносов и в склоновой эрозионной сети, и в больших палеоруслах. Глубоко врезаемые балки в долине Хопра за этот период были заполнены наносами более чем на 2 м, в плесах отмерших больших палеорусел накопилось до 4 м тонкого аллювия (Sidorchuk, Vorisova, 2000).

На Каспийском море, по нашим расчетам водного баланса, этому интервалу соответствовала глубокая регрессия, когда уровень воды мог опускаться до -38-39 м. На Черном море в аллереде началась эвстатическая трансгрессия, которая контролировалась уже не гидравлично-гидрологическими факторами, а положением уровня Мирового океана.

Молодой (поздний) дриас

Холодный стадиал поздний дриас во многом аналогичен древнему дриасу. Это похолодание хорошо читается на гренландских кислородно-изотопных кривых, ему соответствует самый верхний слой грубых отложений, связанных с активизацией айсбергового разноса в северной Атлантике – событие Хайнриха 0. Реконструкции для позднего дриаса, проведенные для средней части бассейна реки Москвы (д. Остров) показали, что район-аналог почти совпадает с таковым для древнего дриаса и располагается в верховьях Енисея, в холодной и сухой Тувинской котловине, где дерновинно-злаковые степи соседствуют с лиственничными редколесьями (Sidorchuk et al., 2009). Температура воздуха в январе была около -32°C , т.е. на $20-22^{\circ}$ ниже современной. Лето было теплым: в июле температура воздуха составляла 18°C , что практически совпадает с современной. Осадков выпадало около 400 мм, что на 20-180 мм меньше современного значения. Ландшафтно-климатические условия района-аналога позволяют предполагать наличие многолетней мерзлоты в бассейне Москвы-реки в позднем дриасе. С этим связаны малые потери стока половодья: предполагаемый коэффициент стока составлял около 0.7-0.75. Годовой слой стока превышал современный на 10-100 мм, достигая 300 мм в год.

Увеличение слоя поверхностного стока в позднем дриасе привело к оживлению эрозионных и русловых процессов. В долине Хопра к этому времени можно отнести формирование русел с шириной и шагом излучин больше современных, но меньше, чем в период образования больших палеорусел (Панин и др., 2013). Преобладающим процессом в ЭРС оставалась аккумуляция наносов как в эрозионной сети на склонах, так и в плесах больших палеорусел предшествующего многоводного этапа.

На Каспийском море в этот период, согласно расчетам водного баланса, была кратковременная трансгрессия, которая достигала отметки +10 м. На Черном море продолжалась эвстатическая трансгрессия.

Пребореальный период голоцена

Результаты изотопных исследований ледниковых кернов из Гренландии позволяют заключить, что амплитуды вторичных (вековых и тысячелетних) колебаний температуры, происходивших на протяжении голоцена, были на порядок меньше, чем амплитуды циклов Дансгора-Эшгера. Резкое увеличение содержания тяжелого изотопа кислорода в ледяном керне GISP2 на нижней границе голоцена происходит приблизительно за 200 лет и соответствует повышению температуры на 14°C (Liu et al., 2009). Эти изменения отражают потепление, подобное по скорости и амплитуде потеплениям, начинающим собой циклы Дансгора-Эшгера, однако в данном случае за скачкообразным ростом температуры воздуха не последовало ее понижения, вначале резкого, а затем более постепенного и длительного. Данные по Прибалтийскому региону также свидетельствуют о том, что на протяжении пребореала температура воздуха в целом увеличивалась: после 11600 лет назад (т.е. после формирования конечно-моренной гряды Сальпаусселькя II в позднем дриасе) Скандинавский ледниковый покров отступал со средней скоростью 260 м/год и к началу бореального периода (10000 лет назад) полностью деградировал (Lunkka et al., 2004).

Палинологические данные позволяют реконструировать ландшафтно-климатическую обстановку этого времени в разных регионах Восточно-Европейской

равнины. Регион-аналог для палеофлоры низовьев Свапы с возрастом 11200 лет назад расположен на южном Урале, на водоразделе рек Белой и Урала (Borisova et al., 2006). Зимние температуры воздуха здесь на 7-8°C ниже, чем в низовьях Свапы, летние – практически такие же. Годовые осадки и слой стока в регионе-аналоге также близки к таковым в месте обнаружения данной палеофлоры. Подобные климатические характеристики полностью соответствуют геоморфологической позиции отложений, вмещающих ископаемую флору: это нижняя часть аллювиальной толщи, заполняющей староречье Свапы с размерами палеоруслу, близкими к размерам современного русла реки. Эти данные показывают, что уже в самом начале голоцена на севере лесостепи морфологические характеристики русла приблизились к современным. Скорость осадконакопления в больших палеруслах Свапы и Сейма резко уменьшилась, видимо, из-за выхода древней поймы из-под уровня затопления. В конце пребореала климат здесь становился аридным: около 10200 лет назад большое палеорусло Свапы у д. Семеновка было перекрыто эоловой дюной. Однако скорости осадконакопления в вершине балки Кремский Лог оставались довольно высокими, что говорит о значительном смыве наносов с водосбора.

В долине Хопра осадконакопление в ЭРС замедлялось, но не прекращалось. В низовьях балок к середине пребореала накопилось более 7 м отложений (Sidorchuk, Borisova, 2000), начали заполняться наносами палеруслу промежуточных размеров на пойме реки (Панин и др., 2013).

В долине нижней Вычегды пребореал также был сухим: здесь выпадало вдвое меньше осадков, чем теперь. Однако коэффициент стока был значительным, и при минимуме осадков здесь формировалось большое палеорусло А с шириной и шагом излучин больше, чем у современной Вычегды (Sidorchuk et al., 2001).

Бореальный период голоцена

Для бореального периода голоцена (10000-9000 лет назад) уже характерны растительные ассоциации современного типа. Это дает возможность использовать карты реконструированной растительности для этого периода для составления карт климатических показателей (Хотинский, Савина, 1985). Согласно этим реконструкциям, климат бореального периода был более холодным и сухим, чем современный, на большей части Восточно-Европейской равнины. Только севернее долины Вычегды была более мягкая зима, и выпадало больше осадков. Эти климатические характеристики в целом соответствуют реконструкциям, сделанным палеофлористическим методом. Для долины Вычегды с ее пограничным положением в начале бореального периода (около 9800 лет назад) восстанавливаются более холодные зима и лето, и значительно большие осадки, по сравнению с современными, а для второй половины бореала (около 9400 лет назад) – более холодная зима, более теплое лето и существенно меньшие осадки, чем современные. В конце бореального периода в низовьях Вычегды происходило оживление эоловых процессов, и по периферии палеорусел бореального возраста формировались дюны. Прекращалось затопление поймы реки (Sidorchuk et al., 2001).

В долине Сейма и Свапы аналогичные признаки иссушения климата фиксируются с самого начала бореального периода (Borisova et al., 2006). Прекращается затопление поймы этих рек, в плесах больших палеорусел резко уменьшается отложение терригенного материала, начинает накапливаться торф. Формируются эоловые дюны (Панин и др., 2001).

В целом в ЭРС в бореале продолжались те же тенденции, которые существовали в пребореале: происходило общее замедление процессов осадконакопления в речной сети в связи с иссушением климата. Резко уменьшались размеры речных русел (на севере равнины – во второй половине бореала), что локально приводило к размывам речных берегов. На склонах эрозия уменьшалась, но всё еще была значительной, во всяком

случае, в северной части степной зоны в балках происходило накопление терригенного материала.

Атлантический период голоцена (9-5 тысяч лет назад)

Климатические реконструкции для атлантического периода голоцена многочисленны, особенно для климатического оптимума голоцена (примерно 5,5-6 тысяч ^{14}C лет назад, или 6800-6300 календарных лет назад) (см. обзор в Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Все они показывают более теплый, чем современный, климат: во время оптимума зимние температуры воздуха на Восточно-Европейской равнине были на 2-3°C выше современных, летние температуры были близки к современным на юге этой территории и выше современных на 4-5°C на севере. Осадки были меньше современных в полосе 55-60° с.ш. и увеличивались, превосходя современные на величину до 100 мм, как к югу, так и к северу от этой полосы. Реконструкции, полученные при помощи палеофлористического метода, в целом соответствуют этой картине. Так, регион-аналог для палеофлоры из долины Свапы с возрастом около 5600 лет назад расположен на междуречье среднего Днепра и Южного Буга на 5° западнее и на 2° южнее места отбора исследованной палеофлоры (Vorisoa et al., 2006). Зимние температуры воздуха здесь были на 1-2°C выше современных, летние – близки к современным. Осадков выпадало на 75-125 мм больше современных, однако слой стока был меньше современного из-за больших потерь на испарение. Следует отметить, что в первой части атлантического периода (около 8200 лет назад) зимы здесь были более суровыми (на 7-8 °C холоднее современных), а количество осадков и поверхностный сток превышали современные.

В низовьях Вычегды в период 9000-7000 лет назад осадконакопления на пойме не происходило. Около 7000 лет назад в ложбинах начал накапливаться торф. Регион-аналог для палеофлоры из этого торфа с возрастом 7000-6600 лет назад расположен на нижней Вятке на 1.5° восточнее и на 3° южнее места отбора изученной палеофлоры. Зимние температуры воздуха здесь были близки к современным, летние – на 2°C выше современных. Осадков выпадало на 50-60 мм меньше, слой стока был меньше современного на 100 мм из-за больших потерь на испарение (Sidorchuk et al., 2001).

Густая растительность и относительно малый поверхностный сток в атлантический период голоцена, даже в областях с повышенными по отношению к современности осадками, привели к общему затуханию процессов в ЭРС. На склонах эрозия была минимальной, в овражно-балочной сети формировались почвы, в вершинах некоторых балок образовались болота, где накапливался торф. Ширина и шаг излучин русел рек были самыми малыми со времени позднеледникового (Сидорчук и др., 2012). Однако амплитуда этих малых излучин была значительной, так что локальные размывы речных берегов могли быть существенными.

Оценки водного баланса для бассейна Каспийского моря показывают, что атлантический период голоцена был временем глубокой регрессии этого моря (Overeem et al., 2003).

Суббореальный и субатлантический периоды голоцена

В начале суббореала процесс похолодания, увлажнения климата и, как следствие, увеличение поверхностного стока привели к оживлению эрозионно-аккумулятивных процессов в ЭРС. В балках лесной и лесостепной зон начали формироваться донные врезы (Панин, 2008). Возникали благоприятные условия для врезания склоновых оврагов, особенно после лесных пожаров. Если в Западной Европе такое усиление эрозии нередко связывается с вырубкой лесов человеком, то на Восточно-Европейской равнине это был еще преимущественно природный процесс.

Наиболее существенные изменения в этот период выявлены для рек лесной зоны, в особенности для подзон средней и южной тайги (бассейны Вычегды, Вятки и Камы). Здесь началось увеличение ширины и шага меандр русел малых рек, которые сформировались в атлантический период голоцена. В суббореале еще сохранялись омегавидная форма этих излучин и их большая крутизна. В начале субатлантика ширины русел еще более увеличились (до современного состояния), а амплитуда речных излучин уменьшалась. Многие реки из меандрирующих преобразовались в разветвленно-извилистые.

Увеличение водоносности рек бассейна Волги привело к новокаспийской трансгрессии Каспия до абсолютных отметок -20 м и к формированию барьерных террас в устьях некоторых рек (например, Аграханского полуострова в дельте Терека). Уровень Мирового океана в суббореале стабилизировался, и дельты рек, впадающих в океан и окраинные моря, начали активно выдвигаться в открытое море или заполнять устьевые заливы и лагуны.

К югу от лесной зоны изменения морфологии малых рек были менее значительными, хотя локально отмечается существенное увеличение размеров русел рек на протяжении позднего голоцена. Как показывают палинологические данные по низовьям Дона (Борисова, 2013), в степной зоне на рубеже атлантического и суббореального периодов голоцена происходило увеличение океаничности и влажности климата, вероятно, вызванное снижением летних температур, а возможно – и ростом количества атмосферных осадков. Увеличение континентальности и засушливости климата во второй половине суббореального времени привело к почти полному исчезновению лесных сообществ и к развитию более ксерофитного варианта степей на данной территории. Современный облик растительности сложился на протяжении субатлантического периода голоцена при климатических условиях, близких к современным.

Заключение

Природная эволюция эрозионно-русловых систем (с учетом уже сложившегося рельефа и литологии) определяется изменениями поверхностного стока воды и защитных свойств растительного покрова. Эти два главных фактора, в свою очередь, зависят от климатических характеристик, в первую очередь соотношения тепла и влаги. Последние изменяются во времени квазипериодически, эти циклы образуют иерархию с набором периодов, амплитуд и фаз. Периоды, амплитуды и фазы циклов тепло- и влагообеспеченности обычно не совпадают. Поверхностный сток представляет собой нелинейную разность влаго- и теплообеспеченности, т.е. его изменение во времени часто слабо коррелирует с изменениями этих климатических характеристик по отдельности. Еще более сложным образом реагирует на изменения климата растительный покров, обладая способностью к саморегулированию, адаптации и регенерации. Результирующей этой сложной последовательности величин и трендов климатических характеристик является также сложная, многоуровневая эволюция эрозионно-русловых систем. В этой эволюции довольно отчетливо выделяются главные квазипериодические изменения, которые характеризуются самой большой амплитудой как отметок эрозионного рельефа, так и интенсивности процессов эрозии и аккумуляции. В каждом цикле прослеживаются следующие главные фазы (см. рис.1):

- 1) Глубокое врезание во всей эрозионно-русловой системе, от эрозионных борозд на склонах, оврагов и балок до речных русел. Эта фаза начинается после максимума оледенения и знаменует собой переход от ледникового периода к межледниковью. Она характеризуется экстремально неравномерным и сезонно большим поверхностным стоком воды, формировавшимся в условиях резкоконтинентального климата и перигляциальных ландшафтов с разреженной

растительностью. В конце этой фазы происходило частичное заполнение переуглублений эрозионной сети и речных русел.

- 2) Стабилизация всех элементов эрозионного рельефа, уменьшение размеров речных русел, сокращение до минимума интенсивности как эрозионных, так и аккумулятивных процессов. Фаза связана с потеплением, установлением межледниковых условий с теплым и влажным климатом, густой растительностью и значительно более равномерным поверхностным стоком.
- 3) Деградация всех звеньев эрозионного и руслового рельефа: сглаживание эрозионных форм на склонах междуречий за счет площадной аккумуляции, заполнение наносами овражно-балочных систем, уменьшение размеров речных русел и заполнение днищ речных долин наносами; сокращение до минимума интенсивности флювиального морфогенеза. Широкое развитие перигляциальных процессов – общего мерзлотного морфогенеза, криогенных склоновых процессов, эоловых процессов и образования лессов. Фаза связана с ледниковыми условиями, с холодным и сухим климатом, разреженной растительностью и минимальным поверхностным стоком.

Новая фаза глубокого врезания всех элементов ЭРС и максимальной интенсивности флювиальных процессов начинает собой следующий большой цикл эволюции ЭРС. В настоящее время установлены две таких фазы максимального врезания: первая – в валдайское позднеледниковье (заключительная часть изотопно-кислородной стадии 2, 16-18 тысяч лет назад) и вторая – в московское позднеледниковье (заключительная часть изотопно-кислородной стадии 6, начиная примерно со 140 тысяч лет назад). Вероятно, эти наиболее яркие события происходили в конце всех оледенений в пределах перигляциальной гиперзоны северного полушария Земли. Их можно назвать событиями Дьюри-Волкова, по именам двух исследователей, которые первыми их описали. Тогда событие Дьюри-Волкова в конце валдайской ледниковой эпохи получит обозначение ДВ-1, а событие в конце московского оледенения – ДВ-2. Так как события Дьюри-Волкова связаны с наиболее значительными трансгрессиями Каспийского моря, то событие ДВ-3 могло приходиться на время раннехазарской трансгрессии и т.д.

На фоне большого глобального цикла эволюции ЭРС выявляются квазипериодические изменения морфологии эрозионно-флювиального комплекса, связанные с климатическими вариациями второго порядка, с периодом от нескольких тысяч лет и меньше. Характеристики этих осцилляций могут быть самыми разными, в зависимости от соотношения величин тепло- и влагообеспеченности и их трендов. Реакция ЭРС на эти изменения тоже может быть самой разной и при этом сильно различаться для разных элементов ЭРС в силу большой инерционности элементов системы и факторной относительности (Маккавеев, 1971). Для анализа и обобщения таких изменений внутри эрозионно-русловых систем требуются гораздо более детальные палеогеографические, палеогеоморфологические и палеогидрологические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов С.И. Изменения морфологии мезорельефа междуречий центральных районов Русской равнины в плейстоцене // Морфология рельефа. М.: Научный мир. 2004. С. 123-133.
- Благоволин Н.С., Муратов В.М., Островский А.Б., Серебряный Л.Р. Палеогидрология Балтийского и Черного морей в четвертичном периоде // Проблемы палеогидрологии / Г.П.Калинин, Р.К.Клиге (ред.). М.: Наука. 1976. С. 113-137.
- Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 1995. 270 с.

- Борисова О.К. Переходные этапы последнего климатического макроцикла: особенности изменений климата и растительности // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3 / Под ред. Н.С. Болиховской и С.С. Фаустова. М.: Географический ф-т МГУ. 2011. С. 116–125.
- Борисова О.К. Изменения растительности и климата в зоне степей Европейской части России в голоцене // Динамика современных экосистем в голоцене. М-лы Третьей Всероссийской науч. конф. / Отв. ред. И.В. Аськеев, Д.В. Иванов. Казань: Изд-во "Отечество". 2013. С. 110-113.
- Борисова О.К. Этапы наиболее быстрых ландшафтно-климатических изменений в позднем плейстоцене // VIII Всеросс. совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.) / Отв. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН. 2013. С. 84-86.
- Борисова О.К., Гуртовая Е.Е. Флора и растительность перигляциальной части Русской равнины в позднем плейстоцене // Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Отв. ред. А.А. Величко и Л. Старкель. М.: Наука. 1994. С. 99-105.
- Борисова О.К., Новенко Е.Ю. Среда обитания позднеледникового человека на стоянке Юдиново (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия / Отв. ред. Н.С. Болиховская и Л.В. Ровнина. М.: ИГиРГИ. 1999. С. 54-60.
- Борисова О.К., Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата в предмикулинское позднеледниковье (реконструкция по палинологическим данным) // Моск. ун-та. Серия 5, география. В печати.
- Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1983. 143 с.
- Валиуллина Г.Ш., Илларионов А.Г. Плейстоценовое перигляциальное рельефообразование на территории Закамья республики Татарстан // Вестник Удмуртского университета. Биология. Науки о Земле. Вып. 4. 2010. С. 126-136.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука. 1996. 150 с.
- Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Доклады АН СССР. Т. 151. № 3. 1963. С. 23-25.
- Гричук В.П., 1982. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) / Отв. Ред. И.П Герасимов и А.А. Величко. М.: Наука. С. 92-109.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза». Вып. II. Общая палеогеография / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 2002. 232 с.
- Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб: 1878. 221 с.
- Дэвис В.М. Сена, Мёз и Мозель // Геоморфологические очерки. М.: Изд-во ИЛ, 1962. С. 263-275.
- Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. М.: МИРОС. 2010. 192 с.
- Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. Серия геология. Т. 455. № 1. 2014. С.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука. 1975. 278 с.
- Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и

- климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза». Вып. III / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 2010. 220 с.
- Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. Тексты лекций для геоморфологов. М. Геофак МГУ 1971. 115 с.
- Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока // Ритмы и цикличность в природе. Вопросы географии. Сб. 79. М.: Мысль, 1970. С. 156-167.
- Менабде И.В., Свиточ А.А. О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Каспийское море. М.: Наука. 1990. С. 34–41.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 2009. 120 с.
- Панин А.В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет // ДАН. Т. 423. № 2. 2008. С. 251–256.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Макроизлучины ("большие меандры"): проблемы происхождения и интерпретации // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2006. № 6. С. 14–22.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. № 2. 2001. С. 19-34.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. Труды Всероссийской научной конференции. М.: Геогр. ф-т МГУ. 2005. С. 114-127.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Серия географическая. № 1. 2013. С. 118–129.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек северной Евразии // Геоморфология. № 3. 2011а. С. 20–31.
- Панин А.В., Матлахова Е.А., Беляев Ю.Р., Ж.-П. Бульярт, Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 71. 2011б. С. 47-74.
- Савина С.С., Хотинский Н.А. Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. 1982. С. 231-244.
- Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене / Отв. ред. Ф.А. Щербаков и А.А. Свиточ. М.: Наука. 1991. С. 5-100.
- Сидорчук А.Ю. Основные этапы формирования рельефа дельты р. Яны // Геоморфология и палеогеография Дальнего Востока. Хабаровск: ДВО ГО СССР. 1975. С. 166-180.
- Сидорчук А.Ю. Основные результаты палеогидрологического исследования палеорусел перигляциальной зоны последнего оледенения Русской равнины // Маккавеевские чтения – 2003. М.: Геогр. ф-т МГУ. 2004. С. 62-70.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.А. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. № 5. 1999. С. 35-42.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеоруслы рек Русской равнины // Известия РАН. Серия геогр. № 6. 2000. С. 73-78.

- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. Т. 35. № 4. 2008. С. 406-416.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатические изменения стока воды рек на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы / Под ред. Р.С. Чалова и В.А. Брылева. Волгоград: Изд-во ВГПУ "Перемена". 2010. С. 118-141.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы. Т. 39. № 1. 2012. С. 40-53.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. 2000. С. 196-230.
- Стелле В.Я., Савваитов А.С., Векслер В.С. Абсолютный возраст хроностратиграфических этапов и рубежей поздне- и послеледникового времени на территории Средней Прибалтики // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии / Г.Д. Афанасьев (отв. ред.). М.: Наука. 1975. С. 187-191.
- Строение и история развития долины р. Протвы / Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1996. 129 с.
- Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Известия АН СССР. Сер. геогр. № 4. 1985. С. 18-34.
- Чалов Р.С. Историческое и палеорусловедение: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа // Геоморфология. № 4. 1996. С. 13-18.
- Чернов А.В., Гаррисон Л.М. Палеогеографический анализ развития русловых деформаций широкопойменных рек в голоцене (на примере верхней и средней Оби) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 56. Вып. 4. 1981. С. 97-108.
- Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В. Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения // Геоморфология. № 1. 2012. С. 92-106.
- Экспериментальная геоморфология. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ. 1969. 178 с.
- Adams J., Maslin M., Thomas E. Sudden climate transitions during the Quaternary // Progress in Physical Geography 23. 1999. P. 1-36.
- Alley R.B. Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic. Nature 392. 1998. P. 335-337.
- Bahr A., Arz H.W., Lamy F., Wefer G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells // Earth and Planetary Science Letters 241/ 2006. P. 863-875.
- Baker V.R. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 144. 1973. 79 p.
- Borisova O.K. The Holocene flora and vegetation of the northern Russian Plain (the Vychegda River basin) // Acta Palaeontologica Sinica 41(4). 2002. P. 478-486.
- Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena 66. 2006. P. 53-78.
- Dansgaard W., Johnsen S., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Hammer C.U., Oeschger H. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores // Climate Processes and Climate Sensitivity / J.E. Hansen, T. Takahashi (eds.). Washington DC: American Geophysical Union. 1984. P. 288-298.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E., Lysa A., Funder S., Lunkka J.-P., Saarnisto M. Valdaian glacial maxima in the Arkhangelsk district of northwest Russia //

- Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe / J. Ehlers, P.L. Gibbard (eds.). Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 321-336.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E. The last Scandinavian ice sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas* 35. 2006. P. 425-443.
- Dreimanis A., Zelčs V. Pleistocene stratigraphy of Latvia // *Glacial deposits in North-East Europe* / J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (eds.). Rotterdam: Balkema Publ. 1995. P. 105-113.
- Dury G.H. Contribution to a general theory of meandering valleys // *Amer. J. Sci.* 252. 1954. P. 193-224.
- Dury G.H. Principles of underfit streams // U.S. Geological Survey Professional Paper 452-A. 1964. 67 p.
- Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams // U.S. Geological Survey Professional Paper 452-C. 1965. 43 p.
- Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years // *Quaternary Research* 29. 1988. P. 142–152.
- Huber C., Leuenberger M., Spahni R., Flückiger J., Schwander J., Stocker T.F., Johnsen S., Landais A., Jouzel J. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄ // *Earth and Planetary Science Letters* 243. 2006. P. 504–519.
- Kalicki T., San'ko A. Genesis and age of the terraces of the Dnieper River between Orsha and Shklow, Byelorussia // *Geographia Polonica* 60. 1992. P. 151–174.
- Liu Z., Otto-Bliesner B.L., He F., Brady E.C., Tomas R., Clark P.U., Carlson A.E., Lynch-Stieglitz J., Curry W., Brook E., Erickson D., Jacob R., Kutzbach J., Cheng J. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming // *Science* 325. 2009. P. 310-314.
- Lunkka J.-P., Johansson P., Saarnisto M., Sallasmaa O. Glaciation of Finland // *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe* / J. Ehlers, P.L. Gibbard (eds.). Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 93-100.
- Lunkka J.-P., Saarnisto M., Gey V., Demidov I., Kiseleva V. The area and timing of the Last Glacial maximum in the Valdaian (Weichselian) cold stage in Vologda and adjacent areas of the NW Russian Plain // *Global and Planetary Change* 31. 2001. P. 407-426.
- North GRIP (Greenland Ice Core Project Members), 2004. High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last interglacial period // *Nature* 431: 147–151.
- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the centre of the Russian Plain // *Geographia Polonica* 84, 2011. P. 95-115.
- Overeem I., Kroonenberg S.B., Veldkamp A., et al. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea // *Sedimentary Geology* 159. 2003. P. 133–157.
- Rapp D. *Ice Ages and Interglacials: Measurements, Interpretation and Models*. Springer Verlag. 2009. 263 p.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., et al. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51. 2009. P. 1111-1150.
- Rotnicki K. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous rivers and its palaeoclimatic implications // *Temperate Palaeohydrology: Fluvial Processes in the Temperate Zone during the Last 15000 Years* / L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (eds.). Chichester: Wiley. 1991. P. 431-471.
- Sidorchuk A.Yu. Floodplain sedimentation: inherited memories // *Global and Planetary Change* 39(1-2). Special issue. The supply of flux of sediment along hydrological pathways: Anthropogenic influences at the global scale / J.P.M. Syvitski (ed.). 2003. P. 13–29.

- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // *Quaternary International* 72(1). 2000. P. 95-106.
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V. Paleohydrology of East European taiga // *Boletín Goiano de Geografia* 19(1). 1999. P. 98-102.
- Sidorchuk, A.Yu., Borisova, O.K., Panin, A.V. Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // *Global and Planetary Change* 28. 2001. P. 303-318.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. The Lateglacial and Holocene palaeohydrology of Northern Eurasia // *Palaeohydrology: Understanding Global Change* / K.J. Gregory, G. Benito (eds). Chichester: Wiley. 2003. P. 61-76.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // *Geomorphology* 113. 2009. P. 137–157.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K., 2011. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during Last Glaciation Maximum–Late Glacial time // *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis* / Buynevich I., Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Martin R.E. (eds.). Geological Society of America Special Paper 473. P. 1-25.
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K., Elias S.A., Syvitski J.P., 2000. The channel morphology and river flow in the northern Russian Plain in the Late Glacial and Holocene // *International Journal of Earth Science* 89: 541-549.
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N., 2001. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia // *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change* / D.Maddy, M.G.Macklin, J.C.Woodward (eds.). Rotterdam, Balkema Publ. P. 265-295.
- Steffensen J.P., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M., Johnsen S.J., Jouzel J., Masson-Delmotte V., Popp T., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Ruth U., Stauffer B., Siggaard-Andersen M.-L., Sveinbjörnsdóttir A.-E., Svensson A., White J.W.C., 2008. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years // *Nature* 321, 680–684.
- Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. *et al.*, 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews* 23, 1229–1271