

## Методика научных исследований

УДК 551.4.012:551.4.07

© 2018 г. А.Ю. СИДОРЧУК<sup>1,\*</sup>, А.В. ПАНИН<sup>1,2,\*\*</sup>, О.К. БОРИСОВА<sup>2</sup>,  
Е.А. ЕРЕМЕНКО<sup>1</sup>ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ВЕЛИЧИНЫ РЕЧНОГО  
СТОКА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ  
(СТ. 3. АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ СЕТИ ВОДОТОКОВ)<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
географический факультет Москва, Россия<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

\*E-mail: aleksey.sidorchuk@geogr.msu.ru, \*\*E-mail: a.v.panin@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.05.2017

Между параметрами структуры современных речных систем и их гидрологическими характеристиками существуют как косвенные, так и прямые связи. Такие связи используются для оценки гидрологических характеристик древних русловых систем по параметрам их структуры в случае совпадения ландшафтно-климатических и литолого-геоморфологических условий на современных и древних водосборах. Эрозионный рельеф Русской равнины сохраняет информацию о прошлых событиях максимального стока воды. Максимальный сток во время валдайского позднеледниковья оставил в рельефе фрагменты больших меандрирующих палеорусел в речных долинах и сеть балок на водосборах. На склонах водосборов широко распространена и хорошо сохранилась сеть ложбин, многие из которых сформировались во время события максимального стока воды для период деградации московского покровного оледенения. Густота сети балок и ложбин является индикатором гидрологических условий их формирования, в первую очередь максимального стока. Применены два способа оценки этих гидрологических условий: 1) распространение на прошлое современных статистических регрессионных связей густоты речной и долинно-балочной сети областей распространения вечной мерзлоты с величинами стока воды; 2) математическое моделирование формирования эрозионного рельефа в верхних частях водосбора с поиском таких гидрологических характеристик стока, которые соответствуют фактическому эрозионному рельефу. Первым способом получены значения годового слоя стока воды для всего бассейна р. Хопер для валдайского позднеледниковья 200–250 мм, для московского позднеледниковья 600–700 мм. Вторым способом для небольшого водосбора балки Переполье в средней части бассейна Хопра получены величины 230 и 690 мм соответственно. В поздневалдайское время формирование эрозионного рельефа происходило при стоке в 2–3 раза, а во время московского позднеледниковья – в 6–7 раз больше современного.

**Ключевые слова:** речная сеть, ложбинно-балочная сеть, регрессионные связи, математическое моделирование, реконструкция стока воды.

DOI: 10.7868/S0435428118010029

**GEOMORPHOLOGICAL APPROACH TO THE RIVER RUNOFF EVALUATION  
IN THE GEOLOGICAL PAST  
(PAPER 3. DRAINAGE NET STRUCTURE ANALYSIS)**

**A.YU. SIDORCHUK<sup>1,\*</sup>, A.V. PANIN<sup>1,2,\*\*</sup>, O.K. BORISOVA<sup>2</sup>, AND E.A. EREMENKO<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

<sup>\*</sup>*E-mail: aleksey.sidorchuk@geogr.msu.ru, \*\*E-mail: a.v.panin@yandex.ru*

S u m m a r y

Both direct and indirect relationships exist between the structure of the modern river systems and their hydrological characteristics. These relationships can be used to estimate the hydrological characteristics of ancient channel systems in case of similarity of landscape, climatic, geological and geomorphological conditions of modern and ancient catchments. Erosional relief of the Russian Plain preserves the information about past events of extremely high water runoff. The maximum runoff during the Late Valdai (end of MIS 2) produced large paleochannels in river valleys and networks of small dry valleys (balkas) over the catchment areas. On the slopes of watersheds, widespread and well-preserved are networks of gentle shallow hollows, many of which were formed in the event of high water runoff in the end of the Moscow epoch (MIS 6). Thalweg density (total length per unit area) of the hollow and dry valley networks serves the indicator of the hydrological conditions of their formation (mostly, of the maximum runoff value). Two methods to evaluate these hydrological conditions were used: 1) the statistical regression relations between the density of thalwegs and water flow characteristics in permafrost territories (analogues for the Russian Plain settings in cold epochs of the past); 2) mathematical modelling of erosion relief formation under different hydrological conditions and selecting such runoff parameters that predict the formation of the observed erosional topography. The first method applied to the Khooper river catchment (middle Don river basin; modern runoff depth 110 mm/yr) predicted annual runoff depth of 200–250 mm for the Late Valdai period, and 600–700 mm for the Late Moscow period. The annual runoff depth 230 and 690, respectively, was estimated for the small catchment Perepolye dry valley with the second method. Therefore, during the Late Valdai and Late Moscow epochs, the erosion topography was produced by water runoff, respectively, two-three and six-seven times greater than the present-day runoff in the same catchments.

**Keywords:** river network, dry valleys, balka, hollow network, regression relationships, mathematical modelling, reconstruction of the water flow.

**Введение**

Идею о том, что современная гидрографическая сеть была создана в прошлом потоками, значительно более мощными, чем современные, высказывал А.С. Козменко [1]. Такие представления основаны на широком распространении реликтовых малых эрозионных форм.

Характерный элемент морфологии междуречий в центральных и южных районах Русской равнины – пологие ложбины. Пространственный рисунок и приуроченность большей части ложбин и ложбинных систем к верховьям и склонам эрозионной сети позволяет полагать, что изучаемые формы имеют флювиальное происхождение и представляют собой полупогребенную эрозионную сеть [2–4]. Структура ложбинных систем постепенно усложняется по направлению от центральных районов Русской равнины к югу. В бассейнах верхней Волги, Оки преобладают одиночные ложбины, служащие истоками малых эрозионных форм. В бассейнах Дона, средней Волги, на Северном Кавказе ложбинные системы приобретают вид древовидных сетей с густотой, превышающей густоту балочной сети. Имеются территории, где густота ложбинной сети на порядок превышает густоту современного долинно-балочного расчленения – Общий Сырт, Ергени и север Ставрополя.

В современную эпоху даже в условиях распашки водосборов линейная эрозия не продвигается так далеко вглубь междуречий. Можно предположить, что причиной изменения эрозионной расчлененности были изменения климата, а именно – изменения величины поверхностного стока воды.

После установления в работах Р. Хортонa [5] главных закономерностей строения сетей водотоков их структура стала рассматриваться как характеристика современной водоносности. Большой вклад в разработку этих вопросов внесли И.Н. Гарцман [6, 7], Н.И. Алексеевский [8], К. Грегори [9–11] и Д. Уоллинг [12].

К. Грегори [9–11] обобщил исследования строения гидрографических систем и пришел к выводу, что в гидрологических расчетах предпочтительно использовать русловую сеть, включающую как постоянные, так и временные водотоки, по сравнению с гидросетью только из постоянных водотоков. Грегори указал на возможную связь между аномально малыми размерами современных водотоков, по сравнению с древними руслами тех же рек, и присутствием в составе эрозионных систем сухих долин (*dry valleys*, т.е. балок и ложбин в российской терминологии), не занятых постоянными водотоками: и то, и другое может отражать значительное снижение стока воды. На это указывают, в частности, построенные Грегори зависимости числа и длины тальвегов от их порядка для бассейна р. Оттер в Девоншире, на юго-западе Англии: эти зависимости для сети долин (всей сети тальвегов, включая сухие долины) оказались сходными с зависимостями для сети существующих (показанных на картах) водотоков [9].

И.Н. Гарцманом [6] была установлена линейная зависимость между суммарной длиной постоянных водотоков  $\Sigma L_K$  (км) в системе порядка  $K$  и средним расходом воды  $Q_K$  (м<sup>3</sup>/с) в замыкающем створе этой системы и введен гидроморфологический коэффициент  $\gamma_Q$  (ГМК) как показатель длины речной сети, необходимой для формирования единичного расхода воды:

$$Q_K = \frac{\Sigma L_K}{\gamma_Q}. \quad (1)$$

ГМК устанавливался для изученных в гидрологическом отношении речных систем Дальнего Востока и использовался для оценки расхода воды в неизученных речных системах при совпадении определенных геоморфологических и геологических критериев [13].

Выполнить пространственно-временной перенос, т.е. трактовать изменения эрозионных систем во времени через их современные пространственные характеристики, можно, следуя принципам эргодичности [14] и палеогидрологической аналогии [15]. Зависимости между параметрами структуры современных речных систем и их гидрологических характеристиками можно использовать для оценки гидрологических характеристик древних русловых систем по параметрам их структуры в случае совпадения ландшафтно-климатических и литолого-геоморфологических условий на современных и древних водосборах. Это существенно расширяет возможности геоморфологического подхода к реконструкции водоносности древних рек. К. Грегори [11] одним из первых оценил потенциал структуры эрозионных сетей как носителя палеогидрологической информации. Он показал, что палеогидрологические оценки, основанные на изменениях величины сечения и плановой формы речных русел, могут быть дополнены изучением эволюции рисунка флювиальных систем. Изменения величины стока, влияющие на размеры сечения русла, влияют и на протяженность русловой сети. Следовательно, она может использоваться для палеогидрологических оценок наряду с параметрами сечений и плановой формы русел. Рисунок древних русловых сетей часто восстанавливается для таких эпох в прошлом, для которых уже невозможно реконструировать морфометрические характеристики палеорусел, используемые для оценок палеорасходов воды морфометрическим [16] или гидравлическим методом [17].

### Типы сетей водотоков

Сети водотоков подразделяются на сети временных водотоков, речные сети и русловые сети. Речные сети с поверхностным и грунтовым стоком формируются постоянными водотоками. Временные водотоки образуются при поверхностном стоке воды во время дождей и таяния снега и льда. В результате структура водотоков на водосборе быстро меняется во времени в зависимости от погодных условий. Размеры водотоков варьируют в широком диапазоне. В период снеготаяния возникает сеть водотоков с характерными минимальными длинами до нескольких метров, а во время дождей — до нескольких сантиметров. Для системы пор в почвах, которые можно рассматривать как самое верхнее

звено в сети потоков воды на речном водосборе, характерны размеры в доли миллиметра. Минимальные размеры водотоков определяются молекулярными свойствами воды и структурой почв. Максимальные размеры определяются глобальными тектоническими структурами, формирующими речные бассейны; крупнейшие реки имеют длину несколько тысяч километров (реки Нил и Амазонка – около 7000 км).

Русловые сети являются частью сети водотоков, в пределах которой реализуется (или реализовалась в прошлом) эрозионная деятельность потока, так что минимальные размеры русловых эрозионных форм определяются пределом эрозионной способности потока. Он может быть выражен критической скоростью потока и является комплексной характеристикой свойств потока и размываемого грунта [18]. В результате наличия такого предела [5] в верхней части речного бассейна формируется пояс невыявленной эрозии [19], где русловая сеть слабо развита и эфемерна. Структура русловых сетей также изменяется во времени. В синоптических и сезонных масштабах времени эти изменения в основном происходят внутри пояса невыявленной эрозии; они наиболее значимы в условиях отсутствия растительного покрова. Наиболее существенная трансформация структуры русловой сети происходит при ландшафтно-климатических изменениях. Это как антропогенные изменения условий землепользования масштаба десятков – сотен лет, в результате которых происходило заиление и отмирание малых рек [20], так и природные изменения климата масштаба тысяч – сотен тысяч лет, следы которых отпечатались в структуре русловой сети обширных регионов [4].

Гидрологическая индикация существенно различается для разных типов сетей. Она наиболее определена для сети всех водотоков в течение конкретного синоптического эпизода, когда можно оценить объем воды в сети и его изменение [21]. Однако это направление, за исключением немногих попыток [6, 12], развития не получило. Гидрологическая индикация сложнее для сети постоянных водотоков. Такая сеть отражает сочетание положения уровня грунтовых (подземных) вод и глубины эрозионного вреза в русловой сети, так что связь ее структуры со стоком воды косвенная. Такие статистические связи рассматривались И.Н. Гарцманом и его сотрудниками для речных сетей Дальнего Востока [13, 22], Н.И. Алексеевским и его сотрудниками для европейской части России [23].

Русловые сети формируются эрозионно-аккумулятивными процессами путем взаимодействия водного потока с грунтами размываемого ложа на водосборе. В их структуре отражаются и геологическая основа, и рельеф водосбора, и его литология, водопроницаемость грунтов, и характеристики растительного покрова, и величины и режим стока воды. Каждый первичный бесприточный элемент этой русловой сети (эрозионная форма I порядка) возникает и закрепляется в рельефе при вполне определенном сочетании размываемости грунтов на водосборе (с учетом влияния растительного покрова) и эродирующей способности потока. Возникновение эрозионной формы обычно связано с максимальными значениями размываемости грунтов и эродирующей способности потока. Закрепление эрозионной русловой формы, т.е. достижение ею некоторых размеров, после чего эрозионная форма перестает быть эфемерной, контролируется не только максимальными, но и режимными характеристиками стока воды. В результате на водосборе с однородными литологическими (и криолитологическими) условиями, густотой растительного покрова и распределением местных уклонов, каждой элементарной эрозионной форме с глубиной больше критической соответствует вполне определенное сочетание среднего и максимального элементарного расхода воды. В замыкающем створе такого водосбора суммарный расход воды будет равен произведению среднего расхода воды в первичных эрозионных формах на их количество.

Сочетание сетей разного вида по-разному выглядит в различных ландшафтно-климатических условиях. Для дальнейшего исследования наиболее важным является тот факт, что в условиях развития вечной мерзлоты сети водотоков, как временных, так и постоянных, и русловые сети практически совпадают. Мерзлые льдистые грунты водонепроницаемы и одновременно являются источником влаги. Русловые сети на таких грунтах в ходе совместного действия эрозии и термоэрозии осваивают значительную часть водосбора даже

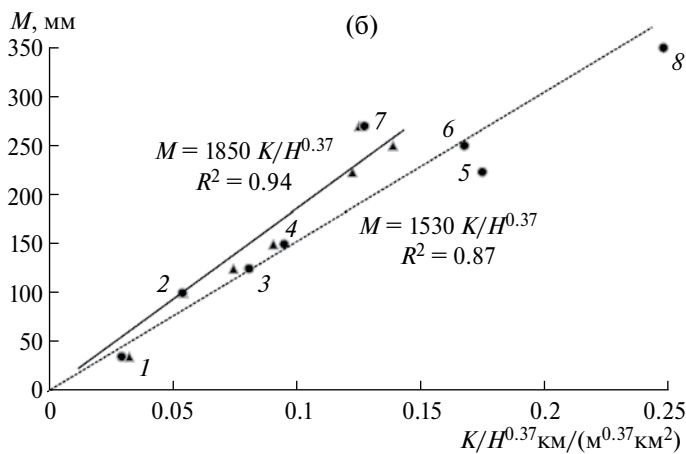
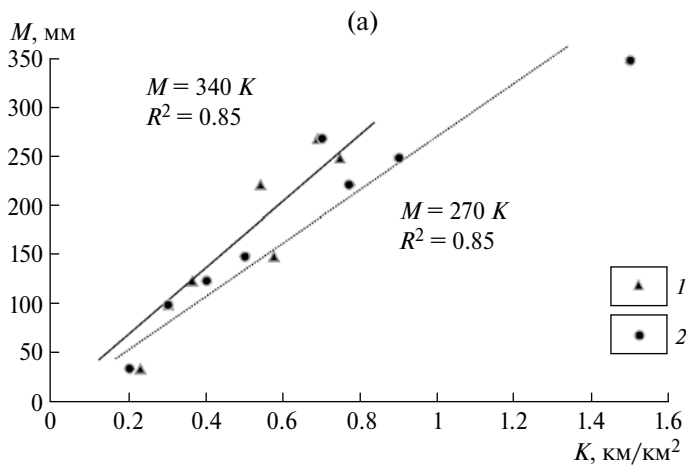


Рис. 1. Связь между густотой речной сети  $K$  и модулем стока воды  $M$  (а) и между густотой речной сети  $K$  и модулем стока воды  $M$  с учетом средней высоты речных бассейнов  $H$  (б) для сети постоянных водотоков и долинно-балочной сети в областях развития вечной мерзлоты

1 – сеть постоянных водотоков, 2 – долинно-балочная сеть. Районы происхождения данных: 1 – Нижнеленская низменность, 2 – Яно-Индигирская низменность, 3 – Алазейская низменность, 4 – Северо-Сибирская низменность (восток), 5 – п-ов Ямал, 6 – Северо-Сибирская низменность (запад), 7 – Гыданский п-ов, 8 – Большеземельская тундра

местности во многом является функцией геологического строения территории. Обработка данных по 120 речным водосборам Северной Евразии [24] показала очень слабую степенную зависимость густоты речной сети от средней высоты водосбора  $H$  (величины от 35 до 1750 м). Показатель степени в этой зависимости равен 0.13, а коэффициент достоверности  $R^2 = 0.08$ . Для равнинных водосборов ( $H < 200$  м) связь средней высоты

при малых уклонах местности. Поэтому статистические связи структуры сети водотоков и стока воды, полученные для таких ландшафтов, могут быть использованы для гидрологической индикации по структуре русловых сетей, которые сформировались в аналогичных условиях. Для девяти крупных регионов, расположенных на низменностях, в зонах неотектонического опускания, в области распространения вечной мерзлоты с тундровыми и редколесными северотаежными ландшафтами, построены связи среднегодового слоя стока воды с осредненной густотой речной [24] и долинно-балочной сети<sup>1</sup>. Связи эти линейные (рис. 1а), с коэффициентами достоверности  $R^2 0.85$ . Среднее значение гидроморфологического коэффициента – около 125 км с/м<sup>3</sup> для речной сети и около 100 км с/м<sup>3</sup> для долинно-балочной сети, что указывает на высокую эрозионную эффективность стока воды в подобных ландшафтах.

Выбранные девять регионов представляют собой низменности со средними абс. высотами 50–200 м. Высота

<sup>1</sup> Густота долинно-балочной сети снята с неопубликованной карты “Эрозионная опасность рельефа СССР”, составленной сотрудниками лаборатории геоморфологии ИГ РАН под руководством Д.А. Тимофеева и Л.Н. Былинской в 1987 г. и любезно предоставленной А.Н. Маккавеевым.

с густотой речной сети вообще отсутствует. Если же использовать гидроморфологический коэффициент, который учитывает не только густоту речной сети, но и сток воды с водосбора, то выявляется несколько более значимая связь ГМК со средней высотой равнинных водосборов (коэффициент достоверности  $R^2 = 0.22$ ):

$$\gamma_Q = 9.2H^{0.37}. \quad (2)$$

Близкая зависимость получена и отдельно для девяти регионов, находящихся в зоне вечной мерзлоты. Хотя это лишь тенденция, она указывает на взаимосвязь горизонтального и вертикального расчленения рельефа на равнинных территориях при учете величины стока воды. Учет зависимости (2) несколько увеличивает тесноту связи между приведенной густотой речной сети и стоком воды – коэффициент достоверности  $R^2 = 0.87–0.94$  (рис. 16).

### Структура ложбинно-балочной сети в бассейне р. Хопер

Эрозионно-русловая сеть в бассейне р. Хопер является типичной для лесостепной части Русской равнины. Исследована ложбинно-балочная сеть в бассейне балки Переполье (левобережье Хопра в районе пос. Поворино) с площадью водосбора  $41.7 \text{ км}^2$  (рис. 1 в Приложении [25]). Современная балка с максимальной длиной 6400 м характеризуется крутыми бортами ( $10–15^\circ$ ) и слегка выпуклым продольным профилем плоского днища. Балка врезана в выпукло-вогнутую поверхность третьей террасы р. Хопер, в нижней и средней части имеет глубину 6–8 и 8–10 м соответственно. Вместе с отвершками балка образует древовидную сеть общей длиной 11.3 км. Густота современной балочной сети  $0.27 \text{ км/км}^2$ .

В верхней части водосбора балочную сеть продолжают пологие неглубокие ложбины и их полностью нивелированные реликты, хорошо видимые на распаханном поле (по более светлому тону на космических изображениях. Максимальная длина элементов сети (от устья балки) достигает 8400 м; такие ложбины доходят почти до водораздела. Древовидная балочно-ложбинная сеть имеет общую длину 40.5 км и густоту  $0.97 \text{ км/км}^2$ . В приводораздельной части водосбора на космических изображениях читается ячеисто-полигональная сеть.

Бурением по девяти поперечным профилям вскрыта толща заполнения балки (рис. 2–11 в Приложении [25]). Выделяется два комплекса отложений (рис. 2), каждый из которых заполняет соответствующую эрозионную форму. Первая, наиболее древняя форма врезана непосредственно в пески третьей надпойменной террасы Хопра. Ее днище располагается на 5–6 м ниже дна современной балки в ее нижней и средней частях и на 2–3 м ниже – в верхней части (рис. 2а). Ширина днища – более 50 м в нижней части балки и около 30 м в верхней, средний уклон – около 2.5 м/км. В днище этой формы прослеживаются фрагменты погребенной почвы с хорошо выраженными гумусовым и иллювиальным горизонтами, с многочисленными следами роющих животных. Погребенная почва (рис. 6а–с в Приложении [25]), вероятно, сформировалась в микулинское межледниковье, так как ее строение соответствует мезинскому почвенному комплексу [26]. Эрозионный врез, по-видимому, произошел во время московского позднеледниковья. Подобные предмикулинские эрозионные врезы обнаружены и в лесной зоне, где вместо погребенной почвы формировался торф со спорово-пыльцевыми комплексами, характерными для микулинского межледниковья [27].

Эта первая эрозионная форма была заполнена практически до бровок (рис. 2а) лёссовидными желто-коричневыми тонкослоистыми алевролитами с отдельными песчаными зернами и редкими линзами тонкого песка (рис. 6д в Приложении [25]). Максимальная мощность отложений составляет более 13 м. Отложения датированы оптико-люминесцентным (ОСЛ) методом около 65 тыс. л. н. [28].

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из этих отложений, такому определению возраста не противоречат. Пыльцевой анализ образца П-42, отобранного из зачистки в борту балки в 3200 м от ее устья, выше контакта с аллювиальными песками террасы показал, что на приводораздельных пространствах существовала богатая разнотравная

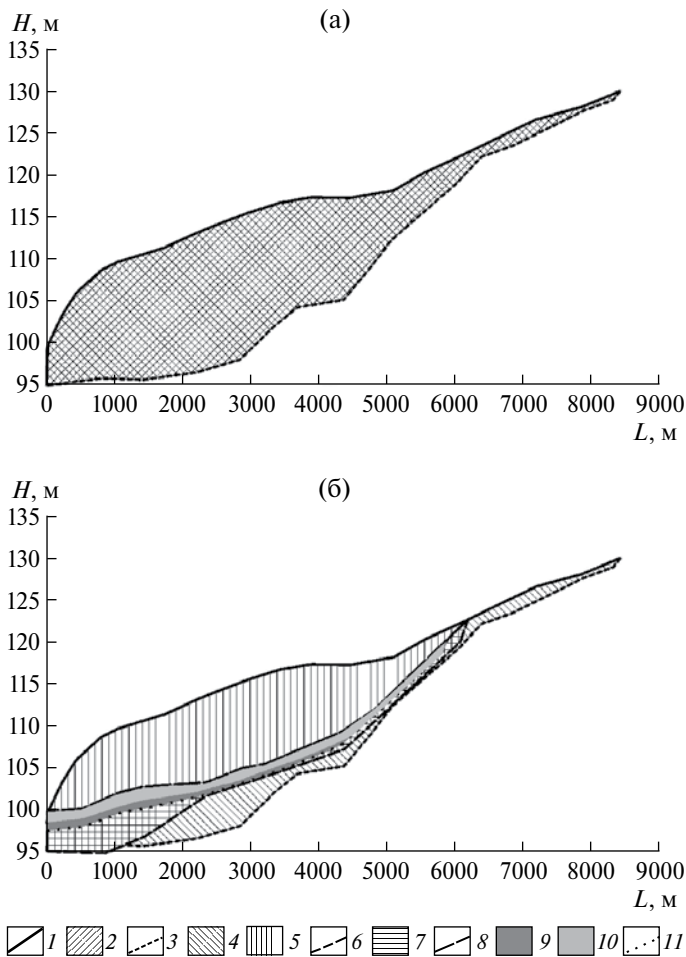


Рис. 2. Последовательность эрозионно-аккумулятивных событий в балке Переполье (бассейн р. Хопер)  
 (а) – первая эрозионная форма: 1 – поверхность 3-й террасы Хопра, 2 – врез балки во время московского позднеледниковья, 3 – основание предмикулинского вреза, 4 – заполнение балки в ранневалдайское время; (б) – вторая эрозионная форма: 5 – врез балки во время валдайского позднеледниковья, 6 – основание этого вреза, 7 – заполнение этого вреза во время позднеледниковья и голоцена, 8 – поверхность заполнения (днище балки), 9 – врез в днище балки, 10 – его заполнение в позднем голоцене, 11 – продольный профиль современного вреза в днище балки

в период формирования нижней части отложений, заполняющих первый эрозионный врез, были несколько более прохладными и влажными, чем современные.

Так же, как и первый балочный врез, ложбинная сеть на склонах заполнена лёссовидными желто-коричневыми отложениями; предположительно, она синхронна предмикулинскому эрозионному врезу в балке.

Вторая, более молодая эрозионная форма имеет более наклонный продольный профиль и менее широкий поперечный, чем первая (рис. 2б). Средний уклон ее днища составляет 3,7 м/км, ширина – 20–30 м и до 100 м в устьевой части. В низовьях балки ранневалдайские лёссовидные отложения полностью размыты в средней части поперечного профиля

степная растительность. В спектре преобладает пыльца злаков, полыней и других сложноцветных при большом разнообразии представителей разнотравья, включая такие характерные для степной зоны растения, как мордовник, шалфей, васильки, молочай и др. В днище балки в условиях повышенного грунтового увлажнения наряду с луговыми сообществами существовали черноольховые леса с небольшой примесью березы и широколиственных пород (липы, дуба, вяза и лещины) с таволгой, вербейником и папоротниками в наземном покрове. Единичные находки пыльцы граба и спор папоротника *Osmunda* – характерных представителей флоры микулинского межледниковья – показывают, что эти реликты предшествовавшего периода всё еще сохранялись в наиболее благоприятных местообитаниях. Присутствие спор мезофильных папоротников (ужовника, гроздовника) и плауна булавовидного, которые в настоящее время распространены к западу и северу от бассейна Хопра, показывает, что климатические условия

и сохранились только у бортов второго, более молодого вреза. Здесь глубина этого вреза достигает 18 м от поверхности ранневалдайского заполнения. В средней части балки глубина и ширина второго вреза меньше, чем предмикулинского, и он полностью выклинивается к вершине современной балки. Второй врез заполнен отложениями серого и черного цвета, преимущественно тяжелого механического состава — суглинками и глинами с прослоями песка и супеси. Кровля этих отложений образует основную часть днища современной балки. Датирование отложений<sup>2</sup> в самой глубокой части вреза (на глубине 5 м) показало, что возраст черных тяжелых суглинков и глин, лежащих на песках III террасы Хопра, составляет  $11440 \pm 60$  лет <sup>14</sup>С л. н. (AA104015). Эта датировка хорошо подтверждает дату  $11900 \pm 120$  (Ki-5305), полученную для отложений аналогичного заполнения вresa в балке Хопрец, устье которой расположено в 13 км выше по долине Хопра [29].

Вторую эрозионную форму можно отнести к событию мощного стока в начале деградации последнего оледенения 14–15 тыс. <sup>14</sup>С л. н., которое оставило многочисленные следы в рельефе перигляциальной зоны Северного полушария [30]. В ходе этого эрозионного события и последующего заполнения эрозионных форм была создана современная балочная сеть с густотой расчленения  $0.27 \text{ км/км}^2$ . Сеть ложбин, сформированная в ходе предыдущего эрозионного события, была затронута на этом этапе в малой степени.

Заполнение балки продолжалось в течение всего голоцена. С водосбора происходил смыв почв с высоким содержанием гумуса; в днище балки формировались мощные намытые почвы. Их возраст (вероятно, соответствующий возрасту почв на водосборе балки) по образцам, отобраным на глубине 3.6–4 м, составляет  $5324 \pm 34$  и  $5007 \pm 39$  <sup>14</sup>С л. н. (AA104012 и AA104013). Процесс заполнения прерывался этапами эрозии. В днище балки прослеживаются еще как минимум два вresa. Более древний из них, заполненный переслаивающимися заиленными песками и темно-серыми суглинками, почти достигает вершины балки (рис. 2б). Современный врез имеет ширину 1–2 м (рис. 4а в Приложении [25]).

### Восстановление водоносности по регрессионной зависимости

Формирование предмикулинского и позднеледникового эрозионных вресов на водосборе балки Переполе происходило, соответственно, в начале деградации московского и валдайского покровных оледенений, в ландшафтно-климатических условиях перигляциальной лесостепи с широким развитием вечной мерзлоты.

Для современных территорий с ландшафтами тундры, лесотундры и редкостойной северной тайги характерна линейная связь между густотой расчленения  $K \text{ км/км}^2$  и объемом стока воды  $M \text{ мм}$  с учетом средней высоты водосборов (см. рис. 1):

$$M = a \frac{K}{H^{0.37}}. \quad (3)$$

Средняя высота водосбора является функцией геологического строения и неотектонических движений, таким образом коэффициент  $a$  в зависимости (3) обусловлен, в первую очередь, характером растительности и водопроницаемости грунтов. Если использовать годовой слой стока, то коэффициент  $a$  равен 1850 для речной сети и 1530 для долинно-балочной. Эта связь получена по данным, осредненным на площадях в десятки тысяч  $\text{км}^2$ . Изменчивость густоты речной сети составляет 200–400% из-за неоднородности рельефа, литологии и структурного плана в пределах этих территорий, годовой слой стока воды также различается в 1.5–2 раза. Поэтому использовать связь (3) для гидрологической индикации можно только для крупных речных водосборов. В качестве

<sup>2</sup> Химическая обработка образцов проведена в лаборатории подготовки проб В.С. Пановым в Центре коллективного пользования “Геохронология кайнозоя” СО РАН, датирование выполнено на ускорительном масс-спектрометре в Университете Аризоны (США). Авторы глубоко благодарны Всеволоду Сергеевичу Панову за всемерную помощь.



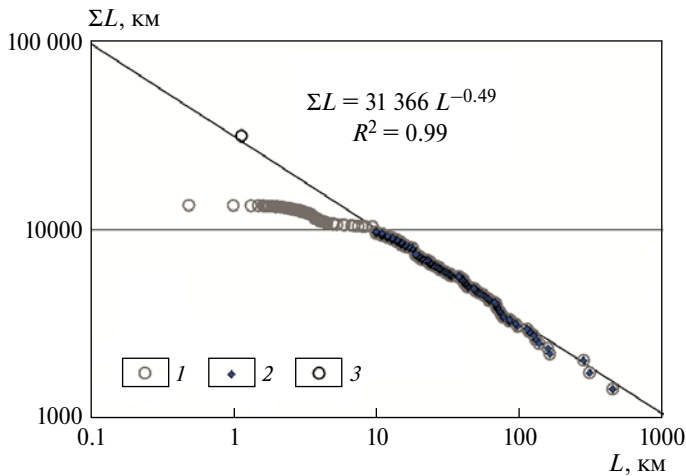


Рис. 3. Связь фрактального вида между длиной водотока  $L$  и суммой длин  $\Sigma L$  всех постоянных водотоков и балок с длиной  $\geq L$ . 1 – все постоянные водотоки, 2 – водотоки длиной  $> 10$  км, 3 – долино-балочная сеть

пра площадью  $61\,100$  км<sup>2</sup> составляет  $13\,438$  км [24], густота речной сети –  $0.22$  км/км<sup>2</sup>. Структура водотоков длиной более  $10$  км хорошо описывается степенной зависимостью (рис. 3) между длиной водотока  $L$  и суммой длин  $\Sigma L$  водотоков с длиной  $\geq L$

$$\Sigma L = 31\,366 L^{-0.49}, \quad (4)$$

что указывает на фрактальность речной сети в бассейне р. Хопер. Для постоянных водотоков с длиной менее  $10$  км, в основном дренирующих балочные водосборы, эта зависимость уже не выполняется: суммарная длина таких водотоков меньше, чем это следует из формулы (4).

Густота долино-балочной сети, которая включает в себя и балки без постоянных водотоков, получена по карте “Эрозионная опасность рельефа СССР”. Осредненная для всего бассейна величина составила  $0.73$  км/км<sup>2</sup>. Суммарная длина этой эрозионной сети равна  $44\,806$  км, и при минимальной длине балки  $0.8$  км (см. рис. 2) эта величина полностью соответствует формуле (4). Это указывает на возможность дальнейшей экстраполяции зависимости (4) на более мелкие эрозионные формы. Минимальная длина ложбин на исследованных балочных водосборах в бассейне Хопра составила  $60$  м. С учетом этого суммарная длина эрозионной сети, включающей реки, балки и ложбины, составит  $124\,500$  км, а ее густота –  $2.04$  км/км<sup>2</sup>.

Сеть современных балок сложилась во время позднеледниковой эрозионной события в конце валдайского оледенения, когда с высокой степенью вероятности во многих балках были постоянные водотоки. Годовой слой стока воды для этого этапа оценивается по формуле (3) в  $165$ – $200$  мм. Разброс оценки связан с неопределенностью протяженности постоянных водотоков послевалдайской эрозионной сети. Современный годовой слой стока воды для бассейна Хопра составляет  $79$  мм, а для его верхней части (выше в/п Поворино) –  $100$  мм, это в  $2$  раза меньше слоя стока валдайского позднеледниковья.

Сеть современных ложбин и их сглаженных реликтов на склонах сложилась во время позднеледниковой эрозионной события конца московского оледенения, когда с высокой степенью вероятности во многих из этих ложбин были постоянные водотоки. Годовой слой стока воды для этого этапа оценивается по формуле (3) в  $450$ – $550$  мм. Это более чем в  $2$  раза больше слоя стока валдайского позднеледниковья и в  $5.5$  раз больше современного.

примера приведем расчет для бассейна р. Хопер. Как во время московского, так и во время валдайского позднеледниковья этот бассейн находился в ландшафтно-климатических условиях, схожих с теми, для которых построена зависимость (3). Разница в геологическом строении бассейнов учитывается введением в зависимость (3) средней высоты водосбора, вероятные различия в рисунке геологических структур устраняются осреднением по значительной территории. Общая длина современных постоянных водотоков в бассейне Хо-

Рост стока воды проявлялся в увеличении не только густоты, но и глубины эрозионного расчленения: как в предмикулинское, так и в послевалдайское время балка Переполье была переуглублена по отношению к современной на 5 м и более (см. рис. 2). Эрозионная сеть глубиной до 10 и более метров существовала в предмикулинское время на месте нынешних пологих ложбин на междуречных и придолинных пространствах во всей южной половине Русской равнины [2–4]. При этом, несомненно, существенно увеличивался сток наносов, в первую очередь, взвешенных. Очень высокая мутность потоков в балках (до 42 кг/м<sup>3</sup> по данным [31]) характерна для современных даже ненарушенных тундровых ландшафтов Ямала. Это усиливает аналогию между эрозионными процессами в современной тундре с процессами в перигляциальных ландшафтах предмикулинского и поздневалдайского времени.

### Восстановление водоносности по математической модели овражной эрозии

Для оценки стока во время событий большого стока воды по данным о густоте эрозионной сети на небольших водосборах площадью 50–100 км<sup>2</sup> невозможно использовать статистические зависимости вида (3). Так, густота балочной сети на водосборе балки Переполье составляет 0.22 км/км<sup>2</sup>, что более чем втрое меньше, чем для всего бассейна Хопра. Такие различия сложно объяснить пространственными вариациями увлажненности и коэффициента стока. Более вероятно, что это результат изменчивости геологического строения, рельефа, литологии и растительного покрова, которая создает существенные различия эрозионной расчлененности на разных малых водосборах. Совместное влияние гидрологических и геоморфологических факторов на эрозионные процессы в верхних частях речных водосборов учитывают математические модели эрозии, в частности, динамическая модель овражной эрозии и термоэрозии [32, 33], хорошо зарекомендовавшая себя при моделировании конкретных объектов [34], в том числе в условиях тундры [35]. Моделируется врезание потока в дно оврага со скоростью  $E$ , пропорциональной локальному уклону дна  $S$  (эрозия)

$$E = k_E q S \quad (5)$$

или температуре воды  $T$  (термоэрозия)

$$E_T = k_{TE} T. \quad (6)$$

Здесь  $k_E$  и  $k_{TE}$  – коэффициенты эрозии и термоэрозии, соответственно,  $q$  – удельный на единицу ширины потока расход воды. Скорость термоэрозии практически равна скорости оттаивания верхнего слоя мерзлого грунта в условиях многолетней мерзлоты. Когда рассчитанная скорость оттаивания грунта меньше, чем рассчитанная скорость эрозии, реализуется процесс термоэрозии на мерзлом грунте, и расчет ведется по формуле (6). Если грунт оттаивает быстрее, чем размывается, то в модели реализуется процесс эрозии, и расчет ведется по формуле (5). Эрозия или термоэрозия реализуются при условии, что скорость потока больше критической для начала размыва. Критическая скорость оценивается по номограмме (рис. 28 в [33]) или при калибровке модели. Также рассчитываются расширение дна оврага до оптимальной величины при заданном расходе воды; оползание бортов оврага при врезании на величину, большую критической; выполаживание бортов и аккумуляция продуктов оползания на днище оврага. Модель подробно рассмотрена в [33], где приведены все необходимые для расчета значения коэффициентов.

Динамическая модель овражной эрозии хорошо описывает стадийность развития овражно-балочной системы [34, 36], когда на начальных этапах эрозионная сеть развивается в длину, затем профиль эрозионных форм вырабатывается в глубину и, в дальнейшем, в ширину. Главными факторами, определяющими длину эрозионной сети, являются максимальные расходы воды и величина критической скорости начала размыва. Ее глубина и ширина формируются при участии всех проходящих по руслу расходов воды;

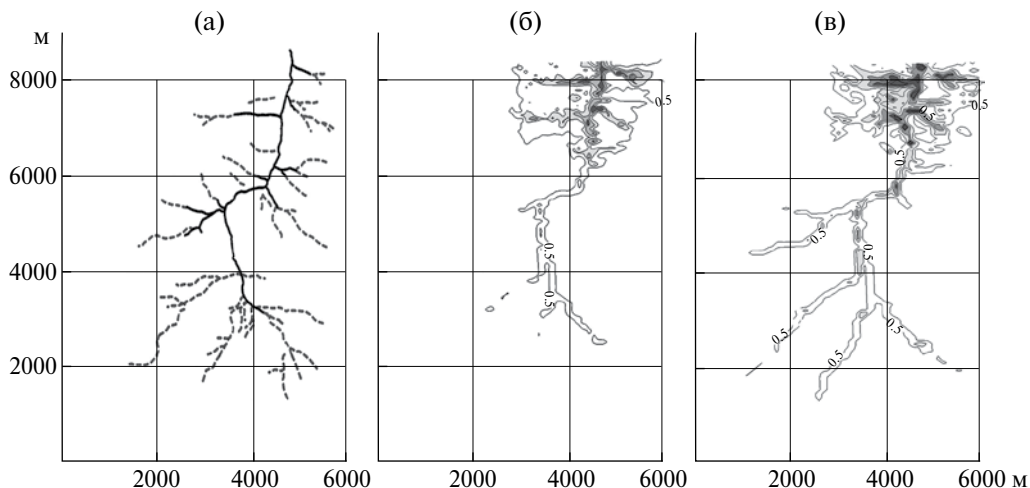


Рис. 4. Сопоставление фактической сети балочных врезов и ложбин на водосборе балки Переполье (бассейн р. Хопер) с эрозионной сетью, полученной расчетом с помощью динамической модели оврагообразования

(а) – балка Переполье (сплошные линии) и ложбины на склонах (пунктир); *рассчитанная эрозионная сеть*: (б) – глубиной  $>0.5$  м (изолинии глубин с заливкой проведены через  $0.5$  м) при  $U_{cr} = 0.8$  м/с и годовом слое стока  $M = 230$  мм близка к фактической балочной сети, (в) – при  $U_{cr} = 0.8$  м/с и годовом слое стока  $M = 640$  мм близка к фактической ложбинно-балочной сети

здесь важны также положение базиса эрозии, значения коэффициентов эрозии/термоэрозии и продолжительность врезания.

Были проведены расчеты развития эрозионной сети на водосборе балки Переполье. Начальный рельеф водосбора был задан с полной нивелировкой существующей эрозионной сети, но ее рисунок в плане при расчетах был сохранен. Последовательность годовых гидрографов была задана аналогичной использованной для низовьев р. Се-Яха на п-ове Ямал; для этой территории проводились расчеты развития сети антропогенных оврагов [35]. Годовой сток в этих расчетах составлял 230 мм, что близко к оценке по формуле (3) для бассейна Хопра в валдайское позднеледниковье. Суточный слой стока при максимальном расходе составлял 4.3 мм. Для этой водоносности была подобрана критическая скорость начала размыва, при которой реализовалась эрозионная сеть, близкая по рисунку к современной балочной сети. Она составила 0.8 м/с, что соответствует хорошо развитому растительному покрову. Расчеты с увеличенным годовым и максимальным слоем стока воды показали, что гидросеть с хорошо разработанными ложбинами формируется при увеличении слоя стока почти в 3 раза. Часть ложбин при этом не возникает, что может свидетельствовать о некоторых пространственных различиях в величинах критических скоростей начала размыва. Более точного совпадения фактического и рассчитанного рисунков гидросети можно добиться тонкой калибровкой модели, требующей распределенных параметров. Для такой калибровки нет достаточных фактических данных, но и расчеты с сосредоточенными параметрами (единой величиной критической скорости для всего водосбора) дают удовлетворительные результаты (рис. 4).

### Заключение

Эрозионный рельеф Русской равнины сохраняет информацию о прошлых событиях высокого стока воды. Максимальный сток во время валдайского позднеледниковья оставил в рельефе фрагменты больших меандрирующих палеорусел в речных долинах и сеть балок на склонах водосборов. Более ранние события максимального стока слабее выражены в русловом рельефе речных долин, хотя отдельные фрагменты таких палеорусел,

видимо, существуют [37]. Однако на склонах водосборов широко распространена и хорошо сохранилась сеть ложбин [3, 4], многие из которых сформировались во время события максимального стока воды в период деградации московского оледенения. Густота сети этих ложбин является индикатором гидрологических условий их формирования, и в первую очередь – максимального стока. Применены два способа оценки этих гидрологических условий. Первый способ состоит в распространении на прошлое современных статистических регрессионных связей густоты речной и долинно-балочной сети в области вечной мерзлоты с величинами стока воды. Этот способ можно использовать только для больших речных бассейнов. Второй способ – математическое моделирование формирования эрозионного рельефа в верхних частях водосбора с поиском таких гидрологических характеристик стока, которые соответствуют фактическому эрозионному рельефу. Эти два способа расчета для водосбора р. Хопер дали сходные результаты. Первым способом получены значения годового слоя стока воды для всего бассейна р. Хопер в валдайское позднеледниковье 165–200 мм, в московское позднеледниковье – 450–550 мм. Вторым способом для небольшого водосбора балки Переполье, находящейся в средней части бассейна Хопра, получены величины 230 и 690 мм, соответственно. Если принимать во внимание, что эти два способа независимы, хотя и базируются на общих теоретических предпосылках, такое соответствие результатов можно считать удовлетворительным.

Для времени валдайского позднеледниковья на основании геоморфологического подхода (регрессионной связи стока воды и размеров палеорусел) получено пространственное распределение стока воды, например, в бассейне Черного моря [38]. Предлагаемые способы оценки палеостока по густоте древней речной сети дают возможность получить такое пространственное распределение для времени деградации московского покровного оледенения.

**Благодарности.** Работа выполнена по теме “Эволюция и трансформация эрозионно-русловых систем в условиях изменения природной среды и антропогенных нагрузок (ГЗ)” (А.Ю. Сидорчук), по теме госзадания № 0148-2018-0002 (Программа ФНИ, раздел 9, подраздел 127; НИОКТР № 01201352492) “Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое, история четвертичного периода” (О.К. Борисова) и при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00119) (А.В. Панин).

**Acknowledgements.** The study was founded by the State Program (GZ) “Evolution and transformation of erosion-channel systems in conditions of changing the natural environment and anthropogenic impact” (A. Yu. Sidorchuk), FSR Program, section 9, part 127, NIOKTR No. 01201352492, State Task No. 0148-2018-0002 “Dynamics and mechanisms of changing landscapes, climate and biosphere in the Cenozoic, history of the Quaternary” (O.K. Borisova) and by the Russian Foundation for Basic Research (project No. 14-05-00119) (A.V. Panin).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Козменко А.С.* Борьба с эрозией почв. М.: Гос. изд-во сельхоз. лит-ры, 1954. 232 с.
2. *Панин А.В.* Вековые тенденции в развитии верховий речных систем // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1. М.: Науч. мир, 2006. С. 404–409.
3. *Еременко Е.А., Панин А.В.* Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. М.: МИРОС, 2010. 192 с.
4. *Еременко Е.А., Панин А.В.* Происхождение ложбинной сети в центральных и южных районах Восточно-Европейской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 3. С. 59–66.
5. *Хортон Р.Е.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 156 с.
6. *Гарцман И.Н.* Речная сеть и водоносность территории в условиях юга Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 1968. Вып. 27. С. 15–22.
7. *Гарцман И.Н.* Топология речных систем и гидрографические исследования // Водные ресурсы. 1973. № 3. С. 109–124.

8. *Алексеевский Н.И.* Индикационные методы гидроморфологических исследований // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 2000. Вып. 12. С. 232–240.
9. *Gregory K.J.* Dry valleys and the composition of the drainage net // *J. of Hydrology*. 1966. No. 4. P. 327–340.
10. *Gregory K.J.* Drainage networks and climate // *Geomorphology and Climate* / E. Derbyshire (ed). Chichester: Wiley, 1976. P. 289–315.
11. *Gregory K.J.* Changes of drainage network composition // *Acta Universitatis Ouluensis. Series A*. 1979. Vol. 82. P. 19–28.
12. *Gregory K.J. and Walling D.E.* The variation of drainage density within a catchment // *Bul. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 1968. Vol. 13(2). P. 61–68.
13. *Карасев М.С., Лобанова Н.И.* Строение и водоносность речной сети Дальнего Востока (к методологии гидрографических индикационных исследований) // *Тр. Дальневост. регион. НИИ*. Вып. 88. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 135 с.
14. *Калинин Г.П.* О пространственно-временном анализе и эргодичности гидрологических элементов // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1966. № 5. С. 19–34.
15. *Sidorchuk A. Yu. and Borisova O.K.* Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // *Quaternary Int.* 2000. Vol. 72(1). P. 95–106.
16. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. (ст. 1. Морфометрические зависимости) // *Геоморфология*. 2017. № 1. С. 55–65.
17. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. (ст. 2. Гидравлические методы реконструкции расходов палеорек) // *Геоморфология*. 2017. № 2. С. 3–13.
18. *Мирицхулава Ц.Е.* Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 1970. 240 с.
19. *Маккавеев Н.И.* Сток и русловые процессы: Тексты лекций для геоморфологов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 115 с.
20. *Голосов В.Н., Иванова Н.Н.* Особенности заиления малых рек зоны интенсивного сельскохозяйственного освоения // *Водные ресурсы*. 1994. № 6. С. 684–688.
21. *Нежиховский Р.А.* Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 476 с.
22. *Гарцман И.Н., Карасев М.С., Лобанова Н.И.* Об индикативных свойствах густоты речной сети // *Водные ресурсы*. 1973. № 6. С. 144–152.
23. *Алексеевский Н.И., Ретеюм К.Ф., Чуткина Л.П.* Индикационные методы для решения гидрологических задач в бассейне р. Оки // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1998. № 3. С. 39–43.
24. *Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И.* Реки и озера Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 104 с.
25. [http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya\\_2016/paper3\\_supplement.html](http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya_2016/paper3_supplement.html)
26. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г.* Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2007. № 2. С. 44–54.
27. *Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В.* Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне московского оледенения (на примере бассейна р.Протвы) // *Геоморфология*. 2012. № 1. С. 92–106.
28. *Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р., Бульярт Ж.-П., 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 // *Бюл. комиссии по изуч. четвертич. периода*. 2011. № 71. С. 47–74.
29. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В.* Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2013. № 1. С. 118–129.
30. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Макроизлучины (“большие меандры”): проблемы происхождения и интерпретации // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2006. № 6. С. 14–22.
31. *Бобровицкая Н.Н., Баранов А.В., Василенко Н.Г., Зубкова К.М.* Сток воды и наносов на овражных водосборах // *Эрозионные процессы центрального Ямала*. СПб: Изд-во РНИИ Культурного и природного наследия, 1999. С. 90–105.
32. *Сидорчук А.Ю.* Динамическая модель овражной эрозии // *Геоморфология*. 1998. № 4. С. 28–38.
33. *Sidorchuk A.* Gully erosion in the cold environment: Risks and hazards // *Advances in Environmental Research*. Vol. 44. Hauppauge NY: Nova Science Publ., 2015. P. 139–192.

34. Sidorchuk A., Märker M., Moretti S., and Rodolfi G. Soil erosion modelling in the Mbuluzi river catchment (Swaziland, South Africa). Part I: Modelling the dynamic evolution of gullies // *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2001. Vol. 24. No. 2. P. 177–187.
35. Сидорчук А.Ю. Овражная эрозия // Эрозионные процессы центрального Ямала. СПб: Изд-во РНИИ Культурного и природного наследия, 1999. С. 162–175.
36. Косов Б.Ф., Никольская И.И., Зорина Е.Ф. Экспериментальные исследования оврагообразования // Экспериментальная геоморфология. Т. 3. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1978. С. 113–140.
37. Лютицау С.В. Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 1968. № 3. С. 93–98.
38. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the Last Glaciation Maximum–Late Glacial time // *Geological Society of America Special Paper*. 2011. Vol. 473. P. 1–25.

## REFERENCES

1. Kozmenko A.S. *Bor'ba s eroziei pochv* (Fight against soil erosion). Moscow: Gos. izd-vo sel'khoz. lit-ry. (Publ.), 1954. 232 p.
2. Panin A.V. Centennial trends in the headwaters of river systems, in *Sovremennyye global'nyye izmeneniya prirodnoi sredy* (Modern global environmental changes). Vol. 1. Moscow: Nauchnyi mir (Publ.), 2006. P. 404–409.
3. Eremenko E.A. and Panin A.V. *Lozhbinnyi mezorel'ef Vostochno-Evropeiskoi ravniny* (Mesorelief of hollows on the East European Plain). Moscow: MIROS (Publ.), 2010. 192 p.
4. Eremenko E.A. and Panin A.V. An origin of the net of hollows in the central and southern regions of the East European Plain. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geogr.* 2011. No. 3. P. 59–66. (in Russ.)
5. Horton R.E. *Eroziynoye razvitiye rek i vodosbornykh basseinov* (Erosional development of rivers and their drainage basins). Moscow: Izd-vo inostrannoi lit-ry (Publ.), 1948. 156 p.
6. Gartsman I.N. River network and basin outflow in the southern Far East. *Tr. DVNIGMI*. 1968. No. 27. P. 15–22. (in Russ.)
7. Gartsman I.N. The topology of the river systems and hydrographic studies. *Vodn. Resur.* 1973. No. 3. P. 109–124. (in Russ.)
8. Alekseevskiy N.I. Indication methods of hydromorphological research, in *Eroziya pochv i ruslovyye protsessy* (Soil erosion and channel processes). Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 2000. Vol. 12. P. 232–240.
9. Gregory K.J. Dry valleys and the composition of the drainage net. *Journal of Hydrology*. 1966. No. 4. P. 327–340.
10. Gregory K.J. Drainage networks and climate, in *Geomorphology and Climate*. E. Derbyshire. Ed. Chichester: Wiley, 1976. P. 289–315.
11. Gregory K.J. Changes of drainage network composition. *Acta Universitatis Ouluensis*. Series A. 1979. vol. 82. P. 19–28.
12. Gregory K.J. and Walling D.E. The variation of drainage density within a catchment. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 1968. Vol. 13(2). P. 61–68.
13. Karasev M.S. and Lobanova N.I. The structure and basin outflow of the river network of the Far East (on the methodology of hydrographic indicator investigations), in *Trudy Dal'nevostochnogo regional'nogo NII* (Proceedings of the Far East Regional Research Institute), Vol. 88. Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1988. 135 p.
14. Kalinin G.P. Space-temporal analysis and ergodicity of hydrological elements. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. Geogr.* 1966. No. 5. P. 19–34. (in Russ.)
15. Sidorchuk A. Yu. and Borisova O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions. *Quaternary International*. 2000. Vol. 72(1). P. 95–106.
16. Sidorchuk A. Yu. and Panin A.V. Geomorphological approach to the river runoff evaluation in the geological past. (Paper 1. Regime equations). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 1. P. 55–65. (in Russ.)
17. Sidorchuk A. Yu. and Panin A.V. Geomorphological approach to the river runoff evaluation in the geological past. (Paper 2. Estimation of river palaeo-discharges based on channel hydraulics). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 2. P. 3–13. (in Russ.)
18. Mirtskhulava Ts. E. *Inzhenernyye metody rascheta i prognoza vodnoi erozii* (Engineering methods of calculation and prediction of water erosion). Moscow: Kolos (Publ.), 1970. 240 p.

19. Makkaveyev N.I. *Stok i ruslovye protsessy: Teksty lektsiy dlya geomorfologov* (Water runoff and channel processes: Texts of lectures for geomorphologists). Moscow: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1971. 115 p.
20. Golosov V.N. and Ivanova N.N. Features of the silting of small rivers in the zones of intensive agricultural development. *Vodn. Resur.* 1994. No. 6. P. 684–688. (in Russ.)
21. Nezhikhovskiy R.A. *Ruslovaya set' basseina i protsess formirovaniya stoka vody* (Channel network and the process of runoff formation). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1971. 476 p.
22. Gartsman I.N., Karasev M.S., and Lobanova N.I. On the indicative properties of the river network density. *Vodn. Resur.* 1973. No. 6. P. 144–152. (in Russ.)
23. Alekseevskiy N.I., Reteyum K.F., and Chutkina L.P. Indication methods for solving hydrological problems in the Oka River basin. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geogr.* 1998. No. 3. P. 39–43. (in Russ.)
24. Domanitskiy A.P., Dubrovina R.G., and Isayeva A.I. *Reki i ozera Sovetskogo Soyuza* (Rivers and lakes of the Soviet Union). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1971. 104 p.
25. [http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya\\_2016/paper3\\_supplement.html](http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya_2016/paper3_supplement.html)
26. Velichko A.A., Morozova T.D., and Panin P.G. Polygenetic soil complexes as a system phenomenon of the Pleistocene macrocycles. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geogr.* 2007. No. 2. P. 44–54. (in Russ.)
27. Sheremetskaya E.D., Borisova O.K., and Panin A.V. Planation of Moscow glaciation periglacial zone during postglacial epoch (the example of the Protva R. drainage basin). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2012. No. 1. P. 92–106. (in Russ.)
28. Panin A.V., Matlakhova E. Yu., Belyaev Yu.R., Buylaert J.P., Dubis L.F., Murray A.S., Pakhomova O.M., Selezneva E.V., and Filippov V.V. Sedimentation and formation of terraces in the river valleys of the center of the Russian Plain in the second half of the Late Pleistocene. *Bull. Kom. po Izuch. Chev. Per.* 2011. No. 71. P. 47–74. (in Russ.)
29. Panin A.V., Sidorchuk A. Yu., and Vlasov M.V. Powerful late Valdai river flow in the Don basin. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geogr.* 2013. No. 1. P. 118–129. (in Russ.)
30. Panin A.V. and Sidorchuk A. Yu. Macrobends (“large meanders”): The problems of origin and interpretation. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geogr.* 2006. No. 6. P. 14–22. (in Russ.)
31. Bobrovitskaya N.N., Baranov A.V., Vasilenko N.G. and Zubkova K.M. Water runoff and sediment transport on the gully catchments, in *Eroziionnye protsessy tsentral'nogo Yamala* (Erosion processes in the central Yamal). S.-Petersburg: Izd-vo RNII KPN (Publ.), 1999. P. 90–105.
32. Sidorchuk A. Yu. Dynamic model of gully erosion. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1998. No. 4. P. 28–38. (in Russ.)
33. Sidorchuk A. Gully erosion in the cold environment: Risks and hazards. *Advances in Environmental Research*. 2015. vol. 44. Hauppauge NY: Nova Science Publ., P. 139–192.
34. Sidorchuk A., Märker M., Moretti S., and Rodolfi G. Soil erosion modelling in the Mbuluzi river catchment (Swaziland, South Africa). Part I: Modelling the dynamic evolution of gullies. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2001. Vol. 24. No. 2. P. 177–187.
35. Sidorchuk A. Yu. Gully erosion, in *Eroziionnye protsessy tsentral'nogo Yamala* (Erosion processes in the central Yamal). S.-Petersburg: Izd-vo RNII KPN (Publ.), 1999. P. 162–175.
36. Kosov B.F., Nikol'skaya I.I., and Zorina E.F. Experimental studies of gully formation, in *Eksperimental'naya geomorfologiya* (Experimental geomorphology). vol. 3. Moscow: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1978. P. 113–140.
37. Lyuttsau S.V. Fluvial landforms in Meshchera as an indicator of changes in the hydrological regime and river runoff in time. *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5. Geogr.* 1968. No. 3. P. 93–98. (in Russ.)
38. Sidorchuk A., Panin A., and Borisova O. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the Last Glaciation Maximum–Late Glacial time. *Geological Society of America Special Paper*. 2011. Vol. 473. P. 1–25.