

УДК 551.4.012:551.4.07–551.4.07

© 2018 г. А.Ю. СИДОРЧУК^{1,*}, А.В. ПАНИН^{1,2,**}

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ
К ОЦЕНКЕ ВЕЛИЧИНЫ РЕЧНОГО СТОКА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ
(ст. 4. Анализ крупности руслового аллювия для определения скоростей палеопотоков)**

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет Москва, Россия*

² *Институт географии РАН, Москва, Россия*

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

Поступила в редакцию 13.06.2016

Текстура и структура аллювиальных отложений являются отражением динамики речного потока. Структура аллювия современных рек используется в качестве показателя поля скоростей в речном русле. Для этого применяются формулы для расчета критической скорости потока для условий начала движения или начала осаждения частиц различной крупности. Хорошая разработанность теории и экспериментальная проверка таких формул создала возможность реконструкции скоростей палеопотоков по измерениям крупности частиц наносов в аллювиальных отложениях. Этому также способствует нелинейность зависимости критических скоростей от диаметра частиц грунта, в результате чего широкому диапазону размеров перемещаемых частиц соответствует довольно узкий диапазон необходимых для этого перемещения скоростей потока. В результате при правильной оценке конкретной динамической обстановки формирования аллювиальной толщи и при правильном отборе образцов аллювия, возможно восстановить как среднюю скорость потока, так (иногда) и интенсивность его турбулентности. При этом следует иметь в виду, что методы расчета критических скоростей дают некий диапазон значений, обычно $\pm 20\text{--}30\%$ от среднего.

Существенной ограниченностью этого метода является отсутствие возможности по крупности аллювия определить другие характеристики потока. Такая величина, как глубина потока, необходимая для правильного расчета скорости, оценивается по другим признакам, таким как текстура аллювия, морфометрия палеорусел и т.п. Так что оценка скорости потока по крупности аллювия обычно дополняет и уточняет палеогеоморфологические и палеогидрологические построения, выполняемые другими методами.

Ключевые слова: аллювий, гранулометрический состав, критические скорости, реконструкция скоростей палеопотоков.

DOI: 10.7868/S0435428118030045

**GEOMORPHOLOGICAL APPROACH
TO THE RIVER RUNOFF EVALUATION IN THE GEOLOGICAL PAST
(Part 4. Sediment particle size analysis for the assessment of paleo-flow velocity)**

A.Yu. SIDORCHUK^{1,*}, A.V. PANIN^{1,2,**}

¹ *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

² *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

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

The texture and structure of the alluvial deposits are the reflection of the dynamics of the river flow. The texture of the modern river alluvium is used as a measure of the velocity field in the river channel. The formulas for the calculation of the critical flow rate for the conditions of the beginning of the movement or the beginning of the deposition of particles of varying size are used for this purpose. Significant development of the theory and experimental verification of such formulas gives an opportunity for reconstruction paleo-flow velocity by measuring the size of particles in alluvial deposits. This procedure is supported by non-linearity of the relationship between critical velocities and diameters of the soil particles. A wide range of particle sizes is transformed into rather narrow range of flow rates, necessary for movement of these particles. As the result, with the correct assessment of the particular dynamic conditions of formation of the alluvial strata and efficient selection of alluvium samples, the average paleo-flow rate and (in some cases) the intensity of its turbulence can be estimated.

The methods of calculating the critical velocities provide a range of values, typically $\pm 20\text{--}30\%$ of the mean. Another significant limitation of this method is the lack of ability to determine other flow and channel characteristics by the use of the size of alluvium. The flow depth, which is required for correct calculation of the velocity, must be determined from the other characteristics, such as the structure of the alluvium, geometry of paleochannels, and etc. Therefore an evaluation of flow rate by alluvium size is usually complements and refines paleogeomorphological and paleohydrological reconstructions, performed by other methods.

Keywords: Alluvium, particle size distribution, critical velocity, reconstruction of paleo-flow velocities.

Физические основы связи скоростей потока и крупности донных грунтов

В исследованиях по динамике русловых потоков задача об устойчивости частицы несвязного грунта на дне потока была поставлена в конце XIX в. в работах П. Дюбуа и У. Эри [4]. Рассматривалось условие предельного равновесия сил, смещающих частицу и удерживающих ее. Было показано, что предельная (критическая) придонная скорость пропорциональна корню квадратному из диаметра частицы или корню шестой степени из веса частицы. В дальнейшем этот подход использован при получении критерия устойчивости речного русла [5, 6] и для оценки критического донного касательного напряжения или критической скорости потока (см. обзоры в [4, 7]). Г.И. Шамоу [4] по данным лабораторного эксперимента получил формулу для придонной критической скорости начала движения частиц наносов диаметром D :

$$U_{0д} = b\sqrt{D}. \quad (1)$$

Для средней по глубине d критической скорости с использованием степенной эпюры скорости по закону “ $1/6$ ” формула (1) преобразуется в

$$U_0 = 0.86b\sqrt{D}\left(\frac{d}{\Delta}\right)^{1/6} = 0.86b\sqrt{D}\left(\frac{d}{0.7D_5}\right)^{1/6} = 0.91bD^{1/3}d^{1/6}S_5^{1/6} = b^*D^{1/3}d^{1/6}. \quad (2)$$

Здесь высота выступов шероховатости Δ принимается пропорциональной диаметру самых крупных донных наносов 5% обеспеченности [8]. Для однородных грунтов $D_5 = D$, для неоднородных, следуя В.Н. Гончарову [8], вводится аналог коэффициента сортированности $S_5 = D/D_5$, а обозначение D относится к среднему диаметру донных грунтов.

Теоретические исследования и измерения критических скоростей в лабораторных лотках показывают, что кривая зависимости критической скорости начала размыва от крупности грунта характеризуется тремя основными участками. Если крупность грунтов больше 1–1.5 мм, то придонная критическая скорость увеличивается с увеличением крупности приблизительно по квадратичной зависимости; это область турбулентного размыва грунтов шероховатого дна. При крупности грунта < 1 мм зависимость критической скорости от крупности грунта обычно становится слабее и в экспериментах иногда не улавливается. В теории исходят из того, что в этой транзитной области диаметр частиц грунта становится близким к толщине ламинарного подслоя в придонной области

потока, и критическая скорость становится функцией как гидравлической крупности, так и числа Рейнольдса, вычисленного по диаметру частиц.

К.В. Гришанин [9] указывает, что в транзитной области зависимость критической скорости начала перемещения частиц от их крупности характеризуется меньшим показателем степени, чем в формуле (2). По аналогии с формулой (2) ее можно представить в виде:

$$U_0 = b_1 D^{1/4} d^{1/6} S_5^{1/6}. \quad (3)$$

Переход от квадратичной к транзитной зависимости происходит примерно при числе Рейнольдса $Re_D = \frac{UD}{\nu} \approx 600$. Здесь U – средняя скорость потока, ν – кинематическая вязкость воды.

Наконец, при крупности частиц менее 0.1 мм, согласно теории, частицы несвязных грунтов на гладком дне потока полностью погружены в ламинарный подслой, и критическая скорость начала размыва увеличивается с уменьшением крупности грунта. Более существенным является то, что в донных грунтах с крупностью частиц не более 0.1 мм начинает проявляться связность грунта [10]. Такие частицы в достаточном количестве присутствуют в тонких и мелких песках, а при наличии связности даже в режиме турбулентного обтекания применяются уже иные подходы. Критические скорости для начала размыва таких грунтов существенно больше, чем это следует из формул (2) и (3). Поэтому после размыва мелкие частицы легко транспортируются во взвеси. Их взвешивание происходит при меньших скоростях, чем необходимые для размыва.

В лабораторных исследованиях обычно используются несколько возможно однородные грунты с малым диапазоном диаметров частиц. Но водный поток при этом остается турбулентным, с распределением скоростей близким к нормальному. В результате начало движения даже одинаковых по размеру частиц носит вероятностный характер [11]. Выражением этого служит выделение нескольких критических скоростей. Так, Г.И. Шамов [4] выделяет нижнюю предельную скорость $U_{0н}$, при которой прекращается движение наносов; начальную предельную скорость U_0 , когда начинают сдвигаться отдельные частицы, и верхнюю предельную скорость $U_{0в}$, при которой начинается массовое движение донных наносов. Эти скорости соотносятся как

$$0.77U_{0в} = U_0 = 1.2U_{0н}. \quad (4)$$

Коэффициент b^* в формуле (2) равен, соответственно, 5.98, 4.6 и 3.83.

Еще более значима вероятностная природа взаимодействия водного потока и донных грунтов для транспорта наносов в природных условиях. В реку поступают частицы наносов самых разных размеров за счет денудации на водосборе, размыва речных берегов и дна. В турбулентном потоке при локальной установившейся средней скорости перемещаются частицы наносов размером и количеством соответствующие вероятностному распределению актуальных скоростей. Обычно распределение актуальных скоростей близко к симметричному (или слегка асимметричному) нормальному распределению [12]. Из-за нелинейности связи критической скорости начала движения и крупности наносов (формулы 2 и 3) симметричное распределение скоростей трансформируется в асимметричное распределение крупности донных грунтов (рис. 1). Это распределение часто аппроксимируют логнормальной функцией, тем более что для этого есть некоторые теоретические основания [13]. Пересчет плотности распределения вероятности скоростей потока p_U в плотность распределения вероятности диаметров частиц грунта p_D при наличии трансформных функций (2)–(3) $U = F_D(D)$ осуществляется по формуле:

$$p_D(D = F_U(U)) = p_U(U) \frac{dU}{dF_D}. \quad (5)$$

Из-за нелинейности зависимостей (2) и (3) происходит трансформация не только вида функции распределения вероятностей, но и дисперсии распределения.

Относительно узкому диапазону скоростей турбулентных пульсаций соответствует гораздо более широкий (не менее чем на порядок) диапазон диаметров частиц наносов, и наоборот.

На рис. 2, построенном в координатах “приведенная средняя скорость $U/(d^{1/6}S_5^{1/6})$ – средний диаметр частиц D ”, для несвязных грунтов показаны области аккумуляции (осаждения или остановки перемещения по дну), перемещения во взвеси или влечением и границы между ними, рассчитанные по формулам (2) и (3). Этот рисунок уточняет известный график Ф. Хьюльстрема [14] и может быть использован для оценки палеогидравлических условий в древних водотоках.

Натурные данные, использованные для верификации зависимостей, показанных на рис. 2, получены на реках Терек, Выгегда, Нигер, Яна и Чулым (см. приложение [15]). На р. Терек выше Терско-Кумской низменности русловой аллювий представлен валунами и галькой, для которых характерны отдельные подвижки; их массовое перемещение

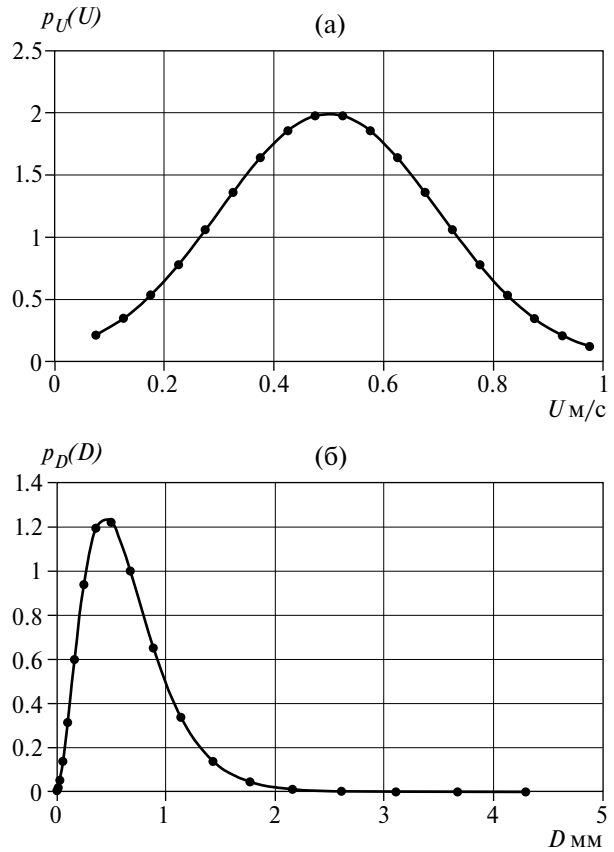


Рис. 1. Трансформация функции плотности распределения вероятности скорости потока (а) в функцию плотности распределения вероятности крупности частиц наносов (б) по формуле (5) с помощью трансформной функции (2)

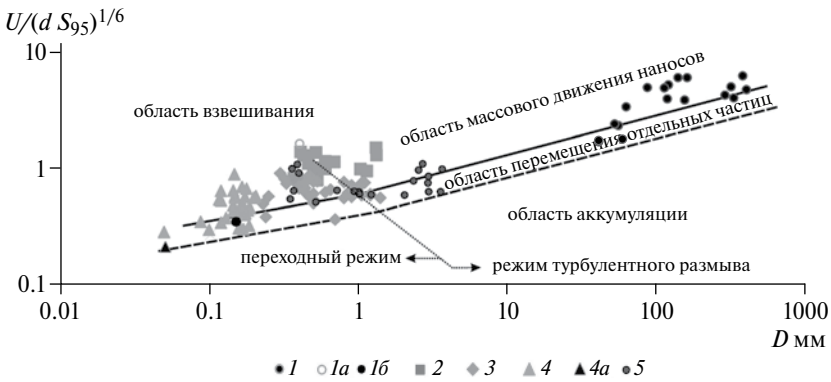


Рис. 2. Области массового влечения наносов, остановки перемещения по дну, перемещения во взвеси или аккумуляции и границы между ними, рассчитанные по формулам (2) и (3). Нанесены данные измерений на верхнем и среднем Тереке (1), р. Тереке ниже устья р. Сунжи (1а), р. Тереке на выходе в море (1б), р. Выгегде на Нижне-Шешуровском перекате (2), р. Нигере ниже впадения р. Бенуэ (3), в низовьях р. Яны (4) и янском устьевом баре (4а), на р. Чулым в районе с. Белый Яр (5)

наблюдается только во время паводков. Данные для рис. 2 получены во время паводка [16], так что положение точек на графике в основном соответствует динамике аллювия. Ниже Терско-Кумской низменности русловой аллювий р. Терек становится песчаным; здесь происходит массовое перемещение частиц аллювия и их взвешивание. На выходе в Каспийское море, в новой дельте Терека в условиях растекания речной струи на взморье наблюдается осаждение тонких песков и крупных алевритов при скоростях потока менее 0.4 м/с. Аналогичные условия складываются в дельте р. Яны. Вдоль протоки Главное русло [17] активно смещаются средние и мелкие пески, которые откладываются на выходе на устьевой бар при скоростях потока около 0.6 м/с, а на гребне бара откладываются крупные алевриты при скоростях течения 0.2–0.4 м/с. На Нижне-Шешуровском перекате р. Вычегды крупные пески и гравий в основном активно перемешаются в виде системы гряд [18]. Такая же картина наблюдалась в русле р. Нигер [19] и Чулым [20], но на отдельных участках двигались только отдельные частицы. В целом можно констатировать, что данные измерений на естественных реках не противоречат формулам, полученным на основании лабораторного эксперимента. Для транзитной области перемещения наносов для нижней огибающей поля точек (нижняя предельная скорость) получен коэффициент в формуле (3) $b_1 = 2.3$; для верхней предельной скорости $b_1 = 3.6$.

С увеличением скоростей потока массовое перемещение частиц аллювия влечением по дну и сальтацией сменяется взвешиванием частиц. А.В. Караушев [21] приводит главные критериальные величины, по которым можно судить о критической скорости потока для начала этого процесса. Если средние по глубине вертикальные скорости турбулентных пульсаций ω становятся больше, чем гидравлическая крупность V_{st} частиц, эти частицы находятся во взвеси. Соответственно, при $V_{st} > \omega$ начинается выпадение частиц наносов из взвеси. Для вычисления этих величин А.В. Караушев [21] приводит эмпирические формулы:

$$\omega = 0.8\sigma_v = \frac{U}{\sqrt{N}}, \quad (6)$$

$$N = \frac{(0.7C - 0.6)C}{g}, \quad (7)$$

$$V_{st} = (2.4\Theta - 0.7)\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} gD} \quad (8)$$

для квадратичной области обтекания частиц и

$$V_{st} = (1.6\Theta - 0.16)\sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} (68D - 0.003)k_t \quad (9)$$

для транзитной области.

В этих формулах σ_v – среднее квадратическое отклонение вертикальных пульсаций скорости, C – коэффициент Шези, Θ – критерий формы частицы (рекомендуемое значение 0.8), ρ_s и ρ – плотность частиц грунта и воды, k_t – температурный поправочный коэффициент (равен 1 при температуре 15 °С).

В [22] приведена эмпирическая формула, где среднее квадратическое отклонение вертикальных пульсаций скорости определяется через придонную скорость потока:

$$\sigma_v = 0.023 \frac{U}{d^{0.22}}. \quad (10)$$

Если применяется закон “ $1/6$ ” для вертикальной эпюры скорости (как в формулах (2) и (3)), то это выражение преобразуется в

$$\sigma_v = b_2 U \left(\frac{D_{95}}{d} \right)^{1/6}. \quad (11)$$

Верификация формул (6), (10) и (11) проведена по натурным данным, полученным на реках Нигер [19] и Терек [23], где были поставлены измерения гидравлических характеристик потока и гранулометрического состава донных и взвешенных наносов (см. приложение [15]). Формула (6) существенно завышает вертикальные скорости пульсаций, при которых частицы наносов соответствующей гидравлической крупности появляются во взвеси. Но если в этой формуле использовать не среднюю, а придонную скорость потока, вычисленную по закону “1/6”

$$\omega^* = \frac{U}{\sqrt{N}} \left(\frac{D_s}{d} \right)^{1/6}, \quad (12)$$

то соответствие измеренных и рассчитанных величин становится вполне удовлетворительным. Формулу (12) можно использовать для оценки гидравлической крупности наносов, переходящих в осадок при заданных характеристиках потока. Также вполне удовлетворительные результаты дают формула (10) и формула (11) с коэффициентом $b_2 = 0.065$.

Оценка скоростей потока в древних реках по крупности аллювия

Аллювий палеорусел иногда доступен в неглубоких шурфах и в обнажениях. В таких случаях возможны определение условий образования отложений по их текстуре, послойный отбор образцов аллювия и детальный гранулометрический анализ проб. Часто образцы руслового аллювия из палеорусел получаются при бурении. Большинство методов бурения нарушает естественное залегание аллювия, и из нескольких слоев отбирается смешанный образец. В таком случае гранулометрический анализ отражает некую усредненную обстановку осадконакопления.

Крупность руслового аллювия отражает динамическую обстановку при его размыве, транспорте и отложении наносов. В результате ситового гранулометрического анализа получается кумулятивное распределение веса частиц аллювия в зависимости от их диаметров. Если рассматриваемый аллювий формировался в известной динамической обстановке, то по формулам (2–3) и (6) возможен переход от крупности грунта к критическим скоростям потока, соответствующим этой динамической обстановке, и к плотностям распределения уже скоростей потока. Так как гистограммы крупности аллювия обычно строятся по результатам ситового анализа с переменным шагом, соответствующим размеру ячеек сит, то более удобно пересчитывать диаметры в скорости на кумулятивных распределениях

$$P_D(D) \rightarrow P_U(U = F_D(D)), \quad (13)$$

а плотности распределения скоростей получать дифференцированием этих кумулятивных кривых

$$p_U(U) = \frac{d P_U(U = F_D(D))}{dU}. \quad (14)$$

В качестве примера рассмотрим волнистые и косослоистые отложения в обнажении III террасы р. Вычегды у пос. Байка. В режиме транспорта донных наносов перекачиванием и сальгацией обычно происходит формирование донных гряд (рифелей и дюн). В период активного формирования гряд (обычно на подъеме и пике паводка) гряды на дне потока характеризуются малой асимметрией, их низовые откосы имеют крутизну $< 10^\circ$. При движении таких гряд формируется волнистая слоистость. В период пассивного перемещения гряд (обычно на спаде паводка и во время межени) гряды на дне потока характеризуются значительной асимметрией, их низовые откосы имеют крутизну $> 20-30^\circ$. При движении таких гряд формируется косая слоистость. Часто в нижней части движущейся гряды скапливаются наиболее крупные и наименее подвижные частицы наносов, которые образуют тонкий базальный горизонтальный слой, обычно мощностью в 1–2 частицы.

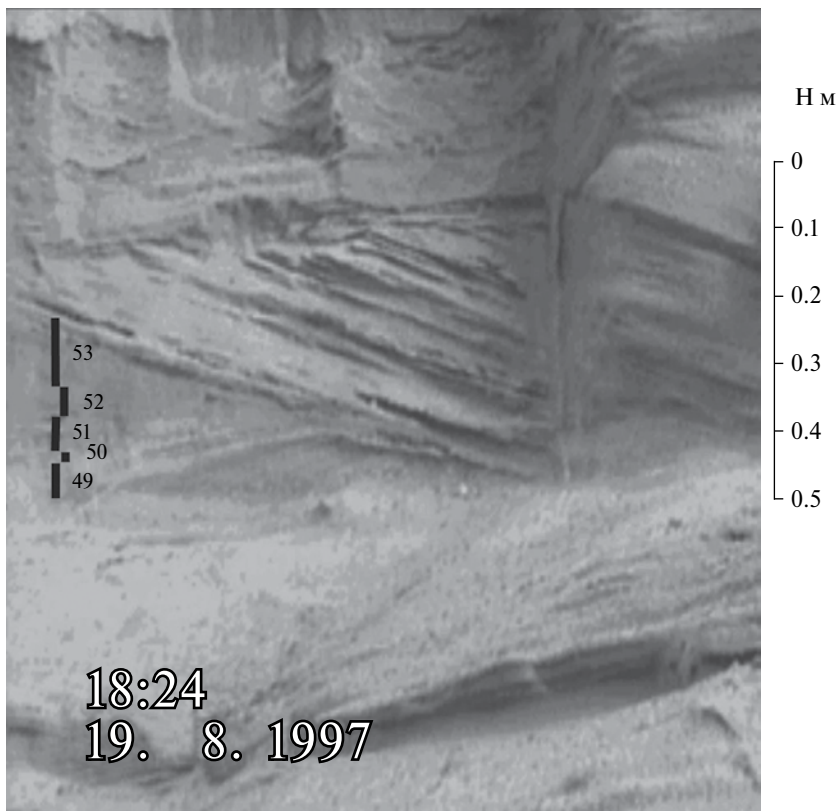


Рис. 3. Косослоистые отложения в обнажении III террасы р. Вычегды у пос. Байка и места отбора образцов, рассмотренных в табл. 1

Таблица 1

Гранулометрический состав (%) пачки косослоистых отложений в обнажении III террасы р. Вычегды у пос. Байка, соответствующие диаметру скорости потока U и нормальное распределение скоростей в турбулентном потоке P_U при $U_{cp} = 0.57$ м/с и $\sigma = 0.08$ м/с

Фракции наносов, мм	0.1	0.25	0.5	1	2	5
Обр. 53	4.91	55.6	98.3	100		
Обр. 52	7.58	80.3	99.2	99.9	100	
Обр. 51	4.25	48.4	96.3	99.9	100	
Обр. 50	7.54	71.3	98.1	99.7	99.9	100
Обр. 49	3.43	63.7	99.2	99.96	100	
U м/с	0.47	0.59	0.7	0.84		
P_U	11	61	95	100		

Скорость потока, при которой происходит движение наносов перекачиванием и сальтацией и формируется волнистая и косая слоистость, соответствует скорости массового движения наносов $U_{0\sigma}$. Для наносов базального прослоя можно применять формулу скорости начала движения $U_{0\sigma}$.

На рис. 3 показана пачка косых слоев с наклоном 13° . Она имеет мощность 0.5 м и, следовательно, сформирована при перемещении дюны высотой более 0.5 м в условиях

установившегося турбулентного потока. Гряды такой высоты образуются в потоке глубиной около 5 м [24]. Размер частиц внутри этой толщи меняется от грубого (1–0.5 мм) до тонкого (0.1 мм) песка, распределение по фракциям асимметричное и близкое к логнормальному (табл. 1). Для такого состава наносов необходимо применять формулу (3) с коэффициентом $b_1 = 3.6$. В базальном прослое имеются частицы гравия с диаметром 2–5 мм, для которых характерен квадратичный режим обтекания (формула 2). Наличие среднего гравия показывает, что скорость в турбулентных пульсациях потока не превышала 0.85 м/с, то есть скорости, при которой движение таких частиц останавливается. Основная масса наносов перемещалась в диапазоне пульсаций скоростей 0.5–0.7 м/с. Пересчет распределения веса частиц разной крупности в распределение доли разных скоростей потока (табл. 2), выполненный по формулам (13–14), показал практически симметричную функцию распределения вероятностей. Она удовлетворительно аппроксимируется нормальным распределением скоростей при среднем значении $U_{cp} = 0.57$ м/с и стандартном отклонении $\sigma = 0.14 U_{cp}$. Вероятно, разнообразие гранулометрического состава аллювия пра-Вычегды в этой пачке отложений контролировалось не изменчивостью средних скоростей потока, а турбулентными пульсациями.

В аллювии третьей террасы Вычегды эти динамические условия характеризуют всю толщу песчаных отложений, залегающих выше межженного уреза на 2–3 м. Такие средние скорости потока близки к современным скоростям, характерным для межженных условий на Вычегде, где перемешаются донные грунты примерно того же состава [18].

Часто достаточно оценить среднюю скорость течения по крупности донных грунтов. Обычно применяется один из аналогов формул (2–3), где в качестве аргумента используется средневзвешенный диаметр частиц отложений. Из-за нелинейности функций (2–3) такой подход обычно приводит к завышению средней скорости потока. Эта ошибка устраняется при использовании средневзвешенного значения функций с учетом изменения режима перемещения частиц при диаметре $D_{кр}$:

$$U_{cp} = b_1 d^{1/6} \int_0^{D_{кр}} D^{1/4} p(D) dD + b d^{1/6} \int_{D_{кр}}^{D_{max}} D^{1/3} p(D) dD. \quad (15)$$

В режиме аккумуляции наносов формируются отложения с горизонтальной и облекающей слоистостью, иногда с уменьшающейся крупностью наносов вверх по разрезу. Оценка скоростей потока, где происходит выпадение наносов из взвеси и их аккумуляция, требует применения трансформных функций (6–10) или их табличных аналогов. В качестве примера рассмотрим отложения, заполняющие глубокий плес большого палеоруслу р. Сейм у д. Кудинцево (табл. 2). Эти наносы откладывались на этапе отмирания палеоруслу, скорее всего в режиме занесения и заиления палеоруслу. По каждому диаметру отложенных наносов была рассчитана критическая скорость потока. Для мелких частиц по формуле (6) рассчитана скорость, при которой начинается осаждение. Для частиц крупнее 0.25 мм по формуле (3) с $b_1 = 2.3$ рассчитана скорость, при которой прекращается их движение в виде влекомых наносов. Повторяемость диапазона скоростей будет равна повторяемости соответствующей фракции крупности наносов. Данные таблицы 2 показывают, что при заилении большого палеоруслу Сейма преобладали скорости потока в диапазоне 0.11–0.31 м/с (60–80% времени). Сравнительно редко (обычно до 4%, но в отдельных случаях до 25% времени) скорости потока были более 0.31 м/с. Строить функции распределения скоростей для этих отложений нецелесообразно, так как образцы были отобраны в ходе бурения и являются смесью частиц из разных тонких слоев.

Кроме режимов движения-остановки и взвешивания-осаждения, в структуре руслового аллювия отражаются режимы селективного накопления частиц. Это образование отстойки и формирование базального аллювия.

Отстойка образуется, когда нарушается баланс продольного транзита аллювия на некотором отрезке русла. Начиная с некоторого критического размера, более крупные частицы аллювия практически перестают перемещаться. Более мелкие частицы выносятся

Таблица 2

Гранулометрический состав (кумулятивное распределение, %) аккумулятивных отложений, заполняющих плес большого палеорула р. Сейм у д. Кудинцево и скорости потока для начала осаждения частиц наносов

Скважина	Глубина взятия образца, м (глубина в палеоруле)	Крупность частиц наносов, верхняя граница диапазона, мм			
		0.1	0.25	0.5	1
С-1-2	3.7-4.0	38	100		
С-1-4	8.3-8.35	19	75	96	100
С-1-5	6.5-6.8	31.2	97.1	100	
С-1-5	8.1-8.3	42.7	96.7	100	
Скважина	Глубина взятия образца, м (глубина в палеоруле)	Максимальные скорости потока для начала осаждения частиц, м/с			
С-1-2	3.7-4.0	0.11	0.27		
С-1-4	8.3-8.35	0.13	0.31	0.47	0.49
С-1-5	6.5-6.8	0.12	0.30	0.46	
С-1-5	8.1-8.3	0.12	0.31	0.48	

Таблица 3

Гранулометрический состав (%) слоя отмостки (О) и аллювия (А) под отмосткой на реке Яне летом 1986 г., коэффициент обогащения $K = O/A$ для слоя отмостки и критический диаметр в составе отмостки (где значение коэффициента K переходит через единицу) рассчитанные критические скорости потока, при которых начинает формироваться отмостка

Расстояние от устья, км		440			425			390		
		О	А	К	О	А	К	О	А	К
Фракции, мм	256-128	9.73	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	
	128-64	12.06	2.40	5.03	15.42	0.00	∞	68.02	2.42	28.2
	64-32	39.30	19.20	2.05	40.96	13.58	3.02	1.10	16.43	0.07
	32-16	17.12	25.60	0.67	21.69	29.63	0.73	29.62	16.43	1.80
	16-8	9.73	16.80	0.58	7.71	21.60	0.36	0.05	15.94	0.00
	8-4	5.84	10.40	0.56	5.30	12.35	0.43	0.05	12.08	0.00
	4-2	3.89	8.00	0.49	1.45	4.32	0.33	0.05	9.18	0.01
	2-1	2.33	4.00	0.58	0.48	1.23	0.39	0.05	4.35	0.01
	1-0.5	0.00	2.40	0.00	0.24	1.23	0.20	0.44	4.35	0.10
	0.5-0.25	0.00	3.20	0.00	0.48	3.70	0.13	0.05	2.90	0.02
	<0.25	0.00	8.00		6.27	12.35		0.55	15.94	
Критический диаметр, мм		32			32			64 или 16		
Критическая скорость течения при глубине 1 м, м/с		1.2			1.2			1.5 или 1.0		

из нижнего створа в несколько большем количестве, чем поступают в верхний створ этого отрезка русла. В результате происходит селективное накопление более крупных частиц, обычно на отмелях частях русла – побочнях и осередках. Критический размер частиц начала селективного накопления можно оценить путем сравнения гранулометрического состава аллювия слоя отмостки и слоя под ним (табл. 3) и затем рассчитать нижнюю предельную скорость потока для критического размера частиц по формулам (2)

или (3). Такой подход редко можно реализовать при палеогеоморфологическом анализе из-за сложностей в идентификации отмытки в отложениях аллювия.

Базальный аллювий формируется в глубоких плесах во время наиболее мощных паводков, когда только самые крупные фракции руслового аллювия не переходят во взвесь. Для разных паводков этот критический размер будет разным, поэтому состав базального аллювия очень разнородный [25]. В базальный аллювий обычно попадают крупные наносы при перемыве коренных отложений, часто не флювиального генезиса. Во время межени в таких глубоких плесах в условиях малых скоростей потока оседают мелкие частицы из взвеси, их слои со временем уплотняются и не размываются даже большими скоростями потока. В результате интерпретация скоростного поля формирования базального аллювия весьма затруднительна.

Заключение

Хорошая разработанность, как теоретическая, так и экспериментальная, проблемы начала движения донных грунтов и осаждения взвешенных наносов создала возможность реконструкции скоростей палеопотоков по измерениям крупности частиц наносов в аллювиальных отложениях. Этому также способствует нелинейность зависимости критических скоростей от диаметра частиц грунта, в результате чего широкому диапазону размеров перемещаемых частиц соответствует довольно узкий диапазон необходимых для этого перемещения скоростей потока. В результате при правильной оценке конкретной динамической обстановки формирования аллювиальной толщи и при правильном отборе образцов аллювия возможно восстановить как среднюю скорость потока, так (иногда) и интенсивность его турбулентности.

При этом следует иметь в виду, что методы расчета критических скоростей дают некий диапазон значений, обычно $\pm 20\text{--}30\%$ от среднего. Эти цифры можно принять в качестве точности палеогеологических реконструкций по крупности частиц аллювия.

Существенное ограничение этого метода — отсутствие возможности по крупности аллювия определить другие характеристики потока, кроме его скорости. Такая величина, как глубина потока, необходимая для правильного расчета скорости, должна быть оценена по другим признакам — текстурам аллювия, морфометрии палеорусел и т.п. Поэтому оценка скорости потока по крупности аллювия обычно дополняет и уточняет палеогеоморфологические и палеогеологические построения, выполняемые другими методами оценки величины речного стока в геологическом прошлом [26–28].

Благодарности. Работа выполнена по теме “Эволюция и трансформация эрозионно-русловых систем в условиях изменения природной среды и антропогенных нагрузок (ГЗ)” (А.Ю. Сидорчук) и при поддержке РФФИ (проект 15-05-05284) (А.В. Панин).

Acknowledgements. The work was carried out on the subject “Evolution and transformation of erosion-channel systems in response to natural environment changing and anthropogenic load” (A. Yu. Sidorchuk) and with the support of the RFBR (project 15-05-05284) (A. V. Panin).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Jopling A.V. Some procedures and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleoflow regime // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1966. No. 36. P. 5–49.
2. Ethridge F.G. and Schumm S.A. Reconstructing paleochannel morphology and flow characteristics: methodology, limitations, and assessment // *Fluvial sedimentology* / A.D. Miall, Ed. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir. 1978. Vol. 5. P. 703–722.
3. Maizels J.K. Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits // *Background to paleohydrology: A Perspective* / K.J. Gregory, Ed. New York: John Wiley and Sons. 1983. P. 101–139.
4. Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 346 с.
5. Лохтин В.М. О механизме речного русла. СПб.: Тип. Мин-ва путей сообщения, 1897. 77 с.

6. Великанов М.А. Динамика русловых потоков. Т. II. Наносы и русло. М.: Гостехиздат, 1955. 323 с.
7. Yang C.T. Sediment Transport: Theory and Practice. N.-Y.: The McGraw-Hill Co., 1996. 396 p.
8. Гончаров В.Н. Основы динамики русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 452 с.
9. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. 2-е изд. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 312 с.
10. Мирихулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 1970. 240 с.
11. Gessler J. Self-stabilizing tendencies of alluvial channels // Proc. ASCE. 1970. Vol. 96(WW2). P. 235–249.
12. Гринвальд Д.И., Никора В.А. Речная турбулентность. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 152 с.
13. Колмогоров А.Н. О логарифмически нормальном распределении размеров частиц при дроблении // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31. № 2. С. 99–101.
14. Hjulström F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris // Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala. 1935. Vol. 25. P. 221–527.
15. http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya_2016/supplement4.html
16. Лодина Р.В., Рашутин Д.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Изменение морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терек) // Геоморфология. 1987. № 1. С. 86–94.
17. Кортаев В.Н., Лодина Р.В., Милошевич В.А., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Формирование дельты р. Яны и прогноз развития ее устьевых баров // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 6. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 123–159.
18. Сидорчук А.Ю. Перемещение донных гряд на Нижне-Шешуровском перекате р. Вычегда // Метеорология и гидрология. 2000. № 4. С. 94–102.
19. Сидорчук А.Ю. Морфология и динамика рельефа русла нижнего Нигера // Пробл. морфодинамики. М.: ГО СССР, 1983. С. 21–38.
20. Алексеевский Н.И., Белый Б.В., Беркович К.М., Иванов В.В., Никитина Л.Н., Турыкин Л.А., Чалов Р.С., Чернов А.В. Русловые деформации верхнего Чулыма в условиях разработки русловых карьеров // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. Изд-во Моск. ун-та, 1995. С. 143–157.
21. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 271 с.
22. Россинский К.И., Дебольский В.К. Речные наносы. М.: Наука, 1980. 216 с.
23. Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю. Морфология и динамика рельефа русла в нижнем течении Терека // Земельные и водные ресурсы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. С. 87–95.
24. Снищенко Б.Ф. Парные связи параметров гряд и характеристики потока и русла // Тр. ГГИ. 1983. Вып. 288. С. 15–25.
25. Нагайцев Б.М. Волжское валунно-песчано-гравийное месторождение // Аллювий. Межвузовский сборник научных трудов. Пермь: Пермский ун-т, 1980. С. 101–113.
26. Сидорчук А.Ю., Панин А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины поверхностного стока в геологическом прошлом (ст. 1. Морфометрические зависимости) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 55–65.
27. 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.
28. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К., Еременко Е.А. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 3. Анализ структуры сети водотоков) // Геоморфология. 2018. № 1. С. 18–32.

REFERENCES

1. Jopling A.V. Some procedures and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleoflow regime. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1966. No. 36. P. 5–49.
2. Ethridge F.G. and Schumm S.A. Reconstructing paleochannel morphology and flow characteristics: methodology, limitations, and assessment, in *Fluvial sedimentology*. A.D. Miall. Ed. *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir*. 1978. Vol. 5. P. 703–722.
3. Maizels J.K. Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits, in *Background to paleohydrology: A Perspective*. K.J. Gregory, Ed. New York: John Wiley and Sons. 1983. P. 101–139.
4. Shamov G.I. *Rechnye nanosy* (River sediments). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1954. 346 p.
5. Lokhtin V.M. *O mekhanizme rechnogo rusla* (On the mechanics of the river channel). S.-Petersburg: Min. putei soobshcheniya (Publ.), 1897. 77 p.
6. Velikanov M.A. *Dinamika ruslovykh potokov* (Channel-flow dynamics). vol. II. *Nanosy i ruslo* (Sediments and channel). Moscow: Gostekhizdat (Publ.), 1955. 323 p.

7. Yang C.T. *Sediment Transport: Theory and Practice*. N.-Y.: The McGraw-Hill Co., 1996. 396 p.
8. Goncharov V.N. *Osnovy dinamiki ruslovykh potokov* (Fundamentals of channel-flow dynamics). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1954. 452 p.
9. Grishanin K.V. *Dinamika ruslovykh potokov* (Channel-flow dynamics). 2-nd edition. Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1979. 312 p.
10. Mirtskhulava Ts.E. *Inzhenernye metody rascheta i prognoza vodnoi erozii* (Engineering methods of calculation and prediction of water erosion). Moscow: Kolos (Publ.), 1970. 240 p.
11. Gessler J. Self-stabilizing tendencies of alluvial channels. *Proc. ASCE*. 1970. Vol. 96(WW2). P. 235–249.
12. Grinvald D.I. and Nikora V.A. *Rechnaya turbulentnost'* (River turbulence). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1988. 152 p.
13. Kolmogorov A.N. About a logarithmically normal distribution of particles during the fragmentation. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1941. Vol. 31. No. 2. P. 99–101. (in Russ.)
14. Hjulström F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute, University of Uppsala*. 1935. Vol. 25. P. 221–527.
15. http://www.fluvial-systems.net/geomorfologiya_2016/supplement4.html
16. Lodina R.V., Rashutin D.V., Sidorchuk A. Yu., and Chalov R.S. Changing in channel morphology and channel-forming sediments from the river head to the mouth: the Terek River case study. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1987. No. 1. P. 86–94. (in Russ.)
17. Korotayev V.N., Lodina R.V., Miloshevich V.A., Sidorchuk A. Yu., and Chalov R.S. Delta formation of the Yana River and prognosis of its mouth bars development, in *Eroziya pochv i ruslovye protsessy* (Soil erosion and channel processes). Iss. 6. Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 1978. P. 123–159.
18. Sidorchuk A. Yu. Bed-form dynamics in the Nizhne-Sheshurovski shallows of the Vychegda River. *Me-teorol. Gidrol.* 2000. No. 4. P. 94–102. (in Russ.)
19. Sidorchuk A. Yu. Morphology and dynamics of channel relief in the Lower Niger, in *Problemy morfo-dinamiki* (Problems of morphodynamics). Moscow: GO SSSR (Publ.), 1983. P. 21–38.
20. Alekseevskiy N.I., Belyi B.V., Berkovich K.M., Ivanov V.V., Nikitina L.N., Turykin L.A., Chalov R.S., and Chernov A.V. Channel processes in the upper Chulym River under the influence of channel quarries, in *Eroziya pochv i ruslovye protsessy* (Soil erosion and channel processes). Iss. 10. Moscow: Izd-vo MGU (Publ.), 1995. P. 143–157.
21. Karashev A.V. *Teoriya i metody rascheta rechnykh nanosov* (The theory and methods of river sediments calculation). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1977. 271 p.
22. Rossinskiy K.I. and Debolski V.K. *Rechnye nanosy* (River Sediments). Moscow: Nauka (Publ.), 1980. 216 p.
23. Alekseevskiy N.I. and Sidorchuk A. Yu. Morphology and dynamics of channel relief in Terek lower reaches, in *Zemel'nye i vodnye resursy* (Land and Water Resources). Moscow: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1990. P. 87–95.
24. Snishchenko B.F. Paired relationships between parameters of sand waves and characteristics of the flow and channel. *Tr. GGI*. 1983. Vol. 288. P. 15–25 (in Russ.).
25. Nagaitsev B.M. Volga boulder, sand and gravel quarry, in *Alluviiy* (Alluvium). Inter-Univ. Proc. Perm': Permskii un-t (Publ.), 1980. P. 101–113.
26. Sidorchuk A. Yu. and Panin A.V. Geomorphological approach to the river runoff evaluation in the geological past. Part 1. Regime equations. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 1. P. 55–65. (in Russ.)
27. Sidorchuk A. Yu. and Panin A.V. Geomorphological approach to the river flow evaluation in the geological past. Part 2. Hydraulic methods of paleoriver discharge reconstruction. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2017. No. 2. P. 3–13. (in Russ.)
28. Sidorchuk A. Yu., Panin A.V., Borisova O.K., and Eremenko E.A. Geomorphological approach to the river flow evaluation in the geological past. Part 3. Drainage net structure analysis. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2018. No. 1. P. 18–32. (in Russ.)