

ГИДРАВЛИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫРАБОТАННОГО ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РУСЕЛ

© 2026 г. А. Ю. Сидорчук

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

E-mail: fluvial05@gmail.com

Поступила в редакцию 14.01.2026

После доработки 11.03.2026

Принята к публикации 20.03.2026

Аннотация. При выработанном продольном профиле в динамически-устойчивом аллювиальном речном русле отсутствуют однонаправленные изменения отметок дна за длительный период времени. Условием существования такого продольного профиля являются неизменность величины расхода руслообразующих наносов вдоль каждого бесприточного участка реки и увеличение этого расхода в каждом узле слияния на величину расхода руслообразующих наносов в притоке. Поэтому для замыкания и решения системы уравнений гидравлики для построения выработанного продольного профиля используется формула для расчета расхода руслообразующих наносов, дополненная гипотезой о неизменности их концентрации в речном бассейне. Уклоны рассчитанного таким образом профиля русла уменьшаются с ростом максимальных расходов воды и возрастают с увеличением крупности и концентрации руслообразующих наносов, а также шероховатости русла. Построение выработанного продольного профиля реки имеет как теоретическое, так и практическое значение. На равнинных реках с небольшим стоком наносов формирование выработанного профиля русла занимает десятки тысяч лет, и здесь интерес может представлять оценка палеогидрологических условий, при которых такой профиль образовался. Например, по форме продольного профиля второй террасы р. Оки рассчитаны сток воды, который был в три раза меньше современного, и сток наносов, превосходивший современный в четыре раза. На реках с большим стоком наносов, таких как р. Терек в низовьях, стабильный профиль вырабатывается за несколько десятков лет. Здесь практически важным становится регулирование формы продольного профиля и приведение его к выработанному для стабилизации русловых переформирований.

Ключевые слова: русловые переформирования; динамически-устойчивое русло; концентрация руслообразующих наносов; уравнения гидравлики; вторая терраса р. Оки; русло р. Терек в низовьях

Финансирование. Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова “Эрозионно-русловые системы: гидрологический режим, природно-антропогенные трансформации и прогноз опасных проявлений” (№ 126040819884-7).

Конфликт интересов. Автор декларирует отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Благодарности. Автор благодарен двум рецензентам за подробный анализ статьи и высказанные замечания и пожелания. Все эти рекомендации были учтены, что, несомненно, способствовало улучшению статьи.

Ссылка для цитирования: Сидорчук А. Ю. (2026) Гидравлическое обоснование формирования выработанного продольного профиля аллювиальных русел. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 3. С. 424—437. <https://doi.org/10.7868/S2949179726030028>

HYDRAULIC JUSTIFICATION OF THE FORMATION OF THE ADJUSTED LONGITUDINAL PROFILE OF ALLUVIAL CHANNELS

A. Yu. Sidorchuk

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

E-mail: fluvial05@gmail.com

Received January 14, 2026

Revised March 11, 2026

Accepted March 20, 2026

Abstract. In the adjusted longitudinal profile, there are no unidirectional changes in the bed elevations in the alluvial river channel over a long period of time. The prerequisite for the existence of such a longitudinal profile is the constant bedload transport rate along each section of the river without tributaries and its increase at each confluence with a tributary by the amount of the bedload discharge in this tributary. Therefore, to close and solve the system of hydraulic equations for constructing the adjusted longitudinal profile, a formula for calculating bedload transport rate is used, supplemented by the hypothesis of constant value of bedload sediment concentration in the river basin. The inclination of the channel profile calculated in this way decrease with an increase in the maximum discharge and increase with an increase in the particle size and the concentration of the bedload sediments, and the channel bed roughness. Constructing an adjusted longitudinal profile of the river has both theoretical and practical significance. In lowland rivers with low sediment loads, the formation of an adjusted channel profile takes tens of thousands of years, and here it may be of interest to assess the paleohydrological conditions under which such a profile was formed. For example, based on the longitudinal profile of the second terrace of the Oka River, annual water flow was calculated to be one third of what it is today, while sediment yield was four times greater than today. In rivers with high sediment loads, such as the lower reaches of the Terek River, the adjusted profile develops over several decades. Here, it becomes practically important to regulate the shape of the longitudinal profile and bring it into line with the adjusted one in order to stabilize channel transformations.

Keywords: channel transformations; dynamically stable channel; concentration of bedload sediments; hydraulic equations; second terrace of the Oka River; channel of the Terek River in the lower reaches

Funding. The work was carried out according to the State Task of the Makkaveev Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes at Moscow State University “Erosion-channel systems: hydrological regime, natural and anthropogenic transformations, and forecast of hazardous processes” (No. 126040819884-7).

Conflict of interests. The author declares that there are no obvious or potential conflicts of interest related to the publication of this article.

Acknowledgments. The author thanks two reviewers for their detailed analysis of the article and their comments and suggestions. All of these recommendations were taken into account, which undoubtedly improved the article.

For citation: Sidorchuk A. Yu. (2026) Hydraulic justification of the formation of the adjusted longitudinal profile of alluvial channels. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 3. P. 424–437. (in Russ.). <https://doi.org/10.7868/S2949179726030028>

1. ВВЕДЕНИЕ

Согласно И. С. Шукину (1980, с. 365), профиль равновесия (П. р.) реки — это “...продольный профиль русла, выработанный рекой при стабильном базисе эрозии. Река на всем своем протяжении нигде не эродировала и не аккумулирует. Такие условия равновесия все время нарушаются в ту или иную сторону, но река непрерывно их восстанавливает. Понятие “П. р.” реки условное — предельная форма профиля, к которому стремится река; имеет преим. теоретич. значение”. При всей условности этого понятия рассмотрению динамической устойчивости продольного профиля реки в аллювиальном русле посвящено большое количество научных статей (см. обзоры вопроса у К. К. Маркова (1948), Дж. Макина (Mackin, 1948), Н. И. Маккавеева (1955), А. Болига (1956) и Б. Роудса (Rhoads, 2020)). Разнообразны также и термины, применявшиеся для обозначения такого продольного профиля реки (профиль равновесия, выработанный профиль, “graded”, “steady”, “adjusted” и т. п., см. (Тимофеев, 1981)). В дальнейшем будем употреблять термины “динамическая устойчивость” и “стабильность” русла как синонимы, а продольный профиль такого русла, по Н. И. Маккавееву (1955), называть “выработанным”.

В упомянутых выше обзорах рассмотрены два способа построений выработанных продольных профилей. Первый — это расчет кривой свободной поверхности на основе эмпирических зависимостей искомого уклона от известных определяющих факторов, обычно расхода воды, площади водосбора или длины русла, иногда также крупности донных грунтов. Простое перечисление подобных работ заняло бы много места, но ряд старых работ рассмотрен у Н. И. Маккавеева (1955) и А. М. Трофимова, В. М. Москвкина (1982), а более современные работы — у Б. Роудса (Rhoads, 2020). Вторым способом расчета — использование уравнений гидравлики для построения кривой свободной поверхности речного потока, дополненных условиями существования выработанного продольного профиля русла. Таких работ существенно меньше (Алексеевский, Сидорчук, 1993; Nanson, Huang, 2008; Bolla Pittaluga et al., 2014; Blom et al., 2016; Arkesteijn et al., 2019), и в каждой из них рассмотрен некоторый частный случай решения задачи.

В большом количестве работ, которые открываются статьями Стока и Монтгомери (Stock, Montgomery, 1999) и Уиппла и Такера (Whipple, Tucker, 1999) рассмотрено формирование продольного профиля реки в горных породах, обычно с учетом тектонических движений. Это отдельная тема, требующая специального анализа. Также отдельной темой является формирование

стабильного (т. н. “терминального”) продольного профиля в реках и, особенно, в грунтовых каналах, когда стабильность обеспечивается отсутствием размыва дна русла из-за близости скоростей потока к критическим, неразмывающим. Для каналов это условие закладывается в проект. Из многочисленных работ на эту тему форму продольного профиля русла рассматривали О. П. Чижов (1951) и Ц. Е. Мирцхулава (1967).

Целью настоящей статьи является рассмотрение общих количественных условий существования динамически устойчивого аллювиального русла реки и возможностей использования этих условий для расчета выработанного продольного профиля с помощью уравнений гидравлики. Статья продолжает работы автора по изучению разных аспектов формирования продольных профилей рек (Сидорчук, 2025а, б).

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Основные гидравлические характеристики динамически устойчивого русла

Построение кривых свободной поверхности воды в речных руслах сводится к решению осредненных по глубине и ширине русла уравнений гидравлики (уравнений движения и сохранения). Для установившегося потока они записываются как:

$$-\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\alpha U}{g} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{n_M^2 U^2}{d^{4/3}} \quad (1)$$

и

$$Q = UWd. \quad (2)$$

В этих двух уравнениях изменение зависимой переменной — отметки свободной поверхности z по длине реки x определяется средней скоростью потока U , средней глубиной d , шириной русла W и гидравлическими сопротивлениями (например, коэффициентом шероховатости в формуле Маннинга n_M), т. е. в расчетах участвуют четыре независимые переменные. В обычных гидравлических расчетах три переменные — глубина (отметка продольного профиля дна русла), ширина русла и гидравлические сопротивления — задаются. В результате при известном расходе воды Q система уравнений замкнута, и можно рассчитать уклон свободной поверхности с помощью стандартных процедур (Богомолов, Михайлов, 1980). В уравнении (1) g — ускорение свободного падения, α — коэффициент, обычно равный 1.

При решении задачи построения свободной поверхности воды в динамически устойчивом русле отметки дна выработанного продольного профиля неизвестны, часто неизвестна и ширина такого

русла. Система уравнений гидравлики оказывается незамкнутой — на два уравнения приходится три или, чаще, четыре независимых переменных. Для замыкания этой системы необходимо ввести одно—два дополнительных уравнения, которые не увеличивали бы числа независимых переменных. Такие уравнения могут быть выведены, исходя из условий существования выработанного продольного профиля русла.

Условием для существования динамической устойчивости продольного профиля реки (выработанного профиля) в аллювиальном русле наиболее часто называются такие гидравлические характеристики потока, при которых в реке за длительное время обеспечивается транспорт наносов, поступающих с водосбора, без существенных однонаправленных изменений морфологии русла (см. историю вопроса у К. К. Маркова (1948), Дж. Макина (Maskin, 1948), Н. И. Маккавеева (1955) и А. Болига (1956)).

Изменение отметки поверхности аллювиальной толщи Z_0 во времени зависит от изменения полного объемного расхода руслообразующих наносов Q_s (произведения удельного по ширине расхода руслообразующих наносов на ширину потока $q_s W$) по длине реки с притоками (далее по тексту — расхода наносов, если не указано иное). С учетом пористости отложений ε и изменения ширины системы русловых потоков W эта зависимость записывается через уравнение деформации (Ехнер, 1920; Гришанин, 1979):

$$(1 - \varepsilon) \frac{\partial Z_0}{\partial t} = - \frac{1}{W} \frac{\partial Q_s}{\partial x}. \quad (3)$$

Для естественной реки с притоками целесообразно выделить изменение объемного расхода наносов Q_{s0} по длине основного русла реки с учетом удельного (на единицу длины русла) расхода наносов, поступающих из притоков q_p :

$$\frac{1}{W} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = \frac{1}{W} \left(\frac{\partial Q_{s0}}{\partial x} + q_p \right). \quad (4)$$

Динамическая устойчивость русла реки реализуется при условии равенства нулю однонаправленных изменений отметок дна русла во времени:

$$(1 - \varepsilon) \frac{\partial Z_0}{\partial t} = - \frac{1}{W} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0. \quad (5)$$

При этом предполагается, что переформирования русла реки происходят, но эти переформирования знакопеременны как во времени, так и по длине каждого участка реки, и при осреднении во времени и по длине равны нулю. Здесь нужно отметить, что Дэвис (Davis, 1902) при рассмотрении сбалансированного (graded) продольного профиля предполагал его медленное изменение

в ходе географического цикла. Были предложены специальные термины для таких изменений продольного профиля (Maskin, 1948): медленно углубляющийся (degrading) и медленно повышающийся (aggrading). Для учета этого процесса нужно в уравнении (5) записать для скорости изменения отметок дна русла равенство не нулю, но некоторой малой величине. В дальнейшем эти медленные однонаправленные изменения учитывать не будем.

Для каждого последовательного участка реки с притоком соблюдаются следующие равенства. Для n -го узла слияния:

$$Q_{s0n} = Q_{s0(n-1)} + Q_{spn} = \text{const}, \quad (6)$$

где $Q_{s0(n-1)}$ — расход наносов выше узла слияния, Q_{spn} — расход наносов, поступающих из n -ного притока.

Для бесприточного участка ниже узла слияния расход наносов в основном русле становится Q_{s0n} :

$$Q_{s0n} = \text{const}, \quad (7)$$

Уравнения (6) и (7) задают базовые условия существования выработанного продольного профиля речного русла: на реке соблюдаются нулевые деформации русла, при этом вдоль всей реки в каждом узле слияния происходит скачкообразное увеличение расхода наносов в основном русле $Q_{s0}(x)$. То есть константа в уравнениях (6) и (7) не является общей (“глобальной”) константой для всего русла реки. Она является локальной константой и равна расходу наносов в основном русле реки, постоянному для каждого бесприточного участка реки ниже притока. В каждом узле слияния эта локальная константа меняется на величину расхода наносов, поступающих из притока.

Условие для существования динамически устойчивого аллювиального русла реки, которое определяется приравнением к нулю русловых деформаций в уравнении (5), является общим для всей системы русловых водотоков. Формула для расчета расхода наносов, в которую входят те же переменные, что и в уравнения гидравлики, естественным образом может быть использована для замыкания системы уравнений и расчета формы выработанного продольного профиля. Для этого необходимо определиться с назначением величины константы в формулах (6) и (7).

При использовании локальных констант (величин расходов наносов) в уравнении (7), разных для разных бесприточных участков реки, построение выработанного продольного профиля может быть выполнено только для отдельных участков реки. Примерами таких построений являются работы (Алексеевский, Сидорчук, 1993; Bolla Pittaluga

et al., 2014). Для общего случая расчетов выработанного продольного профиля для всей реки с притоками необходимо определиться с назначением величины глобальной константы в формулах (6) и (7), единой для всей системы русловых водотоков. Такая глобальная константа не должна противоречить формулам (6) и (7), т. е. расход наносов все также должен быть постоянным на бесприточных участках и меняться в каждом узле слияния. Выбор таких констант весьма ограничен.

2.2. Выбор глобальных констант

Для равнинных рек наиболее логичным выглядит предложение Н. И. Маккавеева (1955, с. 212) считать константой для всего речного бассейна концентрацию руслообразующих (обычно песчаных для равнинных рек) наносов C . Тогда по заданным расходам наносов Q_{s0} и воды Q вычисляется концентрация наносов C и объявляется глобальной константой:

$$C = \frac{Q_{s0}}{Q} = \text{const.} \quad (8)$$

Несложно показать, что это условие в общем виде соответствует уравнению (6): при неизменной концентрации наносов C расход наносов $Q_{s0} = CQ$ контролируется расходом воды, постоянен на бесприточных участках и меняется в каждом узле слияния. Таким образом, константа C действительно является глобальной.

Н. И. Маккавеев (1955, с. 52) для вывода уравнения (названного им иллюстративным), описывающего форму выработанного продольного профиля, использовал в качестве глобальной константы скорость потока U . Если концентрация руслообразующих наносов зависит только от скорости потока, то такая константа также является глобальной, полностью повторяя предыдущую. Однако средняя по глубине концентрация наносов зависит и от глубины потока, так что для выполнения уравнения (6) в общем виде требуются вполне определенные соотношения глубин в основном русле выше и ниже притока с учетом глубины в его русле.

Глобальной константой не является и удельный по ширине русла расход наносов $q_s = Q_s/W$. В этом случае ширина основного русла ниже притока должна быть равна сумме ширин основного русла выше притока и его русла, что в общем случае также не выполняется. Более удачным выглядит условие постоянства по длине реки удельного расхода наносов в основном русле:

$$q_{s0} = Q_{s0}/W_0 = \text{const.} \quad (9)$$

В этом случае ширина в основном русле ниже притока:

$$W_n = W_{(n-1)} + \frac{q_{pn}}{q_{s0n}} W_{pn} \quad (10)$$

меньше суммы ширин основного русла выше притока и его русла, что более реалистично.

Хуанг и Чанг (Huang, Chang, 2006) предложили еще одну глобальную константу для замыкания системы гидравлических уравнений устойчивого русла:

$$H = \frac{\tau - \tau_{кр}}{\tau_{кр} \left(\frac{W}{d} - 2 \right)} = 0.3. \quad (11)$$

Здесь τ — донное касательное напряжение, $\tau_{кр}$ — его критическое значение при начальном движении наносов, W и d — ширина и глубина русла. Авторы этой работы полагают, что критерий H определяет степень устойчивости русла к деформациям, а значение 0.3 соответствует глобальному равновесному состоянию при транспорте наносов. Использование комбинации критериев устойчивости русла по отношению к вертикальным деформациям ($\tau/\tau_{кр}$) и по отношению к горизонтальным деформациям (W/d) вполне правомерно и было реализовано Н. И. Маккавеевым (1955, с. 165) при приведении числа Лохтина к безразмерной форме, однако, применение такого критерия устойчивости для русловой сети в качестве глобального требует дополнительного обоснования.

2.3. Построение свободной поверхности воды в динамически устойчивом русле

Чтобы перейти от баланса наносов Q_{s0} к форме продольного профиля реки, необходимо выразить переменные в уравнениях гидравлики через формулу для расчета расхода наносов с глобальной константой, определяющей условие динамической устойчивости русла. Как было показано в предыдущем разделе, такой глобальной константой является постоянная в речной системе концентрация руслообразующих наносов C .

Наиболее целесообразно использовать для расчета средней по глубине концентрации наносов C (в кг/м^3) формулу Великанова-Россинского (Кузьмин, 2012, с. 101), в которой учитывается скорость U и глубина потока d , и гидравлическая крупность наносов ω :

$$C = k \frac{U^3}{\omega d}. \quad (12)$$

Для предельной концентрации наносов $k = 0.024$. Тогда, с учетом уравнения (2):

$$U = \sqrt[4]{\frac{\omega C Q}{kW}}, \quad (13)$$

и для установившегося потока:

$$-\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\sqrt{\frac{\omega C Q}{4kg^2 W}} \right) + \sqrt{\frac{\omega C W}{kQ}} n_M^2 \sqrt{\frac{\omega C}{k}}. \quad (14)$$

Крупность руслообразующих наносов обычно задается. Тогда гидравлическую крупность наносов ω можно определить, например, по таблицам из (Караушев, 1977, с. 40), а коэффициент в формуле Маннинга n_M — по таблицам из (Чоу, 1969, с. 83). Расход воды есть функция площади водосбора и слоя стока воды. Ширина русла или задается по длине реки, или представляется в виде степенной функции расхода воды. Концентрация наносов также должна быть задана по формуле (8) — иначе неизвестно, для каких условий вычисляется устойчивый продольный профиль реки.

К уравнению (14) нужно сразу сделать следующие замечания.

Во-первых, все переменные, входящие в уравнение, можно представить в виде региональных зависимостей от расхода воды, площади водосбора или длины реки. Эти региональные функции не гладкие, приводящие к “правильным” кривым продольного профиля, но ступенчатые и разрывные, приводящие к ступенчатому продольному профилю стабильного русла с изменяющимся по длине реки расходом руслообразующих наносов в каждом узле слияния и изменяющейся константой в уравнении (6). Тем не менее, такой прием сближает оба способа построения выработанного продольного профиля речного русла — по эмпирическим зависимостям и с помощью уравнений гидравлики. Когда эмпирические зависимости выводятся из уравнений гидравлики (1) и (2) (см., например, Маккавеев, 1955, с. 52), их возможно подвергнуть анализу на наличие глобальной константы и соответствия уравнению (6). Если же эти зависимости полностью эмпирические и базируются на данных о морфологии и гидрологии современных рек, обычно нет доказательств того, что такие зависимости описывают именно выработанные продольные профили. Вероятно, многочисленные попытки такого рода не выходят за пределы иллюстративных построений.

Во-вторых, вычисление отметок продольного профиля с помощью уравнения (14) контролируется только одним граничным условием: отметкой уровня в устье или в истоке реки. Даже небольшие, совершенно неизбежные погрешности в назначении переменных и констант в этих уравнениях накапливаются и ведут к существенным ошибкам в результатах. Совершенно необходимо калибровать факторы в этих уравнениях хотя бы по второму граничному условию — по отметке уровня, соответственно, в истоке или в устье реки. При этом

следует иметь в виду, что принятие этих отметок в качестве граничных условий означает их принадлежность к выработанному продольному профилю русла реки.

2.4. Преобразование уравнений для использования в приложениях

Для практического использования уравнения (14) для расчета формы выработанного продольного профиля русла равнинной реки в аллювии необходимо: 1) определиться с необходимыми допущениями для возможности решения уравнения (14); 2) условиться об обеспеченности расхода воды, для которого проводятся вычисления, найти его величины и определить характер изменения по длине реки; 3) найти значения глобальной константы, соответствующей этому расходу воды; 4) решить вопрос об определении ширины русла.

1) Для бесприточного отрезка n -го участка реки наиболее естественным допущением является предположение о неизменности значений расхода воды, ширины русла и крупности донных грунтов по его длине. При таких допущениях уклон на бесприточном отрезке длиной Δx будет постоянным, а отметки свободной поверхности стабильного русла будут вычисляться по формуле:

$$z(x + \Delta x) = z(x) + \sqrt{\frac{W}{Q}} n_M^2 \left(\omega \frac{C}{k} \right)^{5/6} \Delta x. \quad (15)$$

В n -ном узле слияния одномерное уравнение (14) терпит разрыв. Поэтому узел слияния рассматривается как ступень, и расчет ведется по уравнению (15) последовательно для бесприточных отрезков, включающих узел слияния, с характеристиками потока выше и ниже узла слияния с притоком соответственно.

2) Предполагается, что существует некий руслоформирующий расход воды, при котором русловые деформации равны средним деформациям, происходящим при прохождении всего гидрографа стока. Н. И. Маккавеев (1955) предложил считать руслоформирующим расход, которому соответствует максимальный за год сток руслообразующих наносов. Близкие соображения высказывали М. Вольман и Дж. Миллер (Wolman, Miller, 1960). В целях упрощения расчетов для стабильного русла руслоформирующим считают расход воды при наполнении русла до уровня бровок поймы (русло-наполняющий расход) (Blom et al., 2017), который в условиях хорошо развитой высокой поймы близок к среднемуголетнему максимальному расходу (Маккавеев, 1964).

По длине речного русла среднемаксимальный расход воды увеличивается с увеличением площади водосбора с учетом пространственной

изменчивости слоя стока на элементарных водосборах и редукции максимальных расходов, связанной с потерями по длине на испарение и инфильтрацию, заполнением русловых и пойменных емкостей и с распыливанием волны половодья или паводка. Исходя из сказанного, для дальнейших расчетов необходимо построить систему линий тока в речном бассейне, для каждой точки которых вычисляется суммарный сток с учетом его пространственной неравномерности и редукции. Средний максимальный расход $Q(x)$ меняется по длине линий тока и в точке N равен сумме площадей вышележащих водосборов A_i , с учетом редукции с показателем степени m и среднего слоя стока на вышележащих водосборах M_i :

$$Q(x)_N = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_i \right) \left(\sum_{i=1}^N A_i \right)^{1-m}. \quad (16)$$

На малых водосборах с площадью меньше A_{cr} редукция замедляется или вообще не происходит, и при $\sum_{i=1}^N A_i < A_{cr}$ показатель редукции $m = 0$. В вычислениях нужно учитывать, что для среднеемаксимального расхода воды в устьях притоков нельзя использовать формулу смешения, и необходимо считать его только вдоль единой линии тока по формуле (16).

3) Глобальная константа — концентрация C руслообразующих наносов в стабильном русле — находится для любого участка реки с выработанным продольным профилем и распространяется на весь бассейн. Наиболее целесообразно определять глобальную константу в замыкающем створе по расходу руслообразующих наносов и расходу воды (формула (8)). Но если на реке имеется участок, где наблюдениями за длительный период установлено отсутствие однонаправленных вертикальных переформирований русла и поймы, значение глобальной константы можно оценить для этого участка, как это было сделано в статье (Алексеевский, Сидорчук, 1993).

4) При решении задачи построения свободной поверхности воды в динамически устойчивом русле обычно неизвестна ширина такого русла. Система уравнений гидравлики остается незамкнутой. Для замыкания этой системы необходимо ввести формулу для расчета ширины русла реки W . Наиболее просто выглядит зависимость W от расхода воды Q (Leopold, Maddock, 1953):

$$W = a_W Q^{b_W}. \quad (17)$$

С учетом формулы (17) уравнение (15) записывается как

$$z(x + \Delta x) = z(x) + n_M^2 \left(\omega \frac{C}{k} \right)^{5/6} \sqrt{a_W Q^{b_W - 1}} \Delta x. \quad (18)$$

Уклоны свободной поверхности воды и ее отметки для стабильного русла реки определяются величиной и формой речного водосбора, величиной слоя стока максимальных расходов воды и его распределением по водосбору, гидравлической крупностью руслообразующих наносов, шероховатостью русла, величиной глобальной константы — концентрации наносов и параметрами морфометрических зависимостей. Так как показатель степени при расходе $b_W - 1$ в уравнении (18) всегда меньше 0, то уклон на последовательных бесприточных участках находится в обратной зависимости от расхода воды. С увеличением шероховатости русла, крупности руслообразующих наносов, концентрации руслообразующих наносов и ширины русла при заданном расходе воды уклон выработанного продольного профиля русла увеличивается. Наиболее чувствителен уклон к величине шероховатости русла. Многие из этих положений были известны уже в конце XVII в. Так, А. Болиг (1956) приводит выдержки из работ инженеров-гидротехников Гуглиельмини (работа 1697 г.) и Фабра (работа 1797 г.), где были перечислены именно такие связи уклона реки и определяющих факторов. Так что количественные построения только уточняют известные качественные закономерности.

3. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ ВЫРАБОТАННОГО ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ

Найти современную равнинную реку с динамически устойчивым за длительное время продольным профилем непросто. Данные палеорусловых исследований показывают, что, напротив, для большинства равнинных рек характерны неоднократные значительные перестройки русел за последние 20 тыс. лет, связанные с климатически обусловленными изменениями речного стока (Сидорчук и др., 2008, 2025). Высокая пойма на многих реках затопливается в половодье, а продолжительность прохождения руслонаполняющего расхода меняется по длине реки. Расход наносов обычно невелик, и приведение продольного профиля русла к выработанному может занять время большее, чем характерный период климатических изменений. С другой стороны, некоторые реки, выходящие на равнину с гор, несут много наносов, и в этом случае время, необходимое для стабилизации однонаправленных русловых переформирований, может быть небольшим. Рассмотрим два примера соотношения фактического и рассчитанного продольного профиля: для р. Оки и р. Терек в низовьях.

3.1. Продольный профиль р. Оки

Продольный профиль р. Оки довольно типичен для рек Восточно-Европейской равнины. Рассмотрим его морфологию от устья (места впадения в р. Волгу) до г. Орел, на участке длиной 1389 км, в естественном состоянии (по ситуации на 1930–1940-е гг.). На этом протяжении (здесь и далее по данным Водного кадастра (например, Яблоков, 1973)) площадь водосбора увеличивается от 4890 до 245000 км², в Оку впадает 136 притоков длиной более 10 км (и до 686 км) и около 300 притоков длиной менее 10 км. Продольный профиль как по уровню высоких вод, так и по поверхности поймы и речного дна, выпукло-вогнутый (Асеев, 1959).

Изменение среднеразмерного расхода воды $Q_{\max}$ по длине р. Оки рассчитано на основании нарастания площади водосбора по региональной эмпирической зависимости вида (16) с корректировкой по значениям $Q_{\max}$ на гидропостах, расположенных вдоль реки (рис. 1). Среднеразмерный расход воды увеличивается от 700 до 8500 м³/с. Во время половодья 1947 г. с максимальным расходом в низовьях 12200 м³/с отметки высоких вод уменьшались от 154.6 м БС у г. Орел до 72.4 м БС у Нижнего Новгорода, межени – от 146.2 до 62.7 м БС соответственно. Пойма затоплялась на глубину 4–5 м на участке 1050–850 км от устья (примерно от Калуги до устья Москвы-реки). При столь существенном затоплении поймы руслонаполняющий (руслоформирующий) расход воды практически не меняется в области максимального прогиба продольного профиля и составляет около 3000 м³/с на участке 1000–600 км от устья, при том, что среднеразмерный расход на этом участке увеличивается от 4500 до 6500 м³/с (рис. 1).

Мутность воды (концентрация взвешенных наносов) во время половодья составляет 1400 г/м³ у г. Белева (1242 км от устья) и уменьшается до 620 г/м³ у г. Каширы (927 км), до 220 г/м³ у с. Половское (649 км) и до 190 г/м³ у г. Касимов (410 км от устья). Годовой сток взвешенных наносов в низовьях составляет $2.3 \cdot 10^6$ т/год при стоке воды $37.8 \cdot 10^9$ м³/год. Примерно 10–15% этого количества – песчаные (руслообразующие) наносы. Соотношение концентрации наносов в половодье и в среднем за год в низовьях реки ≈ 3 .

Профиль свободной поверхности воды при среднеразмерном расходе в стабильном русле р. Оки был вычислен по уравнению (18). Крупность руслообразующих наносов принята равной 0.18 мм (гидравлическая крупность – 1.74 см/с), коэффициент шероховатости Маннинга – 0.024, коэффициент k в формуле Великанова-Россинского – 0.024. Параметры зависимости (17) были получены по измерениям на постах в бассейне р. Оки (рис. 2).

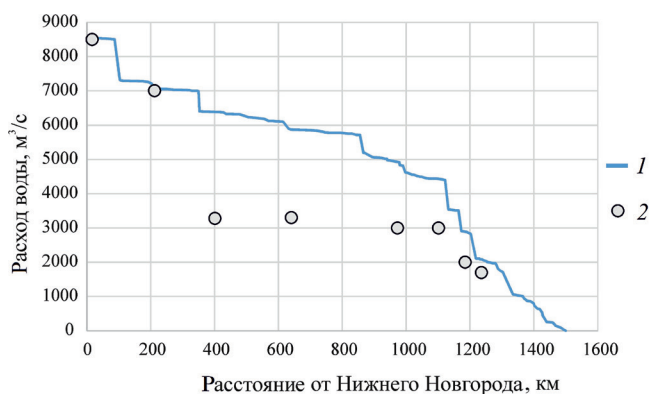


Рис. 1. Изменение расходов воды (1 – среднеразмерного и 2 – руслонаполняющего) по длине р. Оки.

Fig. 1. Changes in discharge (1 – mean maximum and 2 – bankfull) along the length of the Oka River.

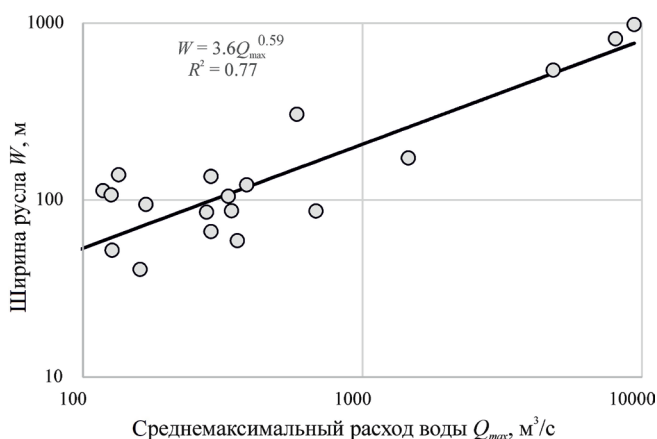


Рис. 2. Зависимость ширины русла р. Оки от среднеразмерного расхода воды.

Fig. 2. Relationship between channel width and the mean maximum discharge for the Oka River.

Калибровка величины глобальной константы (средней по глубине концентрации руслообразующих песчаных наносов) проведена по среднему уклону русла, при совпадении расчетных и фактических уклонов эта величина составила 320 г/м³.

Рассчитанный профиль свободной поверхности воды при выработанном продольном профиле дна (далее просто выработанный продольный профиль) представляет собой слабо вогнутую кривую (рис. 3) с увеличением уклонов от устья к верхнему течению от 5.3 до $18.4 \cdot 10^{-5}$. В области максимального прогиба фактического профиля свободной поверхности воды при затоплении поймы (в 700–800 км от устья в Мещерской низменности, линия 2 на рис. 3) ее расхождение с более прямым профилем стабильного русла (также при

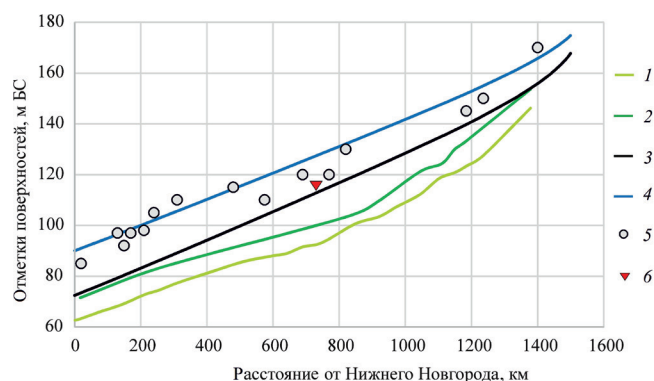


Рис. 3. Изменение по длине р. Оки: 1 – отметок свободной поверхности воды в межень, 2 – высотных отметок выхода воды на пойму, 3 – отметок выработанного продольного профиля, рассчитанного по современным гидравлическим характеристикам русла для среднемаксимального расхода воды, 4 – отметок выработанного продольного профиля, рассчитанного для условий формирования второй террасы р. Оки $Q = 2700 \text{ м}^3/\text{с}$ $C = 220 \text{ г/м}^3$; 5 – отметки существующих фрагментов поверхности второй террасы; 6 – положение кровли микулинских торфов в толще отложений террасы.

Fig. 3. Changes along the length of the Oka River of: 1 – altitudes of the water surface during low water, 2 – altitudes of the floodplain, 3 – altitudes of the adjusted longitudinal profile calculated based on the current hydraulic characteristics of the river for the mean maximum discharge, 4 – altitudes of adjusted longitudinal profile calculated for the conditions of formation of the second terrace of the Oka River for $Q = 2700 \text{ м}^3/\text{с}$ $C = 220 \text{ г/м}^3$; 5 – altitudes of existing fragments of the surface of the second terrace; 6 – the position of the Mikulino Interglacial peat layers within terrace deposits.

затоплении поймы, линия 3 на рис. 3) составляет $>10 \text{ м}$. Очевидно, что по морфологии, по характеру изменения расхода воды в бровках поймы по длине реки, по величине и изменчивости мутности воды (т.е. предполагаемой глобальной константы) современный продольный профиль Оки выработанным не является.

На рис. 3 показаны отметки поверхности микулинско-ранневалдайской второй террасы р. Оки по данным А.А. Асеева (1959) с дополнениями по картам четвертичных отложений и космическим изображениям. Нанесен также рассчитанный выработанный продольный профиль для условий формирования второй террасы, который начинается от отметки высоты второй террасы у Нижнего Новгорода. Поверхность второй террасы, которая в целом формировалась более 60 тыс. лет, существенно лучше аппроксимируется кривой, рассчитанной по уравнению (18) и калиброванной по среднему уклону. В расчетах использовались те же значения крупности руслообразующих наносов, шероховатости

и ширины русла и та же закономерность изменения площади водосбора и слоя максимального стока по длине реки, что и в современных условиях. Расчеты были проведены для нескольких сценариев среднемаксимального расхода воды в устье от 850 до 4250 $\text{м}^3/\text{с}$. Так как все прочие исходные данные при разных расходах воды в устье были одинаковы, то после приведения к среднему уклону рассчитанные отметки выработанных продольных профилей по второй террасе Оки не различались. Калиброванная концентрация руслообразующих наносов во время половодья изменялась от 160 до 240 г/м^3 . Интересно, что отметка кровли микулинских торфов, которыми заканчивается первый этап формирования террасы, близка к поверхности выработанного продольного профиля, рассчитанного для современной гидрологической ситуации (см. рис. 3).

Очень приблизительно можно оценить величину стока руслообразующих наносов во второй этап формирования второй террасы. Согласно А.А. Асееву (1959), накопление толщи аллювия мощностью 5–10 м, залегающей над микулинскими торфами, приходится на ранневалдайское холодное время. Вероятно, оно соответствует поздней части пятой и всей четвертой морской изотопной стадии (MIS 5d–a, 4) продолжительностью более 50 тыс. лет (от 109 до 57 тыс. л. н.). Первоначальная площадь второй террасы на средней и нижней Оке составляла $\sim 4000 \text{ км}^2$, объем отложений – примерно $30 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ (или $\sim 48 \cdot 10^9 \text{ т}$). Так как река в то время находилась в подпоре, в первом приближении можно считать этот объем равным объему выноса песчаных наносов, т.е. расход этих наносов (вес отложений W , деленный на продолжительность аккумуляции T_a) составлял $\sim 29.2 \text{ кг/с}$. Это как минимум в 4 раза больше современного расхода песчаных наносов ($\sim 7.3 \text{ кг/с}$).

Эту величину можно записать (для площади бассейна реки A) через среднегодовые модуль стока воды M_{mean} и концентрацию песчаных наносов C_{mean} , а также, с учетом коэффициентов $Y_M = M/M_{\text{mean}}$ и $Y_C = C/C_{\text{mean}}$, через среднемаксимальные модуль стока воды M и концентрацию песчаных наносов C :

$$\frac{W}{T_a} = M_{\text{mean}} C_{\text{mean}} A = \frac{MCA}{Y_M Y_C}. \quad (19)$$

Если проинтегрировать (18) по длине реки, можно получить связь тех же переменных M и C с перепадом высот на длине L выработанного продольного профиля, который используется для калибровки модели:

$$C^{5/6} \sqrt{M^{b_w-1}} = \int_0^L \frac{dz}{n_M^2 \sqrt{a_W A^{b_w-1}}} \left(\frac{k}{\bar{\omega}} \right)^{5/6}. \quad (20)$$

При известных параметрах в уравнениях (19) и (20) можно вычислить значения входящих в них неизвестных M (а также $Q = MA$) и C . Если исходить из современного соотношения мутности воды в низовьях р. Оки в половодье и средней за год ($Y_C \sim 3:1$) и современного соотношения среднемаксимального и среднегодового модуля стока воды в низовьях Оки $Y_M = 6.8$, то среднемаксимальный расход в период формирования второй террасы был $\sim 2700 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальная концентрация песчаных наносов ~ 220 и среднегодовая $72 \text{ г}/\text{м}^3$. Среднегодовой расход воды составлял $440 \text{ м}^3/\text{с}$, а годовой сток воды был почти вдвое меньше современного. Если принять сценарий со среднемаксимальным расходом в период формирования второй террасы $4250 \text{ м}^3/\text{с}$, то соотношение среднемаксимального и среднегодового расхода воды на Оке было бы 11.7, что в принципе возможно для условий перигляциального климата. При таком сценарии максимальная концентрация песчаных наносов была бы $\sim 240 \text{ г}/\text{м}^3$, среднегодовой расход воды составлял бы $360 \text{ м}^3/\text{с}$, а годовой сток воды был бы более чем вдвое меньше современного. Сценарии с еще большим среднемаксимальным расходом воды дают соответственно большие соотношения среднемаксимального и среднегодового расхода воды, что для реки с бассейном площадью 245000 км^2 маловероятно. В любом случае, увеличение стока песчаных наносов было целиком обусловлено увеличением их концентрации, вероятно, за счет интенсивного поступления наносов с водосбора во время паводков, когда максимальные расходы воды существенно превышали среднегодовые. Эти оценки не противоречат общим представлениям о рельефообразовании в перигляциальных обстановках (Бутаков, 1986). Тем не менее, эти количественные оценки ориентировочные, так как определения объема отложений и времени их накопления весьма приблизительны, а выбор коэффициентов Y_M и Y_C требует дополнительных данных.

3.2. Продольный профиль р. Терек в низовьях

Рассмотрим продольный профиль р. Терек от г. Моздок до устья р. Сунжи (345–176 км от устья) по ситуации на 1960–1980-е гг., для которых имеются данные съемок русла по поперечникам и измерения расходов воды, выполненные институтом Севкавгипроводхоз (см., например, Никулин и др., 1989). На этом протяжении в Терек не впадают никаких крупных притоков, площадь водосбора увеличивается примерно на 12%, с 20600 до 23100 км^2 (Куприянов, 1973). Годовой сток воды на в/п Моздок составляет $7.1 \cdot 10^9 \text{ м}^3$, сток взвешенных наносов — $7.6 \cdot 10^6 \text{ т}$. Примерно 40% этого стока наносов составляют руслообразующие песчаные фракции;

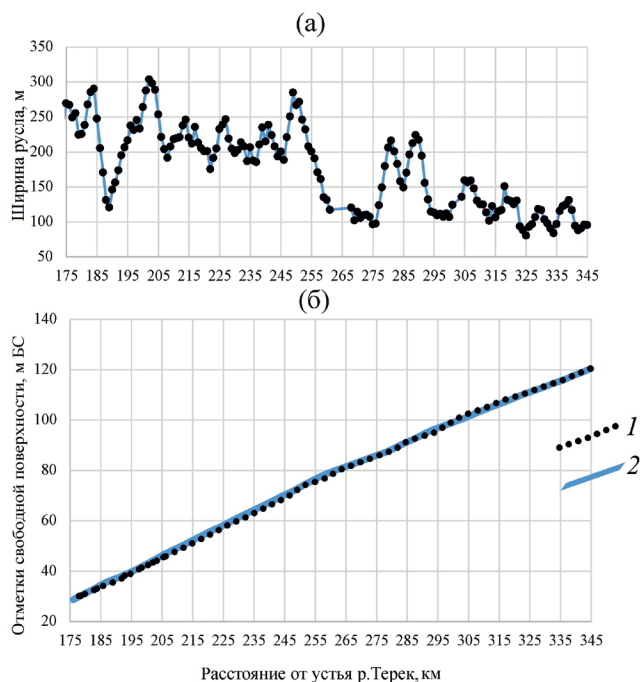


Рис. 4. Изменение ширины русла на участке р. Терек от г. Моздок до устья р. Сунжи (а) и отметки (б) современного (1) и рассчитанного выработанного (2) продольного профиля свободной поверхности реки при руслонаполняющем расходе воды $1080 \text{ м}^3/\text{с}$.

Fig. 4. Change in the channel width in the section of the Terek River from the town of Mоздок to the mouth of the Sunzha River (a) and the elevation (б) of the modern (1) and calculated adjusted (2) longitudinal profile of the free surface of the river with bankful discharge of $1080 \text{ м}^3/\text{с}$.

среднегодовая мутность воды за счет руслообразующих наносов составляет $430 \text{ г}/\text{м}^3$. Во время паводков она в среднем примерно вдвое больше. Продольный профиль по уровню высоких вод, как и по поверхности поймы, слегка выпуклый.

Руслонаполняющий расход воды по измерениям 7–11.08.1967 г. составлял $1080 \text{ м}^3/\text{с}$. Ширина реки при уровне руслонаполнения довольно существенно увеличивалась по длине реки: от 100–150 м на верхней части рассматриваемого участка до 200–300 м на нижней (рис. 4а). Крупность донных грунтов соответственно уменьшалась с 0.4 мм до 0.32 мм. Коэффициент шероховатости Маннинга принят равным 0.024. На основе этих характеристик по уравнению (15) был вычислен выработанный продольный профиль русла (рис. 4б). После калибровки по отметке на верхнем участке фактического профиля необходимая концентрация руслообразующих наносов оказалась $850 \text{ г}/\text{м}^3$ (т. е. близкой к современной во время паводков), а форма рассчитанного выработанного продольного профиля с большой точностью совпала с фактической.

Продольный профиль русла р. Терек от г. Моздок до устья р. Сунжи сформировался как выработанный довольно давно. Об этом свидетельствуют многочисленные следы блуждания реки по пойме, отчленения излучин, но все на одном уровне. Большой сток наносов по реке благоприятствует большой скорости восстановления выработанного продольного профиля при его нарушении в результате естественных или антропогенных причин. Так, режим транзита наносов был нарушен в 1950-е гг. при сооружении Терско-Кумского гидроузла выше г. Моздок, когда большая часть стока наносов Терек была перехвачена водохранилищем, и произошло врезание реки на 1 м за 10 лет. После полного заполнения чаши водохранилища наносами естественный режим стока восстановился, и за следующие 10 лет отметки дна реки вернулись к начальным значениям.

Такое же хорошее совпадение рассчитанных и фактических характеристик было получено в работе (Алексеевский, Сидорчук, 1993) для продольного профиля Терека в дельте на участке от Каргалинской плотины до Каспийского моря, где общий сток взвешенных наносов составляет ~16 млн т в год. Дельтовый рукав Каргалинский прорыв на устьевом участке р. Терек образовался в результате мощного наводнения 1914 г. и имеет современную длину 105 км. Примерно за 50 лет в верхней части рукава длиной 65 км уже сформировался выработанный продольный профиль (Алексеевский и др., 1993). Ниже по течению продольный профиль этого рукава постоянно трансформируется из-за устьевого удлинения и изменений уровня приемного водоема — Каспийского моря. В русле Каргалинского прорыва проводится регулирование формы продольного профиля и приведение его к выработанному путем спрямления крутых излучин и сооружения противопаводковых валов для стабилизации русловых переформирований (Завадский и др., 2024).

4. ВЫВОДЫ

Существуют два главных способа расчета формы выработанного продольного профиля русла реки — по уравнениям гидравлики и по эмпирическим зависимостям уклона от гидрологических факторов. Система уравнений гидравлики при построении выработанного продольного профиля русла реки оказывается незамкнутой. Для ее замыкания необходимы дополнительные условия существования динамической устойчивости русла реки.

Динамическая устойчивость русла реки реализуется при условии равенства нулю направленных изменений отметок дна русла во времени. Это условие требует неизменности расхода

руслообразующих наносов по длине каждого бесприточного участка реки и увеличения расхода наносов в основном русле на величину расхода наносов в притоке в каждом узле слияния.

Формула для расчета этого расхода позволяет замкнуть систему уравнений гидравлики и построить выработанной продольный профиль русла реки при известной ширине русла и величине расхода наносов для каждого бесприточного участка реки.

Расход наносов для каждого бесприточного участка реки можно определить только в частных случаях. Общие для всей реки (глобальные) константы, которые необходимы для расчета расхода наносов во всем ее бассейне, не являются абсолютными, так как требуют формулирования дополнительных условий существования. Наилучшей глобальной константой для расчета уклонов выработанного продольного профиля служит одинаковая концентрация руслообразующих наносов во всей речной системе.

Уклоны выработанного продольного профиля русла реки уменьшаются с ростом максимальных расходов воды и возрастают с увеличением крупности и концентрации наносов, и особенно, шероховатости русла.

При использовании зависимостей уклона от гидрологических факторов, полученных исключительно эмпирическим путем, сложно определить, соответствуют ли исходные характеристики расчета условиям, при которых формируется именно выработанный продольный профиль.

Построение выработанного продольного профиля реки имеет как теоретическое, так и практическое значение. На равнинных реках с небольшим стоком наносов, таких как р. Ока, формирование выработанного профиля русла занимает десятки тысяч лет, и здесь интерес может представлять оценка палеогидрологических условий, при которых такой профиль образуется. На реках с большим стоком наносов, таких как р. Терек в низовьях, стабильный профиль вырабатывается всего за несколько десятков лет. Здесь практически важным становится регулирование формы продольного профиля и приведение его к выработанному в целях стабилизации русловых переформирований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асеев А.А. (1959) Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР. 201 с.
- Алексеевский Н.И., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю. (1993) Формирование современного устьевого участка р. Терека. В сб.: *Каспийское море. Гидрология устьев рек Терека и Сулака*. М.: Наука. С. 51–69.

- Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю. (1993) Ожидаемые изменения продольного профиля русла на устьевом участке р. Терека. В сб.: *Каспийское море. Гидрология устьев рек Терека и Сулака*. М.: Наука. С. 135–144.
- Богомолов А.И., Михайлов К.А. (1972) Гидравлика. М.: Стройиздат. 648 с.
- Болиг А. (1956) Очерки по геоморфологии. М.: Издательство иностранной литературы. 262 с.
- Бутаков Г.П. (1986) Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во КГУ. 144 с.
- Гришанин К.В. (1979) Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат. 311 с.
- Завадский А.С., Самохин М.А., Чалов С.Р. и др. (2024) Современная морфодинамика основного дельтового рукава р. Терек (Каргалинский Прорыв). *Эрозия почв и русловые процессы*. № 1. С. 87–106.
<https://doi.org/10.71367/3034-4638-2024-1-1-87-106>
- Караушев А.В. (1977) Теория и методы расчетов речных наносов. Л.: Гидрометеиздат. 272 с.
- Кузьмин И.А. (2012) Общая методология изучения и прогнозирования русловых процессов. М.: Волшебный фонарь. 304 с.
- Куприянов В.В. (ред.) (1973) Ресурсы поверхностных вод СССР. Северный Кавказ. Т. 8. Л.: Гидрометеиздат. 446 с.
- Маккаев Н.И. (1955) Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 346 с.
- Маккаев Н.И. (ред.) (1964) Проектирование судовых ходов на свободных реках. М.: Транспорт. 263 с.
- Марков К.К. (1948) Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз. 344 с.
- Мирицхулава Ц.Е. (1970) Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос. 240 с.
- Никулин А.С., Поволоцкий М.Я., Сидорчук А.Ю. (1989) Изменение пропускной способности русла в низовьях р. Терек. *Водные ресурсы*. № 6. С. 56–61.
- Сидорчук А.Ю. (2025а) Процессы формирования продольного профиля реки. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 2. С. 185–196.
- Сидорчук А.Ю. (2025б) Формирование продольного профиля реки при существенном влиянии склоновых процессов (на примере р. Ваипаоа, Новая Зеландия). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 3. С. 359–371.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2008) Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковые и голоцены. *Водные ресурсы*. Т. 35. № 4. С. 406–416.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. (2025) Морфология русел и водный режим больших рек равнин Северной Евразии 14–18 тысяч лет назад. *Эрозия почв и русловые процессы*. № 4. С. 58–98.
<https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-4-4-58-98>
- Тимофеев Д.А. (1981) Терминология флювиальной геоморфологии: материалы по геоморфологической терминологии. М.: Наука. 268 с.
- Трофимов А.М., Московкин В.М. (1982) Моделирование устойчивой системы река–канал. *География и природные ресурсы*. № 4. С. 101–107.
- Чижов О.П. (1951) Опыт построения продольного профиля реки, исходя из основных условий, определяющих его форму. *Метеорология и гидрология*. № 7. С. 20–24.
- Чоу В.Т. (1969) Гидравлика открытых каналов. М.: Стройиздат. 464 с.
- Шукин И.С. (1980) Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии: русско-англо-немецко-французский. М.: Советская энциклопедия. 703 с.
- Яблоков Ю.Е. (ред.) (1973) Ресурсы поверхностных вод СССР. Верхне-Волжский район. Т. 10. Л.: Гидрометеиздат. 475 с.
- Arkesteijn L., Blom A., Czapiga M.J. et al. (2019) The quasi-equilibrium longitudinal profile in backwater reaches of the engineered alluvial river: A space-marching method. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 124. Iss. 11. P. 2542–2560.
<https://doi.org/10.1029/2019JF005195>
- Blom A., Arkesteijn L., Chavarrias Borrás V., Viparelli E. (2017) The equilibrium alluvial river under variable flow and its channel-forming discharge. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 122. Iss. 10. P. 1924–1948.
<https://doi.org/10.1002/2017JF004213>
- Blom A., Viparelli E., Chavarrias V. (2016) The graded alluvial river: Profile concavity and downstream fining. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 43. Iss. 12. P. 6285–6293.
<https://doi.org/10.1002/2016GL068898>
- Bolla Pittaluga M., Luchi R., Seminara G. (2014) On the equilibrium profile of river beds. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 119. Iss. 2. P. 317–332.
<https://doi.org/10.1002/2013JF002806>
- Davis W.M. (1902) Baselevel, grade, and peneplain. *J. of Geology*. Vol. 10. P. 77–111.
- Exner F.M. (1920) Zur physik der dünen. *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse*. Vol. 129 (2a). P. 929–952.
- Huang H.Q., Chang H.H. (2006) Scale independent linear behaviour of alluvial channel flow. *J. of Hydraulic Engineering*. Vol. 132. P. 722–730.
- Leopold L.B., Maddock T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geological Survey Professional Paper* 252. Washington, DC: US Government Printing Office. 64 p.
<https://doi.org/10.3133/pp252>
- Mackin J.H. (1948) Concept of the graded river. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 59. P. 463–511.
- Nanson G.C., Huang H.Q. (2008) Least action principle, equilibrium states, iterative adjustment and the stability of alluvial channels. *Earth Surf. Processes Landforms*. Vol. 33. Iss. 6. P. 923–942.
<https://doi.org/10.1002/esp.1584>
- Rhoads B.L. (2020) Chapter 13 – The vertical dimension of rivers: Longitudinal profiles, profile adjustments, and step-pool morphology. In: *River Dynamics: Geomorphology to Support Management*. Cambridge, UK: Cambridge University Press. P. 294–318.
<https://doi.org/10.1017/9781108164108.013>
- Stock J.D., Montgomery D.R., Collins B.D. et al. (2005) Field measurements of incision rates following bedrock

- exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by river debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 117. No. 11/12. P. 174–194. <https://doi.org/10.1130/B25560.1>
- Whipple K.X., Tucker G.E. (1999) Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* Vol. 104. Iss. B8. P. 17661–17674. <https://doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Wolman M.G., Miller J.P. (1960) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. of Geology.* Vol. 68. No. 1. P. 54–74. <https://doi.org/10.1086/626637>
- ## REFERENCES
- Alekseevsky N.I., Mikhailov V.N., Sidorchuk A.Yu. (1993) Formation of the modern mouth section of the Terek River. In: *Kaspiiskoe more. Gidrologiya ust'ev rek Tereka i Sulaka.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 51–69. (in Russ.).
- Alekseevsky N.I., Sidorchuk A.Yu. (1993) Expected changes in the longitudinal profile of the channel at the mouth of the Terek River. In: *Kaspiiskoe more. Gidrologiya ust'ev rek Tereka i Sulaka.* Moscow: Nauka (Publ.). P. 135–144. (in Russ.).
- Arkesteijn L., Blom A., Czapiga M.J. et al. (2019) The quasi-equilibrium longitudinal profile in backwater reaches of the engineered alluvial river: A space-marching method. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 124. Iss. 11. P. 2542–2560. <https://doi.org/10.1029/2019JF005195>
- Aseev A.A. (1959) Paleogeografiya doliny srednei i nizhnei Oki v chetvertichnyi period (Paleogeography of the middle and lower Oka valley in the Quaternary period). Moscow: AN SSSR (Publ.). 201 p. (in Russ.).
- Baulig H. (1956) Ocherki geomorfologii (Essays on Geomorphology). Moscow: Inostrannaya literatura (Publ.). 262 p. (in Russ.).
- Blom A., Arkesteijn L., Chavarrías Borrás V., Viparelli E. (2017) The equilibrium alluvial river under variable flow and its channel-forming discharge. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 122. Iss. 10. P. 1924–1948. <https://doi.org/10.1002/2017JF004213>
- Blom A., Viparelli E., Chavarrías V. (2016) The graded alluvial river: Profile concavity and downstream fining. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 43. Iss. 12. P. 6285–6293. <https://doi.org/10.1002/2016GL068898>
- Bogomolov A.I., Mikhailov K.A. (1972) Gidravlika (Hydraulics). Moscow: Stroiizdat (Publ.). 648 p. (in Russ.).
- Bolla Pittaluga M., Luchi R., Seminara G. (2014) On the equilibrium profile of river beds. *J. Geophys. Res.: Earth Surf.* Vol. 119. Iss. 2. P. 317–332. <https://doi.org/10.1002/2013JF002806>
- Butakov G.P. (1986) Pleistocene periglacial in the east of the Russian Plain. Kazan: KSU Publishing House (Publ.). 144 p. (in Russ.).
- Chizhov O.P. (1951) An experience in constructing a longitudinal river profile based on the main conditions determining its shape. *Meteorologiya i gidrologiya.* No. 7. P. 20–24. (in Russ.).
- Chow W.T. (1969) Gidravlika otkrytykh kanalov (Open channel hydraulics). Moscow: Stroiizdat (Publ.). 464 p. (in Russ.).
- Davis W.M. (1902) Baselevel, grade, and peneplain. *J. of Geology.* Vol. 10. P. 77–111.
- Exner F.M. (1920) Zur physik der dünen. *Akad. Wiss. Wien Math. Naturwiss. Klasse.* Vol. 129 (2a). P. 929–952.
- Grishanin K.V. (1979) Dinamika ruslovykh potokov (Dynamics of channel flows). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 311 p. (in Russ.).
- Huang H.Q., Chang H.H. (2006) Scale independent linear behaviour of alluvial channel flow. *J. of Hydraulic Engineering.* Vol. 132. P. 722–730.
- Karaushev A.V. (1977) Teoriya i metody raschetov rechnykh nanosov (Theory and methods of calculating river sediments). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 272 p. (in Russ.).
- Kupriyanov V.V. (ed.) (1973) Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Severnyi Kavkaz. Tom 8 (Surface Water Resources of the USSR. North Caucasus. Vol. 8). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 446 p. (in Russ.).
- Kuzmin I.A. (2012) Obshchaya metodologiya izucheniya i prognozirovaniya ruslovykh protsessov (General methodology for studying and forecasting channel processes). Moscow: Volshebnyi fonar' (Publ.). 304 p. (in Russ.).
- Leopold L.B., Maddock T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geological Survey Professional.* Paper 252. Washington, DC: US Government Printing Office. 64 p. <https://doi.org/10.3133/pp252>
- Mackin J.H. (1948) Concept of the graded river. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 59. P. 463–511.
- Makkaveev N.I. (1955) Ruslo reki i eroziya v ee basseine (River bed and erosion in its basin). Moscow: AN SSSR (Publ.). 346 p. (in Russ.).
- Makkaveev N.I. (Ed.) (1964) Proektirovanie sudovykh khodov na svobodnykh rekakh (Design of the navigation routes on free rivers). Moscow: Transport (Publ.). 263 p. (in Russ.).
- Markov K.K. (1948) Osnovnye problemy geomorfologii (Basic problems of geomorphology). Moscow: Geografiz (Publ.). 344 p. (in Russ.).
- Mirtskhulava Ts.E. (1970) Inzhenernye metody rascheta i prognoza vodnoi erozii (Engineering methods of calculation and forecasting of water erosion). Moscow: Kolos (Publ.). 240 p. (in Russ.).
- Nanson G.C., Huang H.Q. (2008) Least action principle, equilibrium states, iterative adjustment and the stability of alluvial channels. *Earth Surf. Processes Landforms.* Vol. 33. Iss. 6. P. 923–942. <https://doi.org/10.1002/esp.1584>
- Nikulin A.S., Povolotsky M.Ya., Sidorchuk A.Yu. (1989) Changes in the channel capacity in the lower reaches of the Terek River. *Vodnye resursy.* No. 6. P. 56–61. (in Russ.).

- Rhoads B.L. (2020) Chapter 13 – The vertical dimension of rivers: Longitudinal profiles, profile adjustments, and step-pool morphology. In: *River Dynamics: Geomorphology to Support Management*. Cambridge, UK: Cambridge University Press. P. 294–318.
<https://doi.org/10.1017/9781108164108.013>
- Shchukin I.S. (1980) Chetyrekh"yazychnyi entsiklopedicheskii slovar' terminov po fizicheskoi geografii: russko-anglo-nemetsko-frantsuzskii (Four-language encyclopedic dictionary of terms on physical geography: Russian-English-German-French). Moscow: Sovetskaya entsiklopediya (Publ.). 703 p.
- Sidorchuk A.Yu. (2025a) Processes of formation of longitudinal profile of a river. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 2. P. 185–196. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178925020017>
- Sidorchuk A.Yu. (2025b) The formation of river longitudinal profile under the significant influence of slope processes (on the example of the Waipaoa River, New Zealand). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 3. P. 359–371. (in Russ.)
<https://doi.org/10.31857/S2949178925030014>
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2008) Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the late glacial and Holocene. *Water Resources*. Vol. 35. P. 386–396.
<https://doi.org/10.1134/S0097807808040027>
- Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V. (2025) Morphology of river channels and water regime of large rivers of the plains of Northern Eurasia 14–18 thousands years ago. *Eroziya pochv i ruslovyie processy*. No. 4. P. 58–98. (in Russ.)
<https://doi.org/10.71367/3034-4638-2025-4-4-58-98>
- Stock J.D., Montgomery D.R., Collins B.D. et al. (2005) Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by river debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 117. No. 11/12. P. 174–194.
<https://doi.org/10.1130/B25560.1>
- Timofeev D.A. (1981) Terminologiya flyuvial'noi geomorfologii: materialy po geomorfologicheskoi terminologii (Terminology of fluvial geomorphology: materials on geomorphological terminology). Moscow: Nauka (Publ.). 268 p. (in Russ.).
- Trofimov A.M., Moskovkin V.M. (1982) Modeling of a stable river-canal system. *Geografiya i prirodnye resursy*. No. 4. P. 101–107. (in Russ.).
- Whipple K.X., Tucker G.E. (1999) Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* Vol. 104. Iss. B8. P. 17661–17674.
<https://doi.org/10.1029/1999JB900120>
- Wolman M.G., Miller J.P. (1960) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. of Geology*. Vol. 68. No. 1. P. 54–74.
<https://doi.org/10.1086/626637>
- Yablokov Yu.E. (Ed.) (1973) Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Verkhne-Volzhskii raion. Tom 10 (Surface Water Resources of the USSR. Upper Volga Region. Vol. 10). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.). 475 p. (in Russ.).
- Zavadsky A.S., Samokhin M.A., Chalov S.R. et al. (2024) Hydromorphology of the Kargalinsky channel – the main tributary system of the Terek River delta. *Eroziya pochv i ruslovyie protsessy*. No. 1. P. 87–106. (in Russ.)
<https://doi.org/10.71367/3034-4638-2024-1-1-87-106>