

Р. С. ЧАЛОВ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГОРНЫХ, ПОЛУГОРНЫХ И РАВНИННЫХ РЕКАХ

Рассмотрены принципы типизации русловых процессов, основанные на анализе условий взаимодействия с ложем спокойных и бурных потоков, особенностей транспорта влекомых ими наносов и состава руслового аллювия. Даны характеристика форм проявления русловых процессов на равнинных, полугорных и горных реках, а также аналитическое выражение для определения критического уклона, соответствующего переходу от одного типа руслового процесса к другому.

Ключевые слова: русловые процессы, типы русел, критический уклон.

The mechanisms and the specific character of flow-channel interaction and sediment transport that constitute the essence of river channel processes, vary over a wide range according to the flow rate of the rivers, their water regime, flow kinematics, the value of longitudinal gradient, and to the grain size and runoff of riverbed-forming sediments. The hydrological regime, varying over a wide range according to the longitudinal gradient, produces a variety of transport conditions for riverbed-forming sediments and — through them — the form of manifestation of channel processes.

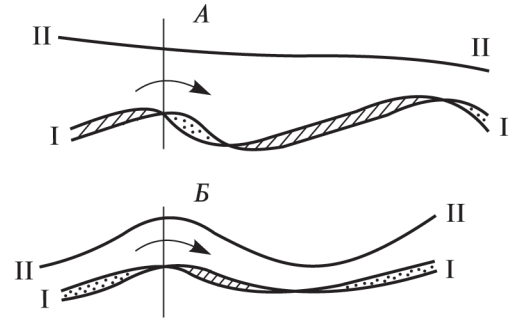
Keywords: channel processes, types of channels, critical grade.

Механизм и специфика взаимодействия потока с руслом и транспорта наносов, составляющие сущность русловых процессов, изменяются в широких пределах в зависимости от водоносности рек, их водного режима, кинематики потока, величины продольного уклона, крупности и стока руслообразующих наносов. При этом продольный уклон реки является такой же важной энергетической характеристикой, как и расход воды, вместе с ним определяющей мощность потока и его характер. Поэтому гидравлический режим, изменяясь в широких пределах по длине рек в зависимости от продольного уклона, создает разнообразие условий транспорта руслообразующих наносов, а через них — формы проявления русловых процессов.

ТИПИЗАЦИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Согласно определению [1], типизация русловых процессов основывается на различиях в механизмах взаимодействия потока и русла, эрозии дна и берегов, транспорта наносов и их аккумуляции. Эти различия зависят от степени кинетичности потока и условий его размыва (эрозии), с одной стороны, и формы переноса руслообразующих наносов, с другой. Такие характеристики, как морфология русла и специфика русловых деформаций (развитие излучин, разветвлений, прямолинейность

Рис. 1. Продольные профили гряд (I) и водной поверхности (II), перемещение гряд в спокойном (А) и бурном (Б) потоках.



русла, форма руслового рельефа), характер потока (бурный или спокойный), разница в уклонах (доли ‰ или их единицы и десятки), состав наносов (песчаный и песчано-галечный или исключительно галечно-валунный), грядовая (нормальная или в виде антидюн) или безгрядовая форма их перемещения и особенности динамики потоков, лежат в основе выделения русел равнинных, полугорных и горных рек. В качестве критерия перехода от равнинных рек к горным Н. И. Маккавеев [2] предложил использовать величину критического уклона $I_{кр}$, поскольку его соотношение с фактическим уклоном I определяет спокойное ($I < I_{кр}$, $Fr < 1$) или бурное ($I > I_{кр}$, $Fr > 1$) состояние потока и, соответственно, механизм его взаимодействия с руслом. В приведенных соотношениях $Fr = \alpha V^2 / gh$ (параметр кинетичности потока) h — глубина потока, α — корректив скорости.

Спокойный поток характеризуется незначительными понижениями отметок поверхности (посадкой уровня) над отдельными препятствиями — валунами, грядами и т. д. (рис. 1, А). Бурный поток образует над ними всплеск — стоячую волну (см. рис. 1, Б). Такие различия объясняются неодинаковыми условиями потерь энергии при переходе через препятствие: в спокойном потоке это происходит за счет потенциальной энергии и сопровождается уменьшением глубины и понижением уровня; в бурном — за счет кинетической энергии, вследствие чего глубина возрастает, скорость падает, а уровень поверхности воды повышается.

Бурный поток обладает свойством отражаться от берегов, поэтому он резко меняет свое направление, подходя к препятствию. Наряду с этим он обтекает крутые изгибы берегов, не образуя застойных зон и водоворотов. Если же в бурном потоке образуется водоворот, то вследствие резкого уменьшения давления наблюдается явление кавитации, обуславливающее высверливание глубоких эрозионных котлов. Спокойный поток плавно огибает препятствия; ниже мысов он образует застойные водоворотные зоны, в которых происходит аккумуляция наносов. Таким образом, состояние потока определяет условия формирования русла.

В спокойных потоках формируются асимметричные гряды с пологим верхним (напорным) откосом и крутым низовым (подвальем). В бурных галечно-валунные гряды имеют симметричный или близкий к нему (антидюна) продольный профиль. Первые благодаря посадке уровня воды над ними и увеличению скорости потока смещаются трансгрессивно за счет смыва наносов с верхних склонов и их накопления на низовых. Вторые смещаются регрессивно из-за образования над ними стоячих волн либо представляют стабильные образования, на которых происходит обмен материала при руслоформирующих расходах воды.

Для раскрытия физической сущности понятия «критический уклон» и определения условий перехода от равнинных рек к горным можно воспользоваться известными в речной гидравлике построениями. Если применить уравнение Бернулли (1) к конкретному сечению потока, то оно принимает вид

$$\Theta = h + \frac{\alpha V^2}{2g} = h + \frac{\alpha Q^2}{2g\omega^2}, \quad (1)$$

известный как уравнение удельной энергии сечения потока. При равномерном движении жидкости (глубина $h = \text{const}$; площадь поперечного сечения $\omega = \text{const}$) удельная энергия сечения является постоянной величиной. Поскольку в реках преимущественно наблюдается неравномерное движение воды, энергия сечения существенно меняется, определяя местные особенности русловых процессов.

Из уравнения (1) следует, что величина Θ является функцией глубины наполнения русла (при $Q = \text{const}$). При изменении глубины члены уравнения удельной энергии сечения потока меняются в разных направлениях, поэтому функция $\Theta = f(h)$ имеет минимум. Величина наполнения русла, соответствующая этому минимуму, представляет собой критическую глубину $h_{кр}$. В руслах с сечениями прямоугольной формы $h_{кр}$ находят по формуле

$$h_{кр} = \sqrt[3]{\frac{\alpha Q^2}{gB^2}} \quad \text{или} \quad h_{кр} = \sqrt[3]{\frac{\alpha q}{g}}, \quad (2)$$

где q — удельный расход воды.

Изменение уклона I при постоянных Q и h , а также соответствующее изменение глубины наполнения русла могут привести к ситуации, когда нормальная глубина окажется равной критической. Значение уклона, при котором выполняется равенство $h = h_{кр}$, соответствует критическому уклону $I_{кр}$. Совместное решение уравнений (4) (см. ниже) и Шези—Маннинга для речных потоков $Q = \omega C \sqrt{hI}$

приводит к соотношению $I_{кр} = \frac{n \chi_{кр}}{\alpha B_{кр} C_{кр}^2}$, где для естественных русел $\chi_{кр} = \frac{\omega_{кр}}{h_{кр}} \rightarrow B$, и тогда $I_{кр} = \frac{g}{\alpha C^2}$. Отсюда, при высокой шероховатости русла критический уклон имеет большую величину.

Иными словами, потоки при высокой шероховатости русла могут иметь очень большие уклоны, сохраняя при этом спокойное течение. Поэтому величина критического уклона, при котором осуществляется переход от русла равнинной реки к руслу горной, колеблется в значительных пределах.

Определить критический уклон можно, подставляя в уравнение (2) или уравнение Шези—Маннинга выражение критической скорости, определяющей переход от спокойного потока к бурному.

Исходя из числа Фруда, $V_{кр} = \sqrt{gh\alpha^{-1}}$. В этом случае $I_{кр} = \frac{gn^2}{h^{1/3}}$ или, учитывая значение коэффициента шероховатости как функции крупности наносов $dn = k(d)^{1/6}$, получаем

$$I_{кр} = \frac{kgd^{1/3}}{\alpha h^{1/3}}. \quad (3)$$

Близкий результат получен А. Н. Крошкиным [3] на основе анализа гидроморфологических характеристик горных рек Средней Азии:

$$I_{кр} = k \left(\frac{d_{ср}}{h} \right)^x \cdot \left(\frac{\rho_n - \rho}{1,65\rho} \right)^x,$$

где ρ_n и ρ — плотности наносов и воды соответственно.

Введя в (2) значение глубины из уравнения неразрывности $Q = \omega V$ и принимая, что $\omega = Bh^{2/3}$, получаем $h = \frac{Q}{B^{2/3}V^{3/2}}$. Заменяя в формуле (3) значение глубин этим выражением и проводя необходимое преобразование, получаем

$$I_{кр} = \frac{kgd^{1/3} B^{1/2} V^{1/2}}{\alpha Q^{1/2}}. \quad (4)$$

Если считать, что $Q = f(F^m)$, где F — площадь водосбора, а показатель степени в среднем равен $2/3$ [4], объединяя коэффициенты и округляя их, можно получить

$$I_{кр} = kg \frac{d^{1/3} B^{1/2} V^{1/2}}{F^{m/3}}. \quad (5)$$

Отсюда, чем меньше водоносность реки и площадь ее бассейна, тем при больших уклонах поток сохраняет спокойное течение, и наоборот, повышение скорости потока, например в результате его стеснения при прочих равных условиях, приводит к увеличению критического уклона. Это соответствует известной схеме Н. И. Маккавеева [2], согласно которой критический уклон, разделяющий равнинные и горные реки, повышается с увеличением реки, а спокойное течение сохраняется на малых реках и при больших уклонах. Аналогично увеличение крупности наносов обуславливает повышение критических уклонов [5].

Используя связь площади бассейна с порядком реки $F = k_1 e^{0,64N}$ и ее водоносностью $Q = k_2 e^{0,60N}$, можно получить [6]:

$$I_{кр} = \frac{kgd_{ср}^{1/3} B^{1/2} V^{1/2}}{\alpha e^{Nm/3}}, \quad (6)$$

где N — порядок реки по схеме А. Шайдегера.

Отсюда, чем больше размер реки (ее водоносность, площадь, порядок), тем меньше критический уклон; увеличение крупности наносов повышает его значение, что находится в соответствии с зависимостью $I_{кр}$ от шероховатости русла. При этом для горных рек характерным является во многих случаях соизмеримость их глубин с крупностью галечно-валунных и валунно-глыбовых руслообразующих наносов, т. е. $d \approx h$. Поэтому в зависимости от величины уклона гидравлический режим горных рек изменяется в широких пределах; соответственно меняются условия развития русловых форм и транспорта наносов.

ТИПЫ РУСЕЛ ГОРНЫХ РЕК

Преобладание галечных и валунных наносов на горных реках создает значительные неровности ложа потока. Крупные обломки горных пород нередко образуют нагромождения, частично выступающие в период межени над водой. Это обуславливает большую шероховатость русла горных рек и способствует образованию в бурном потоке между валунами застойных зон, над которыми скользят верхние слои, не вовлекая придонные в общий кругооборот воды. В таких застойных зонах происходит аккумуляция более мелкого материала. Чем крупнее слагающий русло материал, тем менее выражена пульсация скорости, неоднороднее состав аллювиальной отмостки и хуже сортированность руслообразующих наносов. Все это при огромном диапазоне уклонов и большом разнообразии условий формирования русел позволяет разделить горные реки по типам русловых процессов на порожиисто-водопадные, с неразвитыми (безгрядовые) и с развитыми (грядовые) аллювиальными формами [5].

Переход от одного типа русловых процессов к другому на горных реках происходит в соответствии с теми же закономерностями, что и переход от равнинных рек к горным. Это описывается формулами (4), (5). Для горных русел второго типа характерны грядовые аллювиальные образования — антидюны, соизмеримые с шириной русла и развивающиеся во время паводков (см. рис. 1, Б). В межень они представляют собой аналоги неразмываемых водосливов с широким порогом, на которых стояние волны в потоке формируется при обтекании отдельных валунов, их слагающих. Для них соизмеримы глубина потока h и крупность валунов d . Поэтому перекаты в форме антидюн с бурным потоком разделяются глубокими плесами со спокойным режимом течения, где $h \gg d$. Во время паводков поток становится бурным по всей реке, а на антидюнах возникают большие стоячие волны.

Горные русла с неразвитыми аллювиальными формами отличаются равномерным распределением глубин по длине потока, нарушаемым крупными валунами и глыбами, образующими выступы, размеры которых достигают в среднем 0,7 диаметра не менее чем у 20 % общего их количества в отмостке. На реках этого типа соотношение $h \approx d$ соблюдается практически для любой точки русла, и поток является здесь повсеместно бурным. Такое изменение формы русла происходит вследствие повышения степени кинетичности потока и роста числа Фруда, при которых начинается «гладкая фаза» движения наносов. Это согласуется с результатами лабораторных исследований [7], согласно которым «гладкая фаза» движения наносов наблюдается при значениях $Fr > 2,5-3,0$.

При очень больших уклонах горных рек формируются порожиисто-водопадные русла, морфологический облик которых определяется крупными валунами и глыбами разного размера. К. Кжемень [8] рельеф таких русел назвал валунными порогами. Здесь наблюдается чередование участков, где поток становится сверхбурным, вплоть до возникновения вертикально падающих гидравлических струй, и озеровидных водоемов, образующихся в эрозионных котлах.

Диапазоны уклонов, соответствующие типам русловых процессов на горных реках, неодинаковы у рек разного размера, отличающихся по крупности руслообразующих наносов и степени ширины русла. Это определяет скользящую шкалу диапазонов уклонов для рек разного порядка, с разными водоносностью и площадями бассейнов. Соответственно неодинаковы критические уклоны, определяющие переход от равнинных рек к полугорным (от 0,3–0,5 ‰ у рек с $F > 1000 \text{ км}^2$, $N > 8,3$ до 10–15 ‰ у рек с $F < 10 \text{ км}^2$, $N < 2,0$), от полугорных к горным (от 0,3–0,7 ‰ у рек с $F > 1000 \text{ км}^2$, $N > 8,3$ до 10–20 ‰ — с $F < 10 \text{ км}^2$, $N < 2,0$) и т. д. [1, 4].

Н. И. Маккавеев считал, что «морфология русла горной и равнинной реки имеет мало общего» [2, с. 82]. Этот вывод справедлив для рек в их верхнем течении, имеющих порожиисто-водопадные русла, которые вместе с равнинными составляют крайние звенья цепочки морфологически различных типов русел, между которыми остальные включают в себя постепенно нарастающие элементы признаков, соответствующих руслам равнинных рек или близких к ним. Это приводит иногда исследователей к точке зрения, согласно которой между равнинными и горными реками различий не делается [8, 9].

Гидравлический режим потоков на горных реках и, соответственно, формы транспорта наносов, а также механизмы взаимодействия потоков с руслами рек определяют условия формирования русел, их морфологию и динамику. В зависимости от геолого-геоморфологических условий русла горных рек могут быть врезанными или широкопойменными (это соответствует условиям ограниченного или свободного развития русловых деформаций), имеют тот или иной морфологический тип (излучины, разветвления, относительно прямолинейное русло и их разновидности). На горных реках преобладают врезанные русла, однако по мере уменьшения уклонов и расширения долины, а также во внутригорных впадинах и на субсеквентных участках они становятся широкопойменными. Последние доминируют при выходе рек в предгорья, хотя и здесь встречаются врезанные русла.

Формирование русла того или иного морфодинамического типа происходит при определенном сочетании гидравлических характеристик потока и крупности наносов. Например, для образования

излучин требуется определенное сочетание между расходом воды и уклоном [2]. При малых значениях этого соотношения (порожисто-водопадные и горные русла с неразвитыми аллювиальными формами) излучины не формируются; русла обычно прямолинейны или (в широкопойменном русле) разветвляются на рукава, причем каждый из них может иметь порожисто-водопадное русло или его неразвитые аллювиальные формы. В последнем случае разделяющие рукава отмели, обсыхающие в межень, представляют собой бесструктурные скопления наносов, образовавшиеся между стрежнями потока в зонах замедления течения.

Пологие излучины возникают при больших уклонах, а на выходе из гор в предгорья обычно образуются серии хорошо развитых сегментных излучин. Лишь в тех случаях, когда долина реки относительно расширена, а крупность руслообразующих наносов резко уменьшается, русло теряет устойчивость и разветвляется на рукава. То же самое происходит, если предгорья сложены рыхлыми отложениями.

Реки, выходя в котловины, в расширения долин или в предгорья, как правило, резко меняют морфодинамический тип русла. Этому способствует распластывание потока, сопровождаемое не только снижением его транспортирующей способности, но и изменением формы транспорта наносов: если во врезанных и скальных руслах галька и даже мелкие валуны переносятся транзитом, то в расширениях они перемещаются в виде гряд. При прохождении паводков это проявляется в изменении положения проток и рукавов, размывах одних форм и образовании других, вследствие чего пойма не успевает сформироваться, и все дно долины в межень представляет собой широкое галечное (или галечно-валунное) поле, расчлененное мелкими и маловодными протоками, по которым распределяется весь сток реки. В зависимости от уклонов и крупности наносов русла последних могут быть с неразвитыми или развитыми аллювиальными формами, либо русло в целом является полугорным.

Руслообразующие наносы горных рек никогда не бывают по составу песчаными, так как скорости течения в несколько раз превышают неразмывающие V_n для песка и даже мелкой гальки. По данным Ц. Е. Мирцхулавы [10], при глубине потока в один метр для наиболее крупных гравелистых песков ($d_{cp} = 0,9-1,3$ мм) в зависимости от их однородности (сортированности) $V_n = 0,70-0,89$ м/с, тогда как фактические скорости при той же глубине даже при минимальных уклонах, свойственных горным рекам, достигают 3,7-4,8 м/с [3, 11]. При этом мелкие валуны ($d = 150$ мм) начинают перемещаться при скорости потока 1,60-1,98 м/с и глубине 0,5 м или скорости 2,14-2,52 м/с и глубине 1 м. Соответственно, более мелкие наносы лишь кольматируют галечно-валунные отложения на спаде паводков и в периферических частях русла, где скорости течения малы.

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ПОЛУГОРНЫХ РЕКАХ

К полугорным относятся реки, имеющие переменный характер течения при смене фаз водного режима. В межень течение спокойное на всем протяжении русла; в паводки на мелководных участках русла поток становится бурным, хотя на плесах, если глубина превышает высоту волн паводков, течение остается спокойным. Это отличает их от горных рек с развитыми аллювиальными формами и от равнинных галечно-валунных. Последние благодаря большой глубине имеют размеренный режим течения, несмотря на относительно повышенные скорости.

В межень, когда сложенные валунами перекааты на дне образуют неразмываемые потоком водосливы с небольшими глубинами, продольные уклоны на них резко возрастают, и появляются короткие участки с бурным течением, не захватывающие всего русла по ширине и обычно приуроченные к прибрежным зонам. Поэтому у полугорных рек механизм формирования русла и его морфология несут черты русел как равнинных, так и горных рек в зависимости от конкретных условий (горные долины, предгорья или внутригорные котловины).

В рельефе полугорных русел встречаются грядовые формы — асимметричные с крутым низовым откосом (подвальем), идентичные грядам на равнинных реках, но отличающиеся от них большей крутизной, и антидюны, соответствующие перекаатам горных рек. Чем меньше уклоны, тем больше сходство полугорных рек с равнинными. С увеличением уклона характер полугорных русел все более приближается к горным с развитыми аллювиальными формами. Особенно ярко их сходство проявляется, когда реки становятся полугорными еще в пределах горной области, где скалистые берега глубоко врезанных речных долин обуславливают стеснение потока, особенно во время паводков, а крупность руслообразующих наносов повышена.

В предгорьях, где дно долин резко расширяется, полугорные русла по своему морфологическому облику более сходны с равнинными. Однако меньшая крупность наносов определяет наличие как крупных гряд антидюн, так и гряд меньших размеров (мезо- и микроформ) на их поверхности.

Полугорные реки в большинстве своем распространены в предгорьях, реже встречаются во внутри- и межгорных котловинах. Этот тип русла является доминирующим у крупных рек средне- и

низкогорных областей Восточной Сибири и Дальнего Востока. Морфологический облик полугорных русел различен. В сужениях реки обычно текут в одном слабо извилистом русле, в котором нередки галечно-валунные перекасты, иногда встречаются галечные осередки. В расширениях преобладают русла, разветвленные на рукава, развивается пойменная многорукавность, обязанная прохождению при затопленной пойме руслоформирующего расхода воды, соответствующего максимальным паводкам, что свойственно многим горным и полугорным рекам.

Отличительной чертой переформирования русел полугорных рек является интенсивное изменение их рисунка в плане, связанное с отторжением от берегов прирусловых отмелей и возникновением новых протоков и рукавов. Периодичность в развитии рукавов зависит от смещения побочной, надвигающихся на истоки рукавов и вызывающих перераспределение стока между ними. В результате переформирования оказываются такими же, как на горных реках с развитыми аллювиальными формами в условиях широкопойменной долины и как на равнинных с разветвленным руслом.

В отдельных случаях полугорный характер реки сохраняется на значительном удалении от гор и при наличии песчаного аллювия. На предгорных равнинах Средней Азии это связано с систематическим накоплением наносов на дне речных долин, что обуславливает повышение уклонов на всем протяжении крупных транзитных рек: например, на Сырдарье в пределах Ферганской долины — 4 ‰, в начале равнинной части бассейна — 1,3 ‰; на Амударье ниже слияния рек Вахш и Пяндж — 0,4 ‰ и т. д.

Транспорт наносов полугорными реками, как и горными, осуществляется только во время половодья и паводков; в межень, когда расходы воды уменьшаются в десятки и сотни раз, поток горной реки полностью осветляется (мутность равна нулю), а дно русла, выстилаясь аллювиальной отмосткой, становится неразмываемым. Поэтому русловые деформации на горных и полугорных галечно-валунных реках происходят только во время паводков.

СЕЛЕВЫЕ И СКАЛЬНЫЕ РУСЛА

К селевым относятся русла, по которым проходят селевые потоки, причем их периодичность такова, что в межселевой период русловой поток не успевает переработать привнесенные отложения и сформировать нормальное русло. На крупных горных реках ($F > 1000 \text{ км}^2$) селевые русла не развиваются, а только принимают сели из притоков, выносы из которых определяют состав руслообразующих наносов, ступенчатость продольного профиля и специфику русловых процессов. На реках с площадью водосбора 100–1000 км² сели проходят на участках, соответствующих по уклону порожисто-водопадным руслам; на самых малых реках ($F < 10 \text{ км}^2$) они развиваются при уклонах, соответствующих полугорным руслам, выходя в предгорья [12, 13].

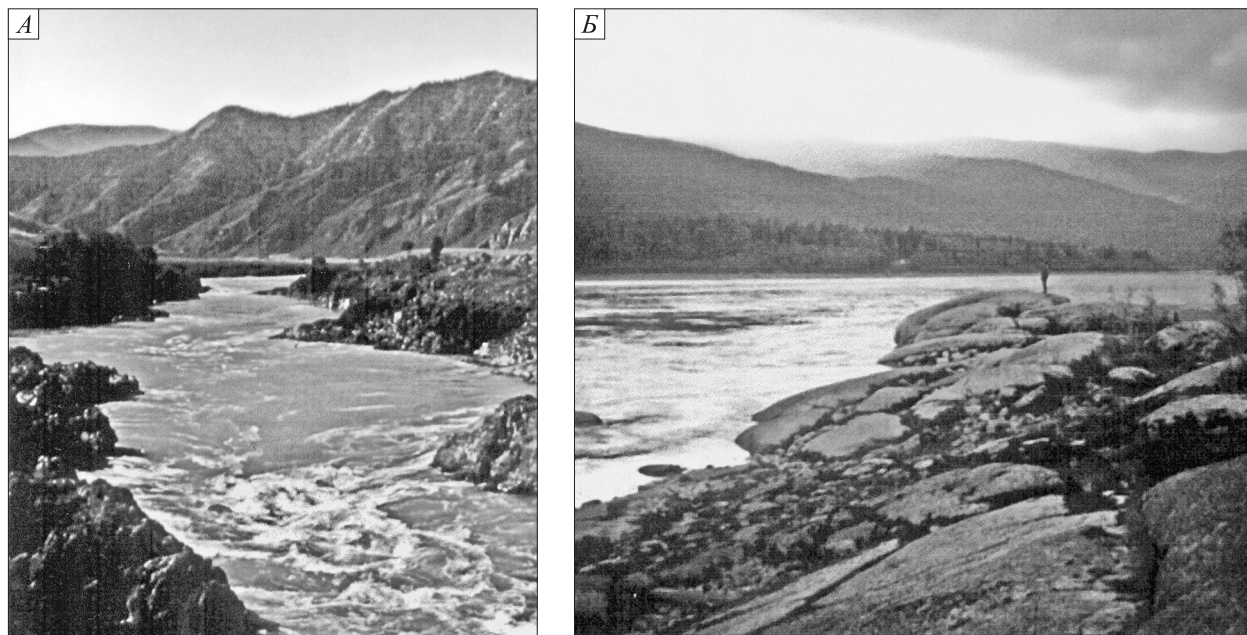


Рис. 2. Скальное русло горной реки Катунь (А) и большой равнинной реки Витим, протекающей среди гор (Б). Фото автора.

Промежуточное положение занимают горные реки с площадью водосбора 10–100 км². На них селевая деятельность проявляется при всех диапазонах уклонов. Для селевых русел характерно отсутствие отмостки и зависимости крупности руслообразующих наносов d_{cp} от уклона реки I . В межселевой период русловой поток перерабатывает селевые отложения, создает отмостку, но в возникающей связи $d_{cp} = kI^n$ коэффициент k оказывается в 1,5–2 раза меньше, чем на неселевых реках. Для селевых отложений, залегающих под отмосткой, эта зависимость отсутствует вовсе. Также различаются (с уменьшением в 1,5–3 раза) коэффициенты в гидроморфометрических зависимостях М. А. Великанова [14] и В. Ф. Талмазы и А. Н. Крошкина [3].

Скальные русла (см. рис. 2) встречаются как на горных, так и равнинных реках разных уклонов. Стеснение русла скальными берегами и дном и при небольших падениях обуславливает превращение руслового потока в быстроток (стремнину), скорости которого намного превышают размывающие, даже для галечно-валунных. Это обеспечивает вынос поступающего галечно-валунного (или песчаного) материала за его пределы. При больших уклонах на горных реках в транспорте наносов большая роль принадлежит тангенциальной составляющей силы тяжести. Такие русла, описанные К. Жеменем [8, 15] в горных странах Европы, часто встречаются на реках Тянь-Шаня, Памира, Алтая. На равнинных реках они распространены на большом их протяжении (Витим, Алдан), встречаются и на сравнительно коротких участках, создавая перегибы продольного профиля с порогами и шиверами (Ангара, Енисей, Днепр).

РУСЛА РАВНИННЫХ РЕК И ИХ РАЗЛИЧИЯ В ГОРАХ И НА РАВНИНАХ

Русла равнинных рек могут быть как песчаными, так и галечно-валунными в зависимости от условий формирования. Большие реки, протекающие по орографически сложным обширным территориям горных стран (Алтай, Саяны, горы Восточной Сибири и Средней Азии) при высокой водоносности ($F > 10\,000$ км²), в соответствии с уклонами и кинетичностью потока являются либо полугорными (Катунь, Бия на Алтае), либо равнинными ($I < 0,30–0,50$ ‰), имеющими галечное и галечно-валунное русло. Таковы верхняя и средняя Лена, ее большие притоки (Киренга, Витим, Олёкма, Алдан), Енисей, Томь в пределах Кузбасса, верхний Амур.

Руслообразующие наносы на равнинных реках горных областей создают внешнее их сходство с горными реками, однако они отличаются механизмом формирования русла и транспорта наносов. Таким образом, следует различать горные реки и реки в горах. Иначе говоря, понятия «равнинные», «полугорные» и «горные» реки отражают механизм руслоформирования и типы русловых процессов и определяются по орографическому признаку — реки на равнинах, реки в предгорьях и реки в горах. В горах не только большие реки могут быть равнинными: во внутригорных котловинах, в местах перегибов продольных профилей малые реки также могут быть таковыми.

Галечно-валунные русла равнинных рек встречаются в условиях ограниченного развития русловых деформаций, предопределенных расположением речных долин или пересечением реками возвышенностей, сложенных коренными скальными породами или моренной, насыщенной валунным материалом, отдельных горных массивов. Таково русло Лены в низовьях, где она пересекает Хараулахские горы — кряж Чекановского, Яны в Куларском хребте, нижнего Амура в отрогах Сихотэ-Алиня. Галечное русло характерно для верхней Волги. Неман, имеющий песчаное русло в верхнем течении, в среднем, пересекая Гродненскую моренную возвышенность, становится галечно-валунным.

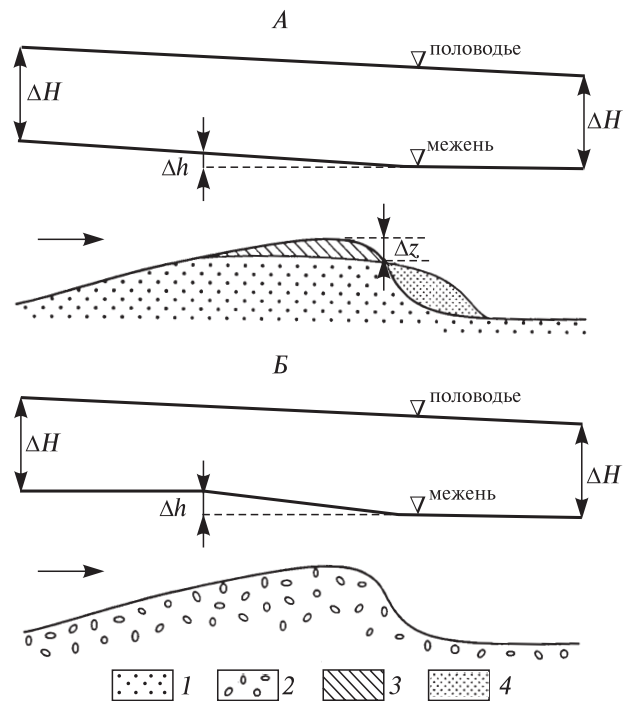
Если разнообразие русел горных рек определяется диапазонами уклонов, то равнинные реки со спокойным течением неодинаковы из-за огромных различий в водоносности, водном режиме, величинах стока наносов и их составе: от ручьев и рек первого порядка с расходами воды от первых кубических метров в секунду до 120 000 м³/с на Амазонке, от рек с предельно малой мутностью (десятки граммов на кубический метр) до р. Хуанхэ с мутностью 30 кг/м³, от рек с песчано-илистым руслом до рек с галечно-валунными руслообразующими наносами.

Типичной формой руслового рельефа песчаных равнинных рек являются гряды разных размеров, имеющие пологий верховой и крутой низовой откосы. Смещаясь под действием потока вниз по течению, они составляют главную форму движения донных наносов. Крупные гряды в условиях изменяющихся уровней воды создают предпосылки для развития тех или иных форм русла, поскольку каждая из них при определенных условиях может законсервироваться и вызвать переход составляющих их наносов в разряд отложений.

Галечно-валунный состав наносов равнинных рек обуславливает сокращение иерархии грядовых форм (развиваются только макроформы, соизмеримые с шириной и глубиной реки), снижение скоростей их смещения на порядки величин, а также различия в сезонном режиме перекатов. Так, на

Рис. 3. Изменение профилей свободной поверхности потока равнинной реки в половодье и межень, дна русла при песчаном (А) и галечно-валунном (Б) составе руслообразующих наносов (аллювий).

1 — песок; 2 — галька и валуны; 3 — размыв; 4 — аккумуляция.



песчаных реках они намываются в половодье, размываются в межень, или наоборот — размываются в половодье, намываются в межень в зависимости от соотношений в балансе наносов на данном участке реки. В первом случае понижение уровней воды ΔH происходит частично, а дополнительное Δh на гребне, из-за возникновения эффекта водослива, частично или полностью компенсируется понижением отметок переката в результате размыва гребня Δz (рис. 3, А), т. е. $\Delta H + \Delta h \sim \Delta z$.

На галечно-валунных реках перекаты превращаются в неразмываемые водосливы, что при снижении уровня воды приводит к росту скоростей и дополнительному его понижению (по отношению к общему) на их гребне (см. рис. 3, Б), не компенсируемому размывом. При илисто-песчаном составе наносов скорости потока могут существенно превышать неразмываемые $V > 2,5V_n$, при которых транспорт наносов осуществляется в гладкой фазе (Хуанхэ, Амударья), хотя причины ее проявления физически принципиально иные, чем на горных реках с неразвитыми аллювиальными формами.

Типизация русловых процессов на равнинных реках (подобно горным) отсутствует. Меандрирующие, разветвленные на рукава и другие русла соответствуют морфодинамическим типам, которые соотносятся с равнинными реками, хотя они характерны для полугорных и горных рек. В то же время равнинные реки неодинаковы по условиям взаимодействия потока и русла и транспорта руслообразующих наносов в зависимости от галечно-валунного, песчаного или песчано-илистого их состава, по соотношению глубины h и ширины русла b_p , форме живого сечения и степени распластности потока.

Выделение рек по их размерам, с точки зрения русловых процессов, необходимо в связи с массовым заилением, зарастанием и деградацией русел малых рек вследствие избыточного поступления продуктов эрозии почв, их евтрофирования из-за загрязнения вод биогенными элементами и пересыхания рек при уменьшении их водности в результате антропогенного воздействия на водосборы. Аккумуляция наносов, непосредственно поступающих в русла малых рек с водосбора, определяет их буферное положение между водосбором и средней и большой рекой: продукты эрозии почв в них составляют до 60–70 % общего стока наносов. По мере увеличения порядка рек доля продуктов смыва в стоке наносов прогрессивно сокращается.

Вместе с тем малые реки вследствие быстрого роста водоносности от истока вниз по течению неоднородны по форме поперечного сечения потока и отличаются по этому параметру от средних и больших. Последним свойственно разветвление русел на рукава, а прямолинейность характерна для верховий малых рек, имеющих первые порядки. В лесной и особенно таежной зонах, где дефицит наносов сохраняется на большом расстоянии от истока, прямолинейность русел характерна для рек до 5–6-го порядков. На больших реках русла этого типа развиваются при наличии дополнительных условий (наличие коренного ведущего берега, малая устойчивость русла и т. д.) [7]. Только на малых реках встречаются бочажинные, зарастающие и пересыхающие в межень русла.

На отличие малых рек от средних и больших по форме поперечного сечения потока впервые обратил внимание Н. А. Ржаницын [16], показавший, что малые реки характеризуются небольшой величиной соотношения между шириной b_p и глубиной h русла. Поэтому форма сечения русла у них приближается к параболической. При этом на реках от 1-го до 9–13-го порядков величина h/b_p изменяется в 10–100 раз. При дальнейшем увеличении порядка реки соотношение h/b_p практически стабилизируется.

Различия в форме поперечных сечений русла определяют особенности структуры и динамики потока, гидравлические сопротивления, относительную шероховатость русел рек, а через них — условия взаимодействия потока и русла. При параболической форме поперечного сечения ширина и глубина русел малых рек соизмеримы по величине. На реках первого порядка $b_p > 1,5h$, а при $N > 1$ $b_p/h = 4-6$. Поэтому на поток равноценно влияют и дно, и берега. В руслах средних и больших рек влиянием берегов можно пренебрегать из-за предельно малого их контакта с потоком по сравнению с дном. Потоки в таких условиях рассматриваются как плоские.

И. Ф. Карасев [17] предложил оценивать условия движения потока в русле критерием его квази-однородности:

$$\theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda}, \quad (7)$$

где $\lambda = 2g/C$ — коэффициент гидравлических сопротивлений; C — коэффициент Шези. Согласно [10], потоки различаются по своей структуре: при $\theta < 4,5$ — это малые реки, при $4,5 < \theta < 9,5$ — средние, при $\theta > 9,5$ — большие и крупнейшие реки. Исследование связей порядка водотока и морфометрических характеристик русел (h , b_p , b_p/h), параметров излучин и скорости размыва берегов показало, что на графиках параметры связи $X = ae^{kN}$ имеют четко выраженные перегибы, которые можно разделить на три прямолинейные зависимости, соответствующие малым ($N < 9$), средним ($9 < N < 14$), большим и крупнейшим рекам ($N > 14$) [6]. Кроме того, на реках с величиной $b_p/h < 15-20$ в русле при образовании изгиба возникает винтообразное поперечное течение [2, 18], что обуславливает существенные отличия в развитии меандрирования малых и средних рек. Разветвленные русла, за исключением особых случаев (например, в зонах подпора), для малых равнинных рек не характерны.

Таким образом, равнинные реки по особенностям взаимодействия потока и русла, по характеру русловых процессов и зависимости от формы живого сечения потока можно разделить на малые, средние и большие. Каждому типу русла соответствует свой вид связи $X = ae^{kN}$, характеризующий специфику форм проявления русловых процессов в морфологии русел.

Наши исследования подтвердили особенности и различия проявления русловых процессов на равнинных, полугорных и горных реках. Переход от одного типа процесса к другому определяется критическим уклоном.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Президента РФ для ведущих научных школ (НШ-4884.2006.5) и Российского фонда фундаментальных исследований (03-05-64293).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. — 246 с.
2. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 347 с.
3. Талмаза В. Ф., Крошкин А. Н. Гидроморфометрические характеристики горных рек. — Фрунзе: Кыргызстан, 1969. — 204 с.
4. Соколовский Д. Л. Речной сток. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 540 с.
5. Чалов Р. С. Общее и географическое русловедение. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. — 112 с.
6. Чалов Р. С., Завадский А. С., Пахомова О. М. Естественные и антропогенные проявления русловых процессов в различных звеньях речной сети // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. — 1999. — Вып. 1. — С. 203–216.
7. Знаменская Н. С. Грядовое движение наносов. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 188 с.
8. Krzemień K. Structure and dynamics of the high-mountain channel of river Plima in the Ortler-Cevedale Massif (South Tirol) // Prace Geograficzne. — 1999. — № 104. — P. 41–55.
9. Копалиани З. Д., Цхададзе В. С. Типы речных русел Западной Грузии // Труды ГГИ. — 1972. — Вып. 195. — С. 20–32.
10. Мирцхулава Ц. Е. Основы физики и механики эрозии русел. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 304 с.
11. Копалиани З. Д., Твалавадзе О. А., Носелидзе Л. В. Гидравлическое моделирование руслового процесса предгорного участка р. Аносовки на мостовом переходе // Вопросы гидравлики и руслового процесса горных рек. — СПб: Гидрометеиздат, 1992. — Вып. 3. — С. 88–106.
12. Борсук О. А., Добровольская Н. Г. Морфология русел и современный русловой аллювий на горных реках Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. — 1981. — № 4. — С. 60–67.
13. Кузнецов К. Л., Чалов Р. С. Русловые процессы и морфология русел горных рек в условиях активной селевой деятельности (на примере рек северного склона Заилийского Алатау // Геоморфология. — 1988. — № 2. — С. 71–78.
14. Великанов М. А. Русловой процесс. — М.: Госфизматиздат, 1958. — 395 с.

15. **Cheimicki W., Krzemiń K.** Channel typology for river Feshie in the Cairngorm Mts, Scotland // Prace Geograficzne. — 1999. — № 104. — P. 57–68.
16. **Ржаницын Н. А.** Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 240 с.
17. **Карасев И. Ф.** Руслые процессы при переброске стока. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 288 с.
18. **Потапов М. В.** Винтовое движение жидкости в прямом открытом канале прямоугольного сечения // Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. — М.: Сельхозиздат, 1936. — С. 102–154.

*Московский государственный
университет*

*Поступила в редакцию
22 февраля 2007 г.*

