

#### Глава IV

## РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Процессы развития рельефа речного русла в основном определяются взаимодействием движущейся воды, перемещаемых водой наносов и слагающих ложе потока грунтов. Как только под влиянием этого взаимодействия возникает некоторая форма русла, последняя также становится важным фактором русловых процессов, поскольку она в значительной мере определяет гидравлические особенности потока. Характер взаимодействия этих четырех основных составляющих естественного руслового процесса зависит еще от ряда зональных и азональных факторов, действующих постоянно или временно, локально или на всем протяжении реки (деятельность ветра, льда, тектоники и др.).

Русловые процессы состоят из рядов сложнейших (в основном механических) явлений, связанных с перемещением тел, относящихся к различным материальным средам (жидкости, дисперсные системы, твердые тела, газы), а также с постоянной изменчивостью физических свойств (объем, форма, плотность и др.) этих тел.

Движение воды является основной *«двигательной пружиной»* (Леявский, 1904) русловых процессов, развитие которых не может прекратиться, пока не иссякнет сток, питающий данную русловую систему. В особенностях этого движения водной массы потока и следует искать источник противоречий, определяющих развитие форм русла.

В наиболее общей форме процесс руслообразования можно определить как процесс *«отображения»* поверхностью твердой среды (т.е. грунтами, слагающими ложе) особенностей движения воды и перемещаемых ею наносов.

Несмотря на огромный прогресс наук, рассматривающих механическое перемещение различных тел (механика твердых тел, гидродинамика, аэродинамика), вопрос об отображении особенностей этих перемещении поверхностью раздела взаимодействующих сред исследован крайне недостаточно для построения общей теории; выявленные закономерности ограничиваются лишь частными, наиболее простыми случаями (например, волны Гельмгольца).

Наглядным примером отображения поверхностью среды особенностей движения другой соприкасающейся среды является образование волн при движении воздушного потока над поверхностью воды. Общий вид возникающего довольно сложного рельефа поверхности воды, а также размеры и формы его отдельных элементов (волн) зависят от скорости ветра, его направления по отношению к берегам, от размеров и формы бассейна, глубины воды в данном пункте, а в течение некоторого периода – от времени, прошедшего с начала установления ветра данной силы. После того, как пройдет некоторый начальный период *«становления»*, в даль-

нейшем общая картина рельефа поверхности раздела остается постоянной, несмотря на то, что каждый отдельный элемент этого рельефа непрерывно перемещается и видоизменяется. Для изменения создавшейся формы раздельной поверхности необходима перемена условий взаимодействия: скорости или направления воздушного потока, глубины воды и т. п. Иначе говоря, развитие форм рельефа раздельной поверхности не может происходить самопроизвольно (спонтанно), вне связи с изменениями условий, его определяющих.

Образование рельефа речного русла – процесс более сложный. Не говоря уже о том, что число взаимодействующих факторов гораздо больше, чем в вышеописанном примере, сложность этого процесса зависит еще и от следующих обстоятельств:

а) Движение воды всегда сопровождается перемещением материала, в той или иной форме (раствор, эмульсия, взвесь) принесенного поверхностным стоком и грунтовыми водами с водосбора или полученного русловой эрозией. Неразрывно связанные с процессом стока эрозионно-аккумулятивные процессы непрерывно изменяют основные условия руслообразования. Так, удаление материала с водораздельных высот и наращивание дельты способствуют уменьшению общего уклона реки, т.е. снижению скоростей течения потока; постепенное сглаживание склонов долины нерусловыми потоками сказывается на уменьшении высоты поводка, а также увеличивает роль ветра в руслообразовании и т. п. В каждый данный момент рельеф русла не соответствует строго условиям руслообразования, так как они непрерывно изменяются. Непрерывность зарождения и преодоления этого противоречия является неотъемлемым свойством русловых процессов. Отсюда следует, что русловые процессы, вопреки утверждениям сторонников теории циклов, никогда не заканчиваются состоянием равновесия.

б) Период «становления» рельефа, зависящий от эрозионной и транспортирующей способности потока, размеров русла и степени противозрозионной устойчивости слагающих ложе грунтов, может быть столь длительным, что в ряде случаев изменения физико-географической среды произойдут раньше, чем закончится образование основных форм рельефа русла, отвечающих данным условиям взаимодействия. Поэтому почти всегда в эрозионном рельефе существуют элементы «остаточных» форм, образовавшихся в других условиях взаимодействия, но продолжающих оказывать влияние на характер русловых процессов в настоящее время. Эта особенность руслообразования своеобразно проявляется у рек с неравномерным стоком, у которых поток с более или менее регулярной периодичностью изменяет свои характеристики. Производя русловые исследования в межень, мы всегда можем наблюдать воздействие на поток глубоких ям (плесов) и скоплений наносов (перекатов), образованных в период половодья, с другой стороны, борозда, вырезанная межненным потоком, сказывается на скоростном поле потока половодья.

Познание русловых процессов невозможно без анализа истории каждого конкретного объекта, без учета первичного рельефа и тех изменений руслообразующих условий и русловых форм, которые испытала в различные этапы эволюции данная река или отрезок реки.

в) Одной из причин, способствующих образованию и развитию русловых систем, является неравномерность интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов на территории суши. Формы рельефа, которые способствуют наиболее интенсивному проявлению эрозии, являются нередко более устойчивыми и сохраняются при различных изменениях географической среды. Смежные русловые системы и смежные звенья одной и той же системы в процессе своего развития взаимодействуют между собой, подавляя или, наоборот, ускоряя развитие прилежащих систем

(«борьба» за водосборы). Эта закономерность распространяется и на процессы развития отдельных деталей рельефа русла. Например, развитие меандры в пойменной долине продолжается до тех пор, пока сохраняется превосходство эрозионной способности потока по основному руслу над эрозионной способностью потока, переливающегося в половодье через луку меандры. Если эрозия потока, переливающегося через луку, становится более энергичной, чем эрозия в основном русле, то происходит развитие спрямляющего рукава. В последний может перейти весь расход воды, и извилистая форма сменится прямолинейной. При исследовании развития эрозионного рельефа в целом и рельефа речного русла в частности необходимо учитывать взаимодействие отдельных форм рельефа между собой.

Следует, впрочем, заметить, что взаимодействию смежных форм некоторые исследователи придают слишком большое значение, забывая о других особенностях русловых процессов, благодаря которым это взаимодействие не всегда выражено. Например, «борьба» рек за площади водосборов, вопреки утверждениям Дэвиса, нередко сменяется редукцией русловых систем.

г) Наряду с неравномерной интенсивностью эрозионно-аккумулятивных процессов, развитию некоторых русловых форм способствует свойство потоков жидкости образовывать в некоторых условиях вторичные (циркуляционные), не совпадающие с главным направлением потока течения. Относительная устойчивость таких форм речного рельефа, как меандра и гряда, в некоторой мере зависит и от того, что они возбуждают поперечные течения, благоприятствующие непрерывному возобновлению этих форм. На изгибе русла в потоке возникают, например, придонные течения, направленные к выпуклому берегу и постоянно приносящие к последнему наносы. Исследование процессов развития форм рельефа русла нельзя отрывать от исследования структуры потока.

д) Русло реки на большей части своего протяжения проходит в аллювии, сравнительно мало соприкасаясь с коренными породами. Вследствие этого элементы мезо- и микрорельефа русла нередко слагаются скоплениями наносов. Скопления наносов, образующие такие формы, как луки меандр, перекаты, гряды, обычно перемещаются вниз по течению, т.е. являются одним из видов твердого стока реки.

Таким образом, русловые явления, так же как и все явления природы, многогранны; формы русла можно рассматривать как результат взаимодействия факторов географической среды, как отображение движения различных физических сред, как звенья исторического процесса развития рельефа, как результат взаимодействия смежных русловых структур, как одну из форм перемещения твердого вещества текущей водой и т. п.

Критический обзор некоторых схем русловых процессов. Еще в XIX в. В.М. Лохтин и Н.С. Лелявский разработали основы тех концепций, которые стали ведущими в русской гидрологии и гидротехнике.

В.М. Лохтин (1897) доказал, что характер развития речного русла тесно связан с особенностями географической среды и что формы руслового рельефа имеют различный вид и различный режим в зависимости от тех или иных сочетаний водного режима, грунтов речного ложа, первичного уклона местности и ряда других факторов.

Н.С. Лелявский (1893, 1904) обратил внимание на своеобразие механизма руслообразования: с одной стороны, вода, как всякое жидкое тело, принимает форму того сосуда, в который она заключена, т.е. должна заполнить существующее русло реки, с другой же – вода при своем движении постоянно изменяет форму ложа. Существующие формы берегов и дна направляют движение струн потока, как бы «управляют потоком», но одновременно они находятся в тесной зависимости от

распределения течения. Ведущим звеном процесса взаимодействия русла и течений Н.С. Лелявский считал последнее, применяя, таким образом, к анализу руслового процесса идею М.В. Ломоносова: *«Тела не могут ни воздействовать, ни противодействовать взаимно без движения»* («Опыт теории о нечувствительных частицах и вообще о причинах частных качеств», § 31).

Такая многосторонность постановки вопроса явилась отличительной особенностью русской школы исследователей, в то время как среди зарубежных ученых пользовались широкой популярностью формальные схемы Пенка и Хортона, неизбежно приводившие к неверным гипотезам и к запутанным противоречивым выводам.

На законе экономии построена схема эрозионного цикла Дэвиса (Davis, 1899, 1912, и др.), согласно которой основной тенденцией развития эрозионного рельефа является «стремление» к достижению покоя, т.е. к выработке таких форм рельефа (пенеплен), при которых эрозия прекращается. Состояние покоя, как наиболее «экономичное», может быть нарушено только вмешательством внешнего для процесса развития фактора – тектонических движений. Поднятие территории «оживляет» процесс развития эрозионного рельефа, который вначале протекает бурно, затем постепенно затухает, и, после того как *«эрозия закончит свои последние битвы»*, снова наступает состояние покоя.

Поскольку процесс эрозии подчиняется закону экономии, смена стадий развития рельефа внутри эрозионного цикла (и образование соответствующих им форм рельефа) может протекать только по строго определенным схемам. *«Процессы природы однозначно определены»*, – утверждал один из последователей теории циклов – Н.Н. Жуковский (1917). Не случайно отдельные этапы цикла получили у Дэвиса название юности, зрелости, старости и дряхлости. Этим подчеркивается непреложность смены стадий. *«Аналогично этому, – пишет Э. Мартонн (1945), – у живых организмов также существуют функции и особенности внешнего облика, неизбежно и в определенной последовательности сменяющие друг друга на протяжении их жизни... в силу чего взрослый не может сделаться молодым, ни избежать старости»*.

Нельзя, конечно, сомневаться в том, что речная эрозия может в ряде случаев усиливаться в результате резкого относительного поднятия местности и что после некоторой «вспышки» усиленной эрозии затем наступит менее бурное течение эрозионного процесса. Что же касается «эрозионного покоя», то такое состояние невозможно, так как развитие эрозионного рельефа должно продолжаться до тех пор, пока существует суша и на ее поверхность выпадают осадки.

Нельзя также согласиться с постулатом об однозначности процессов развития форм эрозионного рельефа. В действительности генетические ряды форм рельефа могут и должны быть различными в зависимости от конкретных особенностей данной территории и исходных условий развития.

Советские ученые установили полную несостоятельность однозначных схем, вытекающих из теории циклов. Так, И.С. Щукин (1946) указывал: *«... развитие форм рельефа, даже принадлежащих к одной категории (например, речные долины, формы песчаных золовых аккумуляций в пустынях), протекает несколькими (иногда многими) генетическими рядами»*. В.П. Зенкович (1950), исследуя процессы развития рельефа морских берегов, пришел к выводу о несоответствии действительности «универсальных» схем Дэвиса, поскольку: *«... развитие бухтового берега идет различными путями в зависимости от исходных его очертаний и уклонов дна у разных элементов берега, а также в зависимости от состава горных пород»*. Нам (Маккавеев, 1940, 1949а) удалось установить, что «универсальные» схемы развития форм мезорельефа русла (излучин и перекаатов), предложенные сторонниками теории циклов, являются лишь частными случаями и с равной степенью вероятно-

сти в природе можно наблюдать аналогичные процессы, протекающие по совершенно противоположным схемам.

В основу теории циклического развития положен идеалистический принцип «разумности» природы, как будто бы управляемой логическим принципом, определяющим, независимо от процессов превращения энергии, внутреннее содержание процессов, «гармонию» их внешних проявлений и абсолютную неизбежность чередования строго определенных стадий развития. Нельзя, конечно, утверждать, что в явлениях неорганической природы цикличность полностью отсутствует. Наоборот, она проявляется иногда очень отчетливо, будучи связана с периодической сменой условий среды (например, сменой дня и ночи, времен года, периодов горообразования периодами тектонического покоя и т. п.), но вместе с тем совершенно бесспорно, что закономерности развития отдельных явлений могут быть настолько же разнообразны, насколько разнообразны процессы превращения форм энергии и многочисленны сочетания конкретных причин, определяющих явления. Несомненно также и то, что концом цикла не заканчивается развитие явлений и что качества явления в начале и в конце цикла различны.

Более продуманными и реальными являются теории французских ученых, которых отличает от американской школы комплексный охват природных явлений и удачное сочетание дедуктивных построений с анализом фактического материала (Мартонн, Боли, Дреш, Трикар и др.).

### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКА И РУСЛА

Формируясь потоком, русло в свою очередь оказывает непрерывное воздействие на его скоростное поле. При движении воды по ограничивающей поток поверхности возникают тормозящие усилия, которые передаются, постепенно затухая, в толщу потока. Передача торможения вызывается: а) сцеплением между частицами жидкости, б) постоянным перемешиванием молекул и в) возникновением возле поверхности раздела вихревых и волновых движений, распространяющихся довольно далеко в толщу потока<sup>1</sup>.

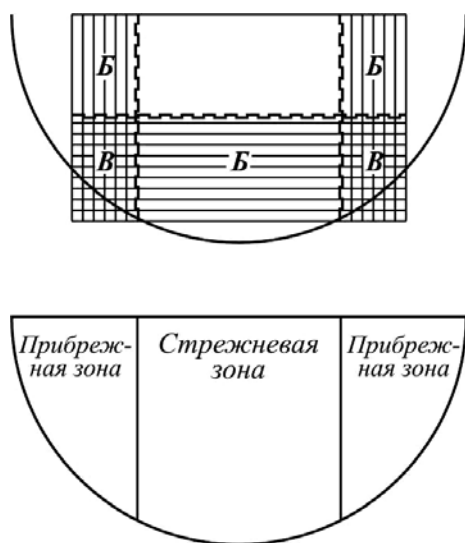
Для того чтобы судить о характере влияния усилий, тормозящих движение воды, на процесс образования общей формы поперечного сечения русла, представим себе, что ему искусственным путем придан прямоугольный вид (фиг. 31). Русло предполагаем прямолинейным, движение установившимся и равномерным. Выделим слой (на рисунке заштрихован), где тормозящие усилия особенно значительно замедляют скорости течения. Часть живого сечения, оставшаяся за пределами этого слоя (обозначена буквой *A*), очевидно, будет характеризоваться относительно большей скоростью течения. Назовем эту часть сечения центральным ядром потока. Наибольшее замедление скоростей потока будет на участках, обозначенных буквой *B*, где торможение, вызванное стенкой, складывается с торможением, вызванным дном.

Одновременно с поступательным движением в турбулентном потоке происходит также обмен водных масс и частиц наносов как в вертикальном, так и в поперечном направлении. Поперечными перемещениями на участки, обозначенные буквой *B*, вносятся объемы воды из соседних участков, где скорости течения больше.

---

<sup>1</sup> Первые два фактора обычно объединяются под общим названием «физической вязкости». Физическая вязкость составляет большую часть сопротивления в потоках ламинарных, тогда как в потоках турбулентных она составляет меньшую часть общего сопротивления.

Попав на указанный участок, они замедляют поступательное движение. Содержащиеся в этих объемах воды наносы (по крайней мере, наиболее крупные их фракции) переходят из взвешенного состояния во влекаемое. Происходит относительное накопление «руслообразующих» фракций наносов, что задерживает дальнейший размыв у основания берега или даже способствует аккумуляции. Одновременно на участках, обозначенных буквой *Б*, создается относительный дефицит наносов, так как объемы воды, проникающие сюда из центрального ядра, вообще содержат мало наносов, а объемы, проникающие из участков, обозначенных буквой *В*, содержат наносы, взвешенные при меньших скоростях течения. Здесь создаются условия для более интенсивной эрозии, или, во всяком случае, для менее интенсивной аккумуляции, чем на участках, обозначенных буквой *В*.



Фиг. 31. Изменение прямоугольного живого сечения работой потока на прямолинейном участке русла.

В результате процессов поперечного обмена водных масс и наносов прямоугольная форма живого сечения должна быть изменена, и смоченный периметр получит форму плавной кривой (обозначена на рисунке пунктиром). В стержневой зоне при этом сохраняется большая глубина, чем в береговых зонах. Кривая смоченного периметра может сохранить резкие переломы лишь в тех случаях, когда грунты ложа будут неоднородны или если какие-либо причины вызовут одностороннее поперечное перемещение водных масс и асимметрию скоростного поля. Благодаря извилистости русла и ряду других причин зона наибольших глубин обычно не располагается точно в середине русла, а несколько приближается на различных участках излучины то к одному, то к другому берегу.

Наблюдения показывают, что форма поперечного сечения русла закономерно определяется условиями руслообразования.

Если искусственно изменить глубину или ширину русла, то форма его постепенно принимает прежние очертания. Аналогичный процесс можно наблюдать при прохождении по речному руслу скопления наносов (коса, побочень переката, осеродок). Скопление обычно вызывает местное уширение русла (за счет уменьшения его глубины); однако, когда скопление наносов переместится ниже по течению, то первоначальная ширина русла обычно восстанавливается.

Попытки найти связь между гидравлическими элементами потока и основными соотношениями поперечного сечения русла делались уже с середины прошлого столетия. Однако до сих пор еще не предложено теории, удовлетворительно отвечающей на вопрос: почему русла большинства рек имеют относительную глубину гораздо меньшую, чем та глубина, которая требуется для наивыгоднейшего протекания воды? У большинства равнинных рек отношение глубины русла к его ширине варьирует обычно в пределах  $\frac{1}{25} - \frac{1}{200}$ , тогда как оптимальное отношение  $\frac{H}{B}$  составляет приблизительно  $\frac{1}{2}$ .

Практика расчетов пока использует зависимости, полученные в основном статистическим путем. Одной из первых статистических формул является формула В.Г. Глушкова (1925), устанавливающая связь между средней шириной ( $B$ ) и средней глубиной ( $H$ ) речного русла:

$$\frac{\sqrt{B}}{H} = A,$$

или

$$B^{3/2} = AF,$$

где  $F$  – площадь живого сечения,  $A$  – коэффициент, зависящий от характера грунта. М.А. Великанов преобразовал эту формулу в размерную, введя в числитель средний диаметр ( $D$ ) частиц аллювия:

$$\frac{\sqrt{BD}}{H} = a.$$

С.И. Рыбкиным (1947) в результате измерения живого сечения большого числа створов, преимущественно на реках Русской равнины, установлены формулы, где глубина и ширина русла представлены как функции от расхода воды, гидравлического уклона и степени заполнения русла. З.А. Гринберг (1950) в результате анализа лоцманских карт получил зависимости, почти аналогичные зависимостям С.И. Рыбкина, но с учетом особенностей грунта ложа рек. Следует еще упомянуть формулы С.Т. Алтунина (Алтунин и Орлов, 1949) для рек Средней Азии, где также определена зависимость между расходом воды, гидравлическим уклоном, свойствами грунта и габаритами русла.

В зарубежной литературе наибольшим распространением пользуются формулы Лэсея (Lacey, 1929-1930), которые приводятся ниже с округленными значениями коэффициентов.

$$P = 2,67Q^{1/2}; R = 0,47\left(\frac{Q}{8\sqrt{d}}\right)^{1/3};$$

$$\omega = 1,26\frac{Q^{5/6}}{(8\sqrt{d})^{1/3}}; v = 0,79\frac{Q^{1/6}}{(8\sqrt{d})^{1/3}};$$

$$J = 0,00055\frac{(8\sqrt{d})^{5/3}}{Q^{1/6}};$$

где  $P$  – смоченный периметр в футах,  $R$  – гидравлический радиус (в футах),  $\omega$  – площадь поперечного сечения (в кв. футах),  $Q$  – расход воды (в фут<sup>3</sup>/сек.),  $v$  – скорость течения (в фут./сек.),  $d$  – средний диаметр частиц наносов (в мм).

К сожалению, ни одна из предложенных к настоящему времени зависимостей не учитывает некоторых важнейших факторов, определяющих формирование ложа

естественных потоков, как то: особенностей развития продольного профиля, характера гидрологического режима, режима уклонов при изменении уровней воды и др. Между тем эти факторы часто оказывают решающее влияние на соотношение между глубиной и шириной русла.

Вместе с тем некоторые общие закономерности можно считать установленными. Ширина русла в общем возрастает с увеличением расхода воды и убывает с увеличением противозерозионной устойчивости грунтов ложа.

В среднем ширина русла пропорциональна приблизительно корню квадратному из расхода воды (Рыбкин, 1947; Алтунин и Орлов, 1949). На криволинейных участках ширина русла убывает на 25-50% по сравнению с прямыми участками. Интересно то, что чем больше расход воды в реке, тем меньше отношение средней глубины к средней ширине русла. Так, по Лэсею,  $\frac{B}{H} = 4,7Q^{0,169}$  или, по Пэтису,

$$\frac{B}{H} = 3,43Q^{0,2} \text{ (Lacey, 1929-1930).}$$

Возрастание относительной ширины русла с увеличением расхода воды, по-видимому, вызвано усилением ветровой волны с увеличением площади водного зеркала и средней глубины.

У больших рек волнение является важным фактором, способствующим расширению русла. Так, на Оби, ниже впадения Иртыша, берега особенно сильно разрушаются в местах «подплесков», т.е. на наветренных участках. Интенсивность «переработки» ветром берегов резко возрастает с увеличением площади водного зеркала. На водохранилищах системы Москва – Волга, подмыв и разрушение волной берегового откоса местами происходили со скоростью 2-3 м в год. На Цимлянском водохранилище берега разрушаются еще быстрее.

Из других факторов, влияющих на относительную ширину русла и среднюю крутизну откосов берегов, особенно большое значение имеет характер грунта. При прочих равных условиях средняя крутизна береговых откосов возрастает с увеличением связности и противозерозионной стойкости пород. Так, средние углы береговых откосов Волги составляют на участках, сложенных известняками и мергелями, – 11-17°, суглинками – 8,5°. Средние углы откосов берегов водохранилищ при грунте суглинистом – 4-9°, песчаном – 6-12°, галечном – 14-20° (Инженерно-геологические исследования, 1950). Наличие каркаса корней растений увеличивает угол откоса берега в среднем на 5°.

О влиянии характера грунта на относительную глубину русла можно судить по следующим примерам.

В формуле В.Г. Глушкова ( $\frac{\sqrt{B}}{H} = A$ ) величина коэффициента  $A$  составляет для твердых пород 1,4, увеличиваясь для легко размываемых грунтов до 5,5. В формуле, предложенной С.Т. Алтуниным,  $B^m = 10H$ , величина параметра  $m$ , близкая к единице при наличии грунтов, устойчивых против эрозии, снижается до 0,5 при легко размываемых грунтах. В частности, для нижней Аму-Дарьи С.Т. Алтунин рекомендует зависимость:  $B^{0,54} = 10H$ .

Наши исследования, проведенные в 1949 г. на Волге, Дону и Днепре почти по всей длине их судоходной части, подтвердили наличие довольно тесной связи (фиг. 32) между относительной глубиной русла и числом Лохтина: с увеличением устойчивости русла относительная глубина возрастает. (Глубины и ширины определены для уровней 90-95% обеспеченности).



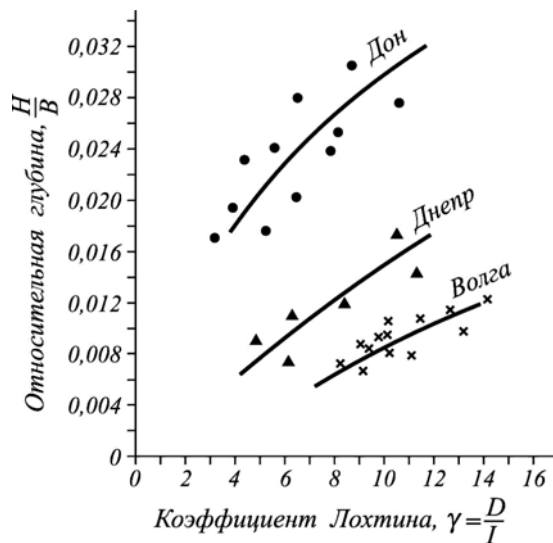
О.В. Макринова (1953), наблюдавшая процесс формирования русла при естественном размыве отводящего канала гидростанции, установила следующую зависимость между шириной русла и гидравлическими элементами потока:

$$B = \left( \frac{\alpha}{g} \right)^5 \frac{QJ^{4,5}}{n^9},$$

где  $n$  – коэффициент шероховатости по Маннингу,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\alpha$  – коэффициент неравномерности скорости течения.

Так как, по Чангу, коэффициент шероховатости пропорционален корню шестой степени из среднего диаметра частиц грунта, то выведенная О.В. Макриновой зависимость также показывает, что с увеличением числа Лохтина русло суживается.

Влияние особенностей развития продольного профиля на относительную глубину русла отчетливо проявляется при сравнении районов преобладания глубинной и боковой эрозии. При этом также имеет большое значение характер грунта берегов. Средняя относительная глубина особенно резко уменьшается там, где с вышележащего участка реки поступает аллювий более крупный, чем частицы отложений, составляющих берега (например, у рек сухих областей, стекающих с поднимающихся горных хребтов в районах пересечения рекой пояса лёссовидных отложений предгорий).



Фиг. 32. Зависимость относительной глубины русла от числа Лохтина.

Если по длине участка реки скорость течения возрастает, то соответственно изменяется и глубина. В неравномерном установившемся потоке распределение глубин находится в прямой зависимости от скорости течения

$$K \left( \frac{H_1}{H_2} \right)^x = \frac{v_1}{v_2}.$$

Согласно наблюдениям, проведенным преимущественно в ирригационных каналах, значение коэффициента  $K$  колеблется от 0,39 до 1,83, а значение показателя  $x$  – от 0,44 до 0,73 (Johnson, 1943). По Н.Е. Жуковскому (1936) и М.А. Великанову (1948б), зависимость между глубиной и скоростью течения не степенная, а линейная. В этом случае значение коэффициента  $K$ , по-видимому, зависит главным образом от свойств грунта.

В реках с переменным уровнем зависимость между глубиной и скоростью течения гораздо сложнее, так как обе эти величины при изменениях расхода воды меняются на отдельных участках русла по-разному. Живое сечение меженного потока на переуглубленных участках больше, а скорости течения меньше, чем на мелких

участках. Это явление, причины которого впервые установил В.М. Лохтин, хорошо прослеживается на реках, режим которых характеризуется чередованием паводков и межени (независимо от генезиса паводков). Так, оно наблюдается у всех имеющих мощное весеннее половодье рек Русской равнины, у рек Месопотамии, характеризующихся летним половодьем, связанным с таянием снега в горах, у рек экваториальной Африки, где половодье зависит от сезонных дождей.

Первую попытку определения глубины на перекатных участках как функции гидрологических и геоморфологических факторов сделал Х.М. Полин. Подобранные им коэффициенты позволяют приближенно рассчитать глубины для судоходных рек Русской равнины. В формулах Х.М. Полина устанавливается связь между глубиной фарватера, расходом воды, производной расхода по уровню и амплитудой уровней (Маккавеев, 1948). Производная расхода воды по уровню (характеризуемая крутизной кривой связи расходов и уровней) зависит от продольного уклона реки и его изменений при колебаниях уровней, а также от формы поперечного сечения русла и поймы, характера прохождения паводков, интенсивности аккумуляции и размывов, режима водной растительности, ледового режима, режима ветров и т. п. Х.М. Полин выражает эти зависимости только в интегральной форме, не разделяя влияния перечисленных факторов.

Некоторые особенности неравномерного движения речного потока. Неравномерность течения является одной из основных особенностей природных русловых потоков.

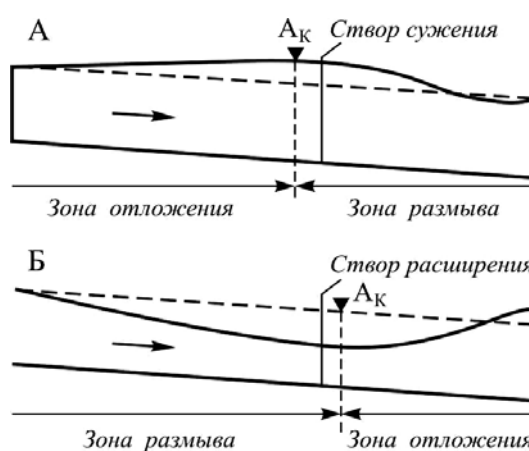
Мы уже упоминали о том, что толща потока создается за счет перехода части кинетической энергии потока в потенциальную в верховьях русловой системы, тогда как в приустьевой части реки потенциальная энергия снова переходит в кинетическую. Кроме этого процесса, без которого невозможно руслообразование, имеет место ряд аналогичных, но распространенных более узко процессов, оказывающих, однако, большое влияние на развитие мезорельефа русла. Ниже мы приведем несколько примеров местных нарушений равномерности движения руслового потока, отнюдь не претендуя на охват всех возможных случаев, поскольку неравномерность движения может быть вызвана многими причинами (изменением по длине реки размеров или формы поперечного сечения ложа, изменением шероховатости и уклона дна, наличием излучин, впадением притоков и др.).

Сужение русла всегда вызывает на лежащем выше участке то более, то менее выраженную положительную стоячую волну (т.е. местное повышение уровней), обусловленную двумя причинами: а) поднятием уровня в прибрежных зонах вследствие торможения потока при «набегании» струй на берега и б) поднятием уровня по всему сечению русла вследствие увеличения удельного расхода воды (расхода, приходящегося на единицу ширины потока). Средняя скорость течения на некотором участке выше створа сужения обычно несколько замедляется.

В спокойных потоках поднятие уровня и замедление течения распространяются на значительное расстояние выше сужения. В пределах же самого сужения располагается нижнее крыло «волны», характеризующееся увеличенными уклонами и несколько повышенными скоростями течения. При лабораторных опытах в достаточно длинном лотке можно заметить ниже по течению постепенно затухающие вторичные волны. В тех потоках, где скорости течения относительно велики, вершина главной волны, по-видимому, несколько смещается вниз по течению и максимум поднятия уровня наблюдается немного ниже створа максимального сужения. Такой характер волны можно установить, например, по данным опытов У.Г. Артуняна (1950). В спокойных потоках образование волны на суженном участке русла обычно сопровождается аккумуляцией наносов в верхней части волны и размывом дна в нижней ее части (фиг. 33, А). Зона перехода от аккумуляции к размыву не совпадает

с вершиной волны и несколько сдвинута против течения (обозначена на схеме буквой  $A^K$ ). Таким образом, создаются благоприятные условия для образования перекатов перед сужением и плесов в пределах сужения.

Расширение русла способствует образованию «отрицательной» волны (прогиба водной поверхности), вызванной, как и в предыдущем случае, двумя причинами: а) снижением уровня в береговых зонах вследствие «отбегания» струй от берега (отрицательный скоростной напор) и б) снижением уровня по всему сечению реки вследствие уменьшения удельных расходов воды при растекании потока. Местное понижение уровня у расширения способствует образованию кривой спада на вышележащем участке, где наблюдается некоторое увеличение скорости течения, главным образом в придонных слоях стрежневой зоны. Одновременно в створе расширения отмечается резкое увеличение неравномерности распределения скоростей течения<sup>1</sup>, так что в общем кинетическая энергия потока в верхней половине отрицательной волны возрастает по сравнению с равномерным потоком. В спокойных потоках «вершина» отрицательной волны располагается в пределах самого расширения, причем иногда ниже по течению можно наблюдать слабо выраженные вторичные волны. В верхней половине главной волны создаются благоприятные условия для размыва, в нижней – для аккумуляции наносов (фиг. 33, Б). Место возможного образования плеса находится в верхней части, а переката – в нижней части отрицательной волны.



Фиг. 33. Влияние сужения (А) и расширения (Б) русла на профиль водной поверхности, а также на расположение зон размыва и отложений.

Если длина суженного участка русла невелика, то «положительная» волна, возникающая перед сужением, непосредственно в самом створе сужения переходит в «отрицательную» волну. Подобные деформации водной поверхности особенно отчетливо прослеживаются возле мостовых отверстий. На широких реках со спокойным течением можно в таких случаях наблюдать весьма своеобразные формы рельефа водной поверхности.

Интересные наблюдения были проведены И.Н. Кузнецовым (1912) возле мостового перехода через Припять в период половодья. Ширина весеннего разлива в этом месте достигает 20 км. Пойма здесь почти ровная, постепенно снижающаяся к реке с уклоном 0,00015. С напорной стороны железнодорожной насыпи поверхность воды от фарватера к берегам сначала повышается и подъем достигает максимальной высоты 0,7 м на расстоянии около 5 км от стрежня. Далее в направлении к коренному берегу водная поверхность опять понижается. Непосредственно выше дамбы профиль водной поверхности в общем образует две выпуклые кверху кривые, более

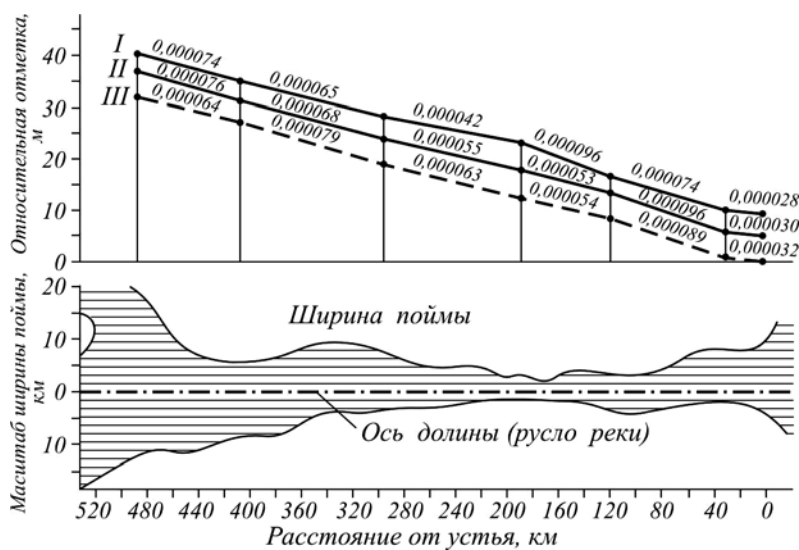
<sup>1</sup> При опытах У.Г. Артуняна (1950) коэффициент неравномерности скорости течения, который обычно в равномерном потоке не превосходит 1,1, на участке диффузного расширения (угол расширения 6°) возрастал до 1,4. А.К. Анамян (1949), проводивший опыты с расширением потока, установил, что даже незначительное расширение русла способствует увеличению неравномерности скоростей течения.

или менее симметрично расположенные по отношению к мостовому отверстию. Непосредственно ниже железнодорожного перехода профиль водной поверхности также образует две почти симметрично расположенные кривые, но кривые эти вогнутые: минимальная высота уровня наблюдается на расстоянии 5 км от стрежня.

Таким образом, встреча потока с дамбами вызвала две положительные волны, а отход потока от дамб мостового перехода – две отрицательные волны. По мере удаления от моста волны, постепенно расширяясь, захватывают стрежневую зону потока и соединяются. Вследствие этого непосредственно перед мостовым отверстием образуется «воронкообразное понижение подпертой водной поверхности, а ниже отверстия – водный бугор разливающейся воды» (Фролов, 1912).

Размеры воронок и бугров изменяются при колебаниях уровней воды: они растут по мере повышения уровней, со спадом воды все размеры воронок уменьшаются (Фролов, 1912).

Размеры как «положительных», так и «отрицательных» волн и расположение критических точек, разделяющих зоны аккумуляции и размыва в местах теснин и расширений, изменяются с высотой уровня воды в реках. Эти сложные изменения формы продольного профиля водной поверхности вызваны в основном следующими причинами: а) неодинаковой формой живого сечения при различных заполнениях русла, б) перемещением зон выклинивания подпора при изменении глубины и скорости потока и в) непрерывными изменениями рельефа ложа.



Фиг. 34. Изменение ширины поймы и профиля водной поверхности реки при различных уровнях.

Тальвег долины представлен прямой линией, длина которой равна действительной длине русла. За нуль отметок принят средний межженный уровень воды в устье. I – высокое половодье; II – средневысокое половодье; III – межень.

Высота волн, т.е. изменения уровней, вызванные местным подпором или спадом, даже в реках с очень малым падением достигают в половодье нескольких метров. Так, еще В.М. Лохтин (1897) установил, что высоты подъема воды в половодье 1888 г. в разных пунктах на средней Волге различались более чем на 5 м, причем более высоким был подъем на участках суженной долины. На фиг. 34 показан продольный профиль водной поверхности одной из рек запада Русской равнины; стеснение долины вызывает ясно выраженную волну подпора, распространяющуюся

при высокой воде на десятки километров. На больших полугорных реках волны подпора и спада достигают особенно большой высоты. На р. Янцзы в районе сужения ее долины перед выходом на прибрежную равнину образуется подъем уровней, высота которого достигает примерно 30 м над уровнем межени, причем зона подпора распространяется от начала ущелий вверх приблизительно на 150 км. В конце участка ущелий при выходе на равнину высота половодья снижается (возле Ичана) более чем в три раза.

На р. Колумбии в теснине Литл Дол, где ширина русла суживается с 300 до 90 м, спад ниже створа сужения достигает в половодье 10,6 м на расстоянии 750 м (Conaughy, 1943).

Кроме значительных волн подпора и спада, распространяющихся на большое протяжение, наблюдаются еще «короткие ступени» продольного профиля водной поверхности, вызванные местными неровностями ложа реки или слабо стесняющими поток сооружениями. Так, Хэли и Читэм (Haile a. Cheetham, 1950-1951) при исследовании режима наводнений р. Трент в районе г. Ноттингема обнаружили, что небольшое сужение русла у цепного моста вызывает местный прогиб водного зеркала в половодье порядка около 0,3 м.

Уступы дна (гряды, пороги) оказывают заметное влияние на продольный профиль водной поверхности в том случае, если их высота над дном реки превосходит  $\frac{1}{3}$  средней глубины потока. При меньшей высоте уступа деформацию рельефа водной поверхности можно обнаружить только очень точной (прецизионной) нивелировкой. Вследствие этого влияние сравнительно небольших уступов дна, вызывающих в меженном потоке образование заметных быстрин, может не сказываться на потоке половодья.

Одинокое обтекаемое с обеих сторон и затопленное препятствие (подводный осередок, затонувшее судно) также возбуждает волну подпора, высота которой зависит от относительной высоты препятствия. Нами путем лабораторных опытов была установлена следующая зависимость:

$$Z = K \frac{v^2}{2g} \left[ 0,9 \left( \frac{h}{H} \right)^2 + 0,1 \left( \frac{h}{H} \right) \right],$$

где  $Z$  – высота подпора,  $v$  – средняя скорость течения,  $H$  – глубина потока,  $h$  – высота препятствия над дном и  $K$  – коэффициент, величина которого зависит в основном от соотношения между миделевым сечением препятствия и живым сечением потока. Из данной формулы следует, что высота подпора, возбуждаемого одиноким затопленным препятствием убывает с повышением уровня в реке.

Кривая спада, обусловленного местным увеличением крутизны уклона дна, также сглаживается при высоких уровнях, если общая высота порога не превосходит глубину потока. Перепады, высота которых превосходит глубину потока, вызывают более сложные изменения продольного профиля водной поверхности.

Особую форму спада можно наблюдать в устьевых участках. Главной причиной спада здесь является расширение потока. Чем выше уровень воды потока, тем интенсивнее спад. Образующиеся в приустьевом участке большие глубины и возникновение бара перед устьем способствуют образованию вогнутой кривой продольного профиля при низких уровнях воды, т.е. смене спада подпором. Более подробно явление приустьевого спада рассмотрено нами в специальной статье (Маккавеев, 1951а).

Подпор, возбуждаемый крутыми поворотами русла, особенно заметен при высоких уровнях воды, когда у берегов излучин образуются зоны отрыва, в результате

чего происходит значительная потеря энергии. Пример образования подпора выше знаменитого своей крутизной Кстовского колена на средней Волге приводит В.Г. Клейбер (1900). Сравнив показания двух водомерных постов: одного на Кстовском перекате, а другого на Телячьем (находившемся на расстоянии 7 км выше по реке), он установил непараллельность продольных профилей поверхности при различных, вполне установившихся на всем участке уровнях воды. Так, при сравнении июльских и августовских уровней оказалось, что их снижение на участке Кстовского переката было на 40 см больше, чем на перекате Телячьем.

В межень на участках излучин продольный уклон обычно уменьшается, что связано, как показали исследования В.М. Лохтина (1897), с образованием здесь глубоких плесов.

Влияние неравномерной шероховатости русла на профиль водной поверхности особенно отчетливо наблюдается на участках с заросшим руслом. При интенсивном развитии водорослей или других растений в русле реки коэффициент шероховатости может увеличиться в несколько раз (Печкуров, 1950). Если уничтожить растительность на отдельном участке реки, то здесь заметно понизится уровень, а непосредственно выше расчищенного участка возникнет кривая спада.

Аналогичное влияние оказывает на течение реки ледяной покров. Шероховатость его нижней поверхности (особенно в начале зимы) почти равна шероховатости дна. После очистки от льда большой майны в верхней ее части наблюдается увеличение скорости течения и повышение мутности воды. В низовьях Волги, освобождающихся от льда раньше вышележащих участков, после весеннего ледохода наблюдается «посадка» уровней, причем, как правило, уровни в это время ниже, чем уровни летней межени.

Особенно часто причиной возникновения больших волн подпора и спада является неодновременность прохождения паводков на главной реке и ее притоках. Внезапно пришедший паводок на одной из сливающихся рек вызывает высокую волну подпора в другой реке. Одновременно с этим в реке, по которой проходит паводок, наблюдается зона спада. Явления подпора и спада, чередуясь иногда несколько раз в течение года, создают непрерывную смену размыва и отложений, что, в свою очередь, способствует неустойчивости рельефа русла и поймы в местах слияния крупных рек. Высота волн достигает нескольких метров, а зоны нарушения равномерности движения потока распространяются на десятки километров. Г.Н. Семенов (1935) установил, что взаимный переменный подпор Оки Волгой и Волги Окой в весеннее половодье и при прохождении больших летних паводков распространяется на расстояние свыше 100 км по Волге и 160 км по Оке. После постройки Щербаковского водохранилища вероятность подпора Волги увеличилась, тогда как на Оке участились явления спада (в период весеннего половодья). На Волге, выше Горького, скорости течения в половодье, вследствие подпора Окой, столь незначительны, что ледяной покров в некоторые годы тает на месте. В связи с регулярными подпорами на участке Городец – Горький наблюдаются обильные отложения наносов, вследствие чего здесь приходится ежегодно затрачивать значительные средства на углубление судовых ходов. Несколько большую длину имеют зоны переменного подпора у слияния Волги и Камы. Н.Н. Соколов (1917) установил, что влияние подпора со стороны Камы распространяется по Волге на расстояние более 200 км. Скорости течения в половодье здесь также подвержены сильному изменению. Так, в периоды подпоров на р. Волге скорость буксирных караванов, идущих снизу, нередко увеличивается в полтора раза и более по сравнению со скоростью их движения на нижележащем участке.

Поперечные перемещения струй в потоке. В процессах деформации речного русла имеются некоторые особенности, которые нельзя объяснить,

если предполагать наличие лишь продольного перемещения водных струй и беспорядочных турбулентных перемещений по ширине потока. Нередко приходится, например, наблюдать, что зоны размыва и аккумуляции не совпадают полностью с зонами ускорения или замедления течения. Эти явления вызваны «упорядоченными» перемещениями некоторой части водной массы потока в поперечном направлении.

Исследования Н.С. Лебявского показали, что наблюдается несколько типов поперечных перемещений струй в потоке. Так, в стрежневой зоне потока могут возникнуть течения двух противоположных типов: 1) со сходящимися к стрежню поверхностными струями и 2) с расходящимися от стрежня к берегам поверхностными струями. Первого типа течения, названные Н.С. Лебявским «сбойными», наблюдаются преимущественно на плесах. Второго типа течения, получившие название «веерных», наблюдаются главным образом на перекатах. Сбойные течения содействуют углублению, а веерные течения – обмелению стрежневой зоны русла. Кроме фарватерного сбойного течения, Н.С. Лебявский выделял еще сбой струй, возникающий при набегании потока на берег. В этом случае в донных слоях направление струй отклоняется в противоположную сторону – от берега к фарватеру. При общем повороте русла реки эта система течений нередко захватывает все живое сечение потока, способствуя углублению дна у вогнутого берега и обмелению у выпуклого. Н.С. Лебявский также обнаружил, что в некоторых случаях при разделении потока на рукава отмечается преимущественное затягивание донных, насыщенных наносами, струй в один из рукавов. В процессе исследований Н.С. Лебявский встречал формы поперечных перемещений струй, вызванных неравномерностью движения речного потока. Однако он считал возможным возникновение подобных перемещений и при равномерном движении, утверждая, что перемещающиеся с большой скоростью струи стрежневого ядра потока должны подсасывать воду в поверхностных слоях от берегов к стрежню.

Открытия Н.С. Лебявского способствовали развитию новых методов выправления рек. Стало возможным воздействовать на рельеф речного русла не только посредством возведения сооружений, изменяющих гидравлические параметры потока, но и при помощи относительно дешевых устройств, возбуждающих в потоке поперечные перемещения струй. Различные типы таких сооружений были предложены позднее многими русскими инженерами; из этих сооружений получили широкую известность и используются для выправления рек и защиты каналов от заиливания расслаивающие поток сооружения В.Г. Клейбера (усовершенствованные впоследствии М.В. Потаповым и И.А. Шадриним), а также сооружения А.И. Лосиевского, возбуждающие в потоке вихрь с горизонтальной осью. Описания этих сооружений имеются в любом курсе речной гидротехники.

Для объяснения основных форм русловых процессов большое значение имеет вопрос о возможности возникновения поперечных перемещений струй при равномерном движении потока. Для того, чтобы равномерность течения, сохранилась, поперечные перемещения струй должны образовывать траектории правильной спиралевидной формы, вследствие чего поперечные перемещения струй обычно называют «циркуляцией» (этот термин будем применять и мы, хотя его нельзя признать удачным, поскольку поперечные перемещения водных масс в потоке обычно не идут по правильным спиралевидным траекториям). Что же касается возможности образования циркуляции (без внешних воздействий) в равномерном потоке, то этот вопрос пока остается совершенно открытым.

Мёллер считал, что в прямолинейном равномерном потоке струи в поверхностных слоях должны направляться от берегов к стрежню, а в донных – от стрежня к берегам. Причина этого явления им объясняется следующим образом: «Каждая

струи воды, приближающаяся к берегу, становится более подвержена задерживающему влиянию трения и, испытав замедление, требует потому большего поперечного сечения, тогда как в середине потока условия обратные – струи воды, будучи ускоренными, требуют меньшего поперечного сечения. Эти явления вызывают небольшое поперечное падение на поверхности прямолинейного потока от берега к центру...»<sup>1</sup>. Эти объяснения мало убедительны, так как для осуществления вращательного движения необходима пара сил, и если одна из них (обусловленная поперечным уклоном) направляет поверхностные струи к стрежню, то должна существовать и другая сила, достаточная для того, чтобы вызвать растекание струй в донных слоях к берегам; иначе нарушится равномерность движения потока или циркуляция не будет иметь устойчивого направления. Кроме того, наличие прогиба свободной поверхности равномерного потока Мёллер не мог обнаружить непосредственными измерениями ни в натуре, ни в лаборатории.

Изложенная выше гипотеза Н.С. Лелявского имеет те же недостатки: в ней не содержится указаний на вторую силу, могущую обеспечить циркуляцию.

А.Г. Гибсон (1934) предполагал, что циркуляция в равномерном потоке должна возникнуть вследствие неодинаковой потери энергии в стрежневой и в периферических зонах потока. В береговых зонах поток теряет много энергии на преодоление трения, и уровень здесь должен быть ниже, чем в середине потока. Повышенное гидростатическое давление у стрежня вызывает растекание донных струй, которые затем поднимаются вверх у берегов и возвращаются в поверхностных слоях к стрежню. Гибсон не мог указать силу, которая заставляет поверхностные струи направляться к стрежню, вследствие чего его гипотеза также мало убедительна.

Некоторые исследователи наблюдали в реках с быстрым течением подъемной поверхности на стрежне. Так, Н.С. Лелявский (1894) в порожистой части Днепра отмечал подъем уровня воды на фарватере, достигавший 1,2 м. Л. Бук наблюдал ниже водопада Ниагара подъем поверхности воды в середине потока на 3-3,5 м, причем с увеличением скоростей течения выпуклость возрастала (Гукер, 1905). В обоих случаях течение не было равномерным.

Козени даже приводит формулу для подсчета высоты подъема ( $h$ ) свободной поверхности на середине потока:

$$h = 0,051v^2,$$

где  $v$  – средняя скорость течения (Wallner, 1938). Однако, если судить по нивелировкам водных поверхностей, которые в большом количестве содержатся в известном труде Базена (Bazin, 1865), то нельзя усмотреть ясной связи между уровнем воды и положением стрежня потока на прямолинейных каналах: в одних случаях стрежень совпадает с максимумом уровня, в других, наоборот, с минимумом; чаще же поверхность воды почти совершенно горизонтальна. При настоящем положении данного вопроса остается только пожелать, чтобы исследования Базена были повторены с применением более совершенных инструментов.

Лабораторные опыты также еще не дали убедительных подтверждений наличия циркуляционных течений при равномерном движении воды в прямолинейном русле. Широкую известность получили исследования А.И. Лосиевского (1934), который в прямом лотке, имеющем длину 2,2 м при ширине 0,26 м, наблюдал довольно значительное расхождение донных струй с направлением всего потока. При малых значениях отношения скорости к глубине потока донные течения направлялись от

---

<sup>1</sup> Цит. по переводу, помещенному в приложении к трудам съезда русских инженеров-гидротехников в 1892 г.



середины лотка к стенкам, при больших – от стенок к середине лотка. Отсюда А.И. Лосиевский делает вывод: «Во всяком потоке, в том числе и в случае прямолинейного русла с гладкими стенками и дном и при установившемся равномерном движении, наблюдается внутренняя циркуляция жидкости в форме устойчивых винтовых течений». Данный вывод нельзя считать обоснованным, так как в двухметровом лотке движение не могло быть полностью равномерным. По-видимому, нарушения равномерности, возбуждаемые головным конфузуром, а также водосливом в нижнем конце лотка, создали сложное поле давлений, изменяющееся при различных уровнях воды и вызывающее поперечные перемещения донных струй потока то в том, то в другом направлении.

Шакри (Shukry, 1949) также обнаружил отчетливую циркуляцию в прямолинейном лотке (длина лотка 9 м, ширина 40 см, сечение прямоугольное, глубина наполнения 30 см, стенки и дно лотка выложены стальными листами и покрыты масляной краской). В отличие от «двухвинтовой» системы течений, обнаруженной А.И. Лосиевским, Шакри получил лишь одновинтовую систему, т.е. циркуляцию такого типа, которую обычно наблюдают на повороте русла. Однако по описанию опытов нельзя установить, действительно ли было равномерным течение в лотке.

Б.А. Фидман (Великанов, 1951), исследуя поле скоростей потока в прямолинейном с прямоугольным сечением лотке, обнаружил целую систему винтов различного размера и формы, очевидно неустойчивых.

Отчетливо воспроизводятся в лабораториях и получили достаточно правдоподобное объяснение только поперечные перемещения струй, прослеживаемые на сравнительно коротком отрезке русла и возникающие в местах, где наблюдаются изменения направления или формы русла, а также в случае резких изменений расхода воды.

Прежде чем остановиться на описании основных типов таких местных или временных циркуляций, следует заметить, что влияние их на руслообразование, по-видимому, не так уж велико, как считают многие исследователи, по мнению которых только циркуляции определяют рельеф русла. Увлечение циркуляцией привело к тому, что причины некоторых явлений получали совершенно неправильные объяснения. А.И. Лосиевский (1934), например, утверждал, что плесовые участки на реках заполняются наносами в половодье и углубляются в межень, так как только при малых скоростях течения в них наблюдается циркуляция, переносящая наносы от фарватера к берегам. Между тем все исследователи, изучавшие режим плесов в природе, утверждают, что только в половодье при больших скоростях течения происходит очищение плесов от наносов.

В поперечных перемещениях участвуют весьма небольшие объемы воды, что следует из результатов изучения процессов смешивания водных масс в реках. Так, электропроводность воды Волги до слияния с Окой вдвое меньше электропроводности воды последней; после слияния этих рек высокая электропроводность сохраняется у правого берега Волги, несмотря на наличие ряда изгибов русла, в которых, казалось бы, циркуляционные течения должны бы полностью перемешать волжские и окские струи; перемешивание происходит настолько медленно, что его можно объяснить наличием одной лишь турбулентной диффузии, без участия циркуляционных течений. Разница в электропроводности воды в правой и левой частях потока р. Волги прослеживается отчетливо вплоть до устья р. Суры.

На р. Оби ниже слияния Бии и Катунь разница в химическом составе воды у правого и левого берегов прослеживается на расстоянии около 100 км (Мальберт, 1952).

Если воды сливающихся рек отличаются по цвету, то разница в окраске нередко сохраняется на протяжении десятков километров.

Наличие циркуляции определенного направления еще не является признаком того, что процесс деформации русла следует направлению этой циркуляции. На повороте русла, например, возбуждаются поперечные течения, направленные в донных слоях потока от вогнутого берега к выпуклому. Под влиянием этой циркуляции обычно происходит размыв вогнутого берега и наращивание выпуклого. Несмотря на это, в ряде случаев наблюдается размыв выпуклого берега.

Практика работы выправительных сооружений, возбуждающих циркуляцию в потоке, показала, что ширина циркуляционных «винтов» не может быть значительной. М.В. Потапов (Потапов и Пышкин, 1947), несмотря на многолетние эксперименты, не нашел способа, позволяющего получать ширину винтообразного течения, превышающую в 15-20 раз глубину потока. Следовательно, даже специальными сооружениями не всегда можно возбудить циркуляцию, охватывающую все живое сечение речного потока. Учитывая это, Н.Н. Жуковский выдвинул гипотезу о наличии нескольких «вихревых шнуров», расположенных параллельно продольной оси потока. Следует заметить, что в русле, а особенно на пойме, довольно часто можно наблюдать параллельные основному течению реки гряды, образование которых, по видимому, связано с параллельными системами циркуляционных течений. С продольными «вихревыми шнурами» можно также связать часто наблюдаемое в реках движение наносов в виде «жил» – облаков значительной концентрации наносов, имеющих небольшое поперечное сечение, но значительно вытянутых по течению. Как показали исследования Волжской транспортной станции, такие жилы протягиваются иногда на несколько километров, то отрываясь от дна потока, то снова к нему приближаясь. В одном поперечнике нередко наблюдается несколько жил наносов.

Местные циркуляции в потоке. Прежде чем приступить к анализу характера воздействия циркуляционных течений на ложе реки, напомним некоторые особенности механизма перемещения наносов в потоке. Переносимый потоком твердый материал можно разделить на две части: а) наносы, частицы которых настолько мелки, что они перемещаются почти со скоростью частиц воды, распределяясь более или менее равномерно<sup>1</sup> по глубине потока, б) более крупные частицы, перемещающиеся скачкообразно (Великанов, 1948б) и насыщающие преимущественно придонные слои потока; ближе к свободной поверхности их содержание уменьшается.

В случае размыва обломочных несцементированных пород насыщенные крупными наносами придонные слои потока играют роль экрана, замедляющего эрозию. Объясняется это тем, что одновременно со взвешиванием потоком частиц, взятых с поверхности размываемого грунта, непрерывно на эту же поверхность поступает какое-то количество частиц из потока. Количественный результат размыва в единицу времени с единицы площади поверхности определяется разницей суммарных объемов частиц, приведенных в движение потоком и закончивших свой путь в пределах рассматриваемой площадки. При прочих равных условиях эта разница будет тем меньше, чем больше концентрация наносов в придонных слоях потока, поступающего с вышележащего участка реки. Если же прекратить доступ транзитных наносов в придонных слоях (сохраняя неизменными гидравлические характеристики потока), то указанная разница достигнет максимальной величины и размыв ускорится.

Циркуляционные течения нарушают экранирующее действие придонных, обогащенных наносами слоев потока. Благодаря поперечным перемещениям к одним участкам русла привлекаются преимущественно придонные слои потока, более насыщенные наносами; здесь эрозия задерживается и создается возможность аккумуля-

---

<sup>1</sup> Вернее, эти наносы перемещаются в виде своеобразных «облаков мутности», с равной вероятностью проходящих то в донных, то в поверхностных слоях потока. Нередко эти облака отчетливо видимы.

ции. На других же участках русла, с которых отвлекаются придонные слои, к дну приближаются струи из верхних слоев потока, содержащие относительно мало крупных частиц; здесь вероятность аккумуляции уменьшается, а эрозия усиливается.

Однако в некоторых случаях области нисходящих ветвей циркуляционных течений являются зонами наиболее интенсивной аккумуляции. Это явление наблюдается, когда поверхностные слои потока сильно насыщены наносами, а также в местах выклинивания подпоров: нисходящие течения способствуют более быстрому отложению частиц. В лаборатории при значительном насыщении потока наносами можно, например, образовать отмели у вогнутых берегов, т.е. там, где циркуляция при обычных условиях способствует размыву русла.

Следует также подчеркнуть, что циркуляция может вызвать только местное увеличение интенсивности эрозии, получающееся в результате снижения средней величины транспортирующей способности потока на данном участке реки, так как на образование циркуляции требуется некоторая затрата энергии.

Для приближенного определения направления придонных поперечных течений можно использовать два признака: 1) рельеф водной поверхности и 2) направление гряд на дне реки.

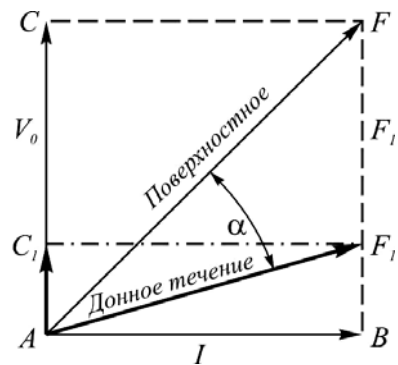
Если водная поверхность на рассматриваемом поперечнике не горизонтальна, то струи потока несколько отклоняются в сторону депрессии водного рельефа. При этом поверхностные слои воды, имеющие большую скорость, а следовательно, и большую инерцию движения, сохраняют свое первоначальное направление устойчивее, чем донные струи, обладающие меньшей инерцией движения. Последние довольно близко следуют градиенту уклонов свободной поверхности потока.

Представим себе (фиг. 35), что вследствие поперечного уклона водной поверхности возникла сила, действующая на частицы воды под прямым углом к направлению первоначального движения.

Вектор скорости, которую получила бы частица воды, если бы она находилась только под влиянием этой силы, изображен на рисунке линией  $AB$ . Вектор скорости начального движения  $v$  изображен для поверхностных струй линией  $AC$ , для донных –  $AC_1$ . Направление струй, проходящих через точку  $A$ , определится сложением векторов и будет соответствовать равнодействующим  $AF$  для поверхностных струй и  $AF_1$  – для донных. Направления струй, прошедших точку  $A$ , разойдутся на угол  $\alpha$ .

Приведем несколько примеров.

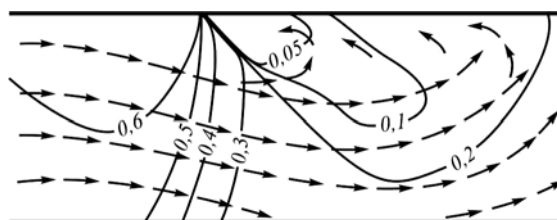
а) В случае резкого одностороннего сужения русла (вызванного выступающим мысом коренного берега или выдвинутой в реку полузапрудой) с верховой стороны створа сужения возникает зона подпора, а с низовой – депрессия водной поверхности. В области подпора донные струи отклоняются в сторону фарватера, тогда как в области депрессии они направляются в сторону берега. На фиг. 36 изображены рельеф водной поверхности и траектории донных струй, полученные при постановке в стеклянном прямоугольном лотке вертикальной пластинки, составляющей с общим направлением движения потока угол  $45^\circ$ . Донные струи ниже створа сжатия



Фиг. 35. Расхождение направлений донных и поверхностных струй под влиянием поперечного уклона водной поверхности.

расходятся веером, в общем отклоняясь в сторону депрессии. В области депрессии создаются благоприятные условия для отложения наносов.

б) При двустороннем сжатии русла циркуляция принимает вид двух винтов с противоположными направлениями вращения. В районе сужения русла максимальные отметки водной поверхности располагаются ближе к береговым зонам, тогда как в зоне фарватера проходит относительное понижение водной поверхности. А.М. Фролов (1912), исследовавший рельеф водной поверхности в районах мостовых переходов, указывает, что прогиб водной поверхности на стрежне образуется даже при слабом стеснении потока. В зоне выклинивания подпора прогиб незаметен, он углубляется постепенно по мере приближения к створу сужения, где достигает максимальной величины. Сходящиеся к середине русла придонные течения на участках сужений, по-видимому, являются одной из причин образования осередков или островов, располагающихся перед сужениями поймы и мостовыми переходами. Такие осередки можно наблюдать также на участках истоков рек из озер; здесь иногда образуются своеобразные «дельты», строение которых до сих пор еще плохо изучено.



Фиг. 36. Рельеф водной поверхности и траектории донных струй возле вдвинутой в русло полузапруды.

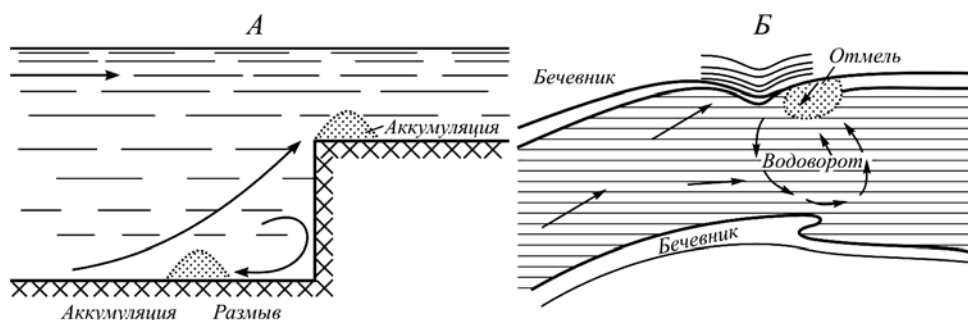
*Средняя глубина 8,9 см. Средняя скорость течения 10 см/сек. Линии равных высот водной поверхности проведены через 0,1 мм; за нуль принята низшая точка водной поверхности. Стрелками показаны траектории донных струй.*

В районе расширения русла, наоборот, стрежневая зона потока имеет более высокие отметки водной поверхности по сравнению с береговыми зонами, где располагаются депрессии водной поверхности. Вследствие этого донные течения расходятся от стрежня к берегам и образующаяся мель имеет форму полумесяца, вогнутость которого обращена против течения («перевернутый» бархан). Расходящиеся у дна донные течения на участке расширения наблюдал в лаборатории И.В. Самойлов (1952). Расходящиеся придонные течения, по-видимому, имеют место и при впадении реки в водохранилище. Так, С.Я. Вартазаров (1949) наблюдал на р. Ахурян в прямолинейном ее участке в 250-300 м выше плотины парный винт с шагом в 10-15 глубин потока, переносивший шугу в донных слоях от стрежня к берегам, а в поверхностных – от берегов к стрежню.

в) Направленное под углом к берегу течение образует в береговой зоне положительную волну водной поверхности, так как, во-первых, в потоке при встрече с препятствиями происходит переход кинетической энергии в потенциальную (приращение уровня  $\Delta h = A \frac{v_n^2}{2g}$ , где  $v_n$  – составляющая скорости потока, нормальная к твердой поверхности,  $A$  – коэффициент, значение которого близко к единице) и, во-вторых, происходит местное (возле берега) увеличение удельных расходов воды вследствие схождения струй.

С.И. Сыромятников (1925) утверждает, что на Аму-Дарье подъем уровня воды у берегов при набегании течения достигает 0,25-0,30 м и более.

Донные течения направляются из области повышенных уровней в сторону фарватера, способствуя размыву дна возле берега. Структуру потока на участках встречи течения с берегом весьма тщательно изучил Н.С. Лелявский. Возникавшее здесь циркуляционное течение он сравнивал с плугом, прорезывающим дно реки у подошвы берега. Берег, возле которого наблюдается набегание течения, Н.С. Лелявский назвал «сбойным». Чем круче береговой откос, тем, согласно наблюдениям Н.С. Лелявского, резче выражена циркуляция. Последняя не заканчивается в области высоких отметок водной поверхности и распространяется вдоль берега, постепенно ослабляясь, на расстояние порядка нескольких глубин потока, удлинняя область размыва вниз по течению. Этим, по-видимому, объясняется «привлечение динамической оси потока к вертикальной стенке» – явление, описанное Н.Н. Жуковским (1917). О хорошей устойчивости глубин судовых ходов, расположенных у крутых высоких берегов, упоминают также К.Е. Пирабудагов (1912, ч. II) и К.А. Акулов (1905 и 1930).



Фиг. 37. А – течения, возникающие возле откоса затопленного берега при переливе из русла в пойму (по наблюдениям в лаборатории); Б – водоворот на одной из рек Сибири.

г) При переливе воды из русла в пойму, когда сбойный берег затоплен, бугор водной поверхности перед бровкой берега сохраняется, но циркуляционные течения усложняются. Размер вальца сбойного течения у основания берега уменьшается, и донные течения переносят наносы лишь на небольшое расстояние от подошвы, образуя здесь параллельную берегу отмель (фиг. 37, А). Одновременно с этим на более отдаленной от берега части потока наблюдаются восходящие течения, выбрасывающие на бровку затопленного берега наносы. Подъем струй на затопленную пойму, по-видимому, вызван значительным перепадом уклонов на участке слива и воздействием поперечного уклона на донные слои. Если, например, в лотке вырезать кусок стенки так, чтобы верхние слои потока могли свободно сливаться в сторону, то происходит разделение потока по глубине на три слоя. В верхнем слое струи направляются к боковому отверстию и значительно увеличивают скорость. В среднем слое струи продолжают движение, параллельно стенке, почти не изменяя ни скорости, ни направления (за исключением зоны, непосредственно прилегающей к отверстию). В донном слое струи заворачивают круто к отверстию (образуя несколько ниже отверстия даже встречное течение), поднимаются до отверстия и сливаются вместе с верхним слоем воды (Амбарцумян, 1949).

Хотя рассмотренные примеры и доказывают, что форма рельефа водной поверхности значительно влияет на характер местных циркуляционных течений, все же она не является единственным фактором, их определяющим. Любое твердое тело, находящееся в потоке, отклоняет струи, которые начинают двигаться вдоль препят-

ствий, иногда даже против общего уклона водной поверхности. Н.Ф. Данелия (1936), поставив на изгибе русла систему направляющих струи щитов, получил циркуляцию, совершенно противоположную обычной: донные течения направились от выпуклого берега к вогнутому. При этом общая схема гидростатических давлений сохранялась та же, что и в потоке без сооружений, т.е. донные струи направились против градиента уклона свободной поверхности.

Косы и гряды на дне реки, действуя наподобие направляющих сооружений, всегда вызывают некоторое отклонение донных струй. Н.С. Лелявский (1904), измеривший в течение нескольких лет направления струй в реке при помощи гидрофлюгера, установил следующую закономерность: «...*верхние струи следуют более общему направлению течения, а нижние – изгибам речного дна*». Влияние уступов дна на поперечное перемещение струй становится особенно заметным, когда высота этих уступов превосходит  $\frac{1}{4} - \frac{1}{3}$  общей глубины потока. Вследствие этого на перекатах в высокую воду донные течения и преобладающие пути движения наносов довольно близко следуют градиенту уклона водной поверхности, тогда как при низкой воде направление донных струй может резко измениться, согласовываясь преимущественно с направлением донных гряд.

Ниже затопленного препятствия, через которое переливается поток, а также при резком увеличении глубины (например, при сливе с поймы в русло) у подошвы сливной стенки, если ее откос крут, также наблюдается валец, в котором донные струи двигаются к подошве уступа, т.е. против основного направления сливающейся водной массы. Если гребень сливной стенки расположен косо по отношению к основному направлению потока, то вдоль подошвы обычно проходит течение, характеризующееся спиралевидным движением струй. В ядре этого течения струи движутся почти прямолинейно и параллельно гребню водослива, а спиральное вращательное движение наблюдается лишь в периферических его частях (Образовский, 1948). Наличие подобных течений, по мнению некоторых исследователей (Н.Н. Жуковский, А.И. Лосиевский, К.И. Россинский и др.), существенно сказывается на особенностях реформирования перекатов, кос, гряд и других элементов рельефа русла. Несомненно, такими винтообразными течениями переносится некоторое количество наносов в поперечном к основному потоку направлению. Однако до сих пор никому еще не удалось измерить относительную величину передвигаемого ими твердого материала по сравнению с перемещаемым по длине потока.

Приведенные примеры не исчерпывают всех типов местной циркуляции в речном потоке. Интенсивные поперечные перемещения струй могут возникать при разделении или слиянии потоков, при действии ветра, при неравномерном нагревании или охлаждении воды по ширине реки и под воздействием других причин.

Наличие циркуляционных течений сказывается и на поле продольных скоростей течения (лабораторные исследования А.Г. Хачатряна, 1936; А.И. Лосиевского, 1934; Н.И. Маккавеева, 1948а, и др.). В областях восходящих ветвей циркуляционных течений продольные скорости замедляются, в областях нисходящих ветвей увеличиваются. Это явление связано с тем, что струи циркуляционных течений переносят объемы воды, имеющие различную поступательную (в продольном направлении) скорость, и действуют поэтому либо затормаживающе, либо ускоряюще на ту водную массу, через которую они проходят. Торможение оказывают восходящие струи, так как они переносят объемы воды, двигавшиеся до этого медленно в придонных слоях.

Нисходящие струи действуют, наоборот, ускоряюще.

Весьма большое влияние на формирование русла оказывают вихри с вертикальной осью вращения (водовороты, суводи, омуты), размеры которых в реках бывают самыми разнообразными – от еле заметных завихрений до ог-

ромных водоворотов, занимающих большую часть русла и образующих мощные встречные течения. Вихри с вертикальной осью возникают, как правило, при резких изменениях формы русла и особенно часто за выступающими в русло мысами, а также на вершинах очень крутых излучин возле вогнутого берега. Большое количество мелких водоворотов обычно возникает на участках русла с интенсивными преобразованиями. На гребнях перекаатов в начале меженного периода, а также в первые дни после дноуглубительных работ зеркало воды часто сплошь покрыто воронками – всасывающими поверхностные струи водоворотами, чередующимися с выпуклыми округлыми повышениями – следами восходящих вихрей, поднимающих на поверхность клубы наносов из придонного слоя. Вихри, взмучивающие воду, возникают там, где вода из русла переливается в пойму или где воды, стекающие с пойм, встречаются с основным течением. Дорожка вихрей всегда сопровождает границу встречи двух сливающихся потоков и протягивается иногда на несколько сотен метров. По характеру движений струй вертикальные вихри делятся на циклональные (с восходящими токами в центральной части и движением донных струй от периферии к центру) и антициклональные (с нисходящими токами в центре и с расходящимися течениями у дна).

Вихри антициклонального типа образуют воронку на поверхности воды и обычно способствуют сильному размыву дна, высверливая иногда довольно глубокие ямы. Так, на Свири в 1929 г. во время осеннего ледохода наблюдался водоворот, диаметр которого равнялся 5 м, а скорости движения струй достигали 3,5-4 м/сек. В течение нескольких часов он образовал в плотном глинистом грунте дна воронку глубиной 1 м и диаметром 5-6 м (Быдин, 1933).

Вихри циклонального типа отличаются тем, что в средней их части водная поверхность образует выпуклость, то вздымающуюся, то опадающую. Восходящие течения в центре вихря нередко выносят на поверхность воды довольно крупные частицы наносов. Однако эти вихри в равнинных реках сопутствуют зонам аккумуляции, и их обилие на перекаате служит признаком сильного обмеления фарватера. Встречаются циклональные вихри преимущественно в зонах депрессий водной поверхности: у выпуклых берегов, ниже островов и т. п.

Особенно мощные водовороты образуются в реках с быстрым течением и скалистым дном. В результате постепенного высверливания дна иногда образуется широкая и глубокая выемка, диаметр которой немного уступает всей ширине русла; в этой выемке вращается со значительной скоростью огромная масса воды. Такого типа водоворот имеется на Нижней Тунгуске у горы Уловный камень. На Дунае, ниже г. Грейн, еще в прошлом столетии существовал огромный водоворот, в половодье занимавший большую часть сечения потока. Суда обходили его по специальному каналу, проведенному у противоположного берега.

Влияние некоторых особенностей неустановившегося режима течения на формирование русла. Режим речного потока никогда нельзя считать полностью установившимся. Объем стока с разных частей бассейна постоянно колеблется, что приводит к неравномерному изменению уровней и расходов воды на протяжении русловой системы. Изменчивость стока способствует тому, что рельеф русла все время находится в состоянии «становления», и в связи с этим неустановившийся режим является одним из наиболее существенных факторов, который следует учитывать при изучении условий образования форм речного ложа. В настоящем разделе мы не будем рассматривать весь этот вопрос, а остановимся только на описании некоторых особенностей волн паводков, влияющих на поле продольных скоростей и циркуляционных течений.

Строго говоря, явление «волны» паводка наблюдается лишь у горных рек и временных потоков. Напомним самые характерные особенности этих волн: прямоли-

нейность распространения, высокий всплеск при встрече с препятствиями, набегающие вторичных волн, создающее пульсацию главной волны. Следы воздействия таких волн на русло являются: прямолинейные борозды, сменяющиеся резкими (почти без закругления) поворотами, размытые выпуклые берега и выброшенные всплесками предметы на берегах.

На равнинных реках аналогичные явления наблюдаются очень редко (например, при прорыве больших ледяных заторов или искусственных плотин). Что же касается обычного половодья, то к нему термин «волна половодья» можно применять лишь условно, так как при малой интенсивности подъема и спада поток подчиняется в основном законам установившегося неравномерного движения. Некоторые явления здесь аналогичны тем, которые наблюдаются в описанных выше положительных волнах, возникающих при сужении долины. В передней части волны продольный уклон и скорости течения относительно увеличены, тогда как в тыловой части волны скорости течения (при тех же уровнях воды) относительно меньше. Поэтому в период подъема уровней происходит наиболее интенсивное преобразование русла и наблюдается максимум концентрации наносов, несмотря на то, что при снеговом половодье вода, поступающая в реку в первые дни снеготаяния, содержит мало наносов. Так как причиной, вызвавшей образование «волны», является приращение расхода воды, то по мере перемещения вниз по течению высота волны изменяется не только вследствие гидравлических причин (расширение или сужение, крутые изгибы русла и т. п.), но и в результате убыли или прибыли воды (поступление из притоков и грунтовых вод, расходование на заполнение емкости русла и поймы, фильтрацию и испарение).

Влияние неустановившегося режима на циркуляционные течения изучено плохо. У потоков с широким руслом поперечный профиль водной поверхности не может быть горизонтальным при резких колебаниях уровня воды. По данным наблюдений на реках, отметки водного зеркала на стрежне потока становятся при подъеме уровней выше, а при спаде ниже, чем отметки зеркала возле берегов (Лохтин, 1877; Рагозин, 1880). Особенно значительна разница отметок воды в период затопления всего весеннего русла, так как шероховатость поймы способствует некоторому запаздыванию изменений уровня воды в периферических частях зоны разлива по сравнению с уровнем воды в основном русле. А.М. Фролов (1912, т. 1) наблюдал в районе Астрахани на Волге поперечный уклон, доходивший до 0,0001, т.е. превосходивший средний продольный уклон. Заметную разницу уровней воды на пойме и в русле обнаружил Б.В. Поляков (1930) при изысканиях на Дону во время половодья 1929 г.

Наличие поперечного уклона создает условия для образования поперечных перемещений водных масс от стрежня к берегам в период подъема уровней и от берегов к стрежню при их спаде. Поперечные перемещения происходят во всей толще потока; при этом донные струи направляются более круто к стрежню реки, ближе следу градиенту уклона, чем струи поверхностные.

Некоторые исследователи (Аполлов, 1952, и др.) считают, что неустановившееся движение вызывает циркуляцию, причем донные струи в таких случаях направляются против поверхностного уклона. Так, Л.И. Кустов полагает, что аккумуляция наносов на перекатах в период подъема уровней объясняется наличием сходящихся донных течений, а размыв гребней перекатов при спаде половодья вызван расходящимися донными течениями. Однако аккумуляция и размыв наносов на перекатах вызываются совершенно иными причинами, и вряд ли на это явление оказывают существенное влияние слабые поперечные перемещения, связанные с неустановившимся режимом потока.



Влияние макротурбулентности на формирование русла. В русловых потоках, помимо случайных изменений скоростного поля, можно заметить некоторые более или менее упорядоченные периодические пульсации скоростного поля. Так, Эренбергер, измеряя скорость течения Дуная у Вены, установил, что скорость изменяется периодически, причем период пульсации равен 18 минутам. Синхронно с пульсацией скоростей пульсировал и расход донных наносов. Пульсирует и направление скоростей течения. Наблюдения Е.В. Берга показали, что на Волге отклонения направлений струй достигают 20-25° (Великанов, 1948а).

А.И. Фидман и А.В. Шафалович (1912), по данным наблюдений на р. Зее, установили, что в стрежневой зоне потока у поверхности пульсация заметна меньше, чем у берегов и дна.

Макротурбулентные движения струй изучались в лаборатории, руководимой М.А. Великановым. Исследования позволили установить, что скоростное поле руслового потока складывается из «возмущений», размеры которых соизмеримы с размерами поперечного сечения потока. В поле поступательных скоростей наблюдаются местные «прорывы», заполненные нисходящими течениями и компенсируемыми их восходящими течениями, образующими последовательную цепочку почти закономерных структурных форм (Великанов, 1951). Примерные расстояния между центрами структурных образований оказались равными 1,5 глубинам потока. Такие же расстояния обнаружены между облаками мутности (Великанов и Михайлова, 1950). Продольное перемещение структурных форм и их вращение находятся в таком соотношении, что полный оборот соответствует продольному перемещению на расстоянии порядка 25-30 глубин (Фидман, 1950б). На крупномасштабные (низкочастотные) пульсации накладываются пульсации большей частоты, характеризующиеся меньшими амплитудами (Минский, 1952).

Наиболее интересным обстоятельством является наличие непосредственной связи между размером макротурбулентных структур потока и величиной песчаных волн, возникающих на дне потока. Как показали опыты Н.А. Михайловой (Великанов и Михайлова, 1950), длина песчаной волны в первые моменты ее возникновения равна длине «структуры» потока. По мере развития волнистого рельефа дна длины песчаных волн изменяются в сторону увеличения. Очевидно, «структуры» потока, испытывая воздействие со стороны элементов рельефа дна, должны также несколько видоизмениться.

## ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЛЬЕФА РУСЛА

Формы рельефа, возникающие на поверхности раздела между текущей водой и относительно неподвижной средой-грунтом, непрерывно изменяются. Одной из основных причин непрерывных изменений является образование дисперсных систем, обязательно сопутствующее движению воды по грунту, вследствие чего поток непрерывно разрушает тот рельеф, который сам же создал. Это противоречие процесса руслообразования сказывается на интенсивности деформаций русла, которая тем выше, чем больше скорость течения и чем податливее грунт по отношению к эрозии. Второй причиной изменений рельефа русла является изменчивость характеристик самого потока вследствие сезонных и годовых колебаний стока. Изменение гидравлических характеристик потока вызывает перестройку форм рельефа русла, которые в реках с незарегулированным стоком находятся в процессе непрерывного «становления». Кроме этих двух основных причин, большое значение имеет воздействие льда, ветра, растительности, тектоники и особенно деятельность человека.

Прежде чем приступить к рассмотрению особенностей воздействия на русловые процессы перечисленных факторов, следует условиться о методах измерения ин-

тенсивности деформаций русла. Относительной интенсивностью деформаций мы будем называть изменения, происшедшие в единицу времени и выраженные в долях характерного размера русла (в долях средней ширины или глубины), абсолютной интенсивностью – изменения, выраженные в системе CGS. Абсолютную величину интенсивности можно определить или для одного сечения (характерная интенсивность), или для целого отрезка реки (средняя интенсивность). Для технических расчетов имеют значение главным образом показатели абсолютной интенсивности, при анализе же генезиса форм рельефа большее значение имеют показатели относительной интенсивности деформаций.

Влияние на интенсивность деформаций русла свойств грунта. Противозерозионная устойчивость грунтов, как упоминалось выше, зависит от размера, удельного веса, степени сортированности и связности составляющих грунт частиц. Большое значение имеет также включение легкорастворимых минералов и наличие трещин, нарушающих сплошность породы.

Русла больших равнинных рек обычно пролегают в слабо сцементированном аллювии, из которого легкорастворимые минералы уже удалены, так как за время существования реки материал, слагающий ее ложе, неоднократно размывался и отлагался снова. Поэтому в большинстве случаев мерой степени устойчивости русла может являться отношение среднего веса частицы руслообразующих наносов к параметру, характеризующему эрозионную или транспортирующую силу потока.

Исходя из условий сопротивления сдвигу частицы в потоке идеальной жидкости, В.М. Лохтин (1897) предложил очень простое выражение для приближенного определения степени устойчивости русла:  $\gamma = \frac{d}{h}$ , где  $d$  – диаметр частицы грунта

(в мм),  $h$  – падение (в м/км). Коэффициент  $\gamma$ , получивший название «числа Лохтина», применяется в гидротехнике и гидрологии для характеристики речных русел. Однако широко поставленных исследований этого коэффициента не производилось, если не считать работ самого В.М. Лохтина и сводки определений коэффициента на различных реках СССР, выполненной М.И. Львовичем (1938).

В 1948 г. нами было произведено определение числа Лохтина на ряде участков Днепра, Дона и Волги почти на всем их протяжении. Средний уклон определялся за ряд лет на участках между водомерными постами и соответствовал уровню 50% обеспеченности. Для характеристики среднего диаметра частиц грунта были использованы анализы, выполненные различными лабораториями. В качестве признаков, по которым устанавливалась фактическая степень устойчивости русла, были использованы:

1) скорость перемещения гребней перекатов, определенная посредством сравнения планов русла, снятых в 1935 и 1945 гг.;

2) объемы размывов берегов, определенные только для р. Волги на протяжении от Горького до Астрахани за период 1945-1947 гг. – в основном по актам о площадях размывов пойм, а также по данным, полученным путем совмещения планов, снятых в разные годы, и непосредственных наблюдений в натуре;

3) объемы землечерпательных работ, выполненных для поддержания глубины на фарватере, отнесенные на единицу длины реки и единицу площади поперечного сечения гарантируемого габарита судового хода.

В результате исследования установлено, что скорость перемещения перекатов в среднем обратно пропорциональна числу Лохтина и что с понижением этого числа обычно возрастает объем землечерпательных работ, необходимый для поддержания глубины на перекатах. Менее ясная зависимость (коэффициент корреляции – 0,5-0,6) получена между числом Лохтина и объемами размыва берегов.

Используя анализы различных лабораторий и данные о числе Лохтина, опубликованные разными авторами, мы получили характеристику устойчивости русла для 950 пунктов. Для характеристики устойчивости русла больших участков рек значения числа Лохтина наносились на продольный профиль в виде вертикальных столбиков; вершины столбиков соединялись прямыми линиями, затем площадь полученных фигур подсчитывалась планиметром, величина площади делилась на длину участка. Значения осредненного таким способом числа Лохтина приведены в приложении II, в которое включены только те участки рек, где количество взятых проб грунта составляет не менее 2 на 10 км длины русла.

Анализ таблицы позволяет сделать следующие выводы:

а) Наиболее крупная река Русской равнины – Волга характеризуется числом Лохтина более высоким, чем реки второго порядка: Днепр, Дон, Сев. Двина и Кама. Особенно высокой устойчивостью русла отличается верхняя Волга. Наименьшая устойчивость русла Волги наблюдается в зонах переменного подпора, вызванного впадением крупных притоков (на участках Пучеж – Горький и Вязовые – Камское Устье), что, по-видимому, вызвано скоплениями мелкозернистых наносов, осевших на пойме и в русле во время подпоров.

б) Дон, Днепр, Вычегда, Сев. Двина и Кама имеют почти одинаковые величины числа Лохтина. Неравномерное падение Днепра способствует заметным изменениям показателя устойчивости по длине реки; относительно малое значение числа Лохтина наблюдается на участках Витачев – Кременчуг и Запорожье – Никополь.

в) Число Лохтина в общем убывает с уменьшением размера реки (в тех случаях, конечно, когда состав грунта одинаков). В табл. 20 приведено несколько характерных для малых рек Русской равнины значений числа Лохтина.

Т а б л и ц а 20

**Определения числа Лохтина для отдельных пунктов малых рек Русской равнины**

Река и пункт наблюдения	Средний диаметр частиц грунта, мм	Уклон	Число Лохтина
Белая – Бугровка	0,29	0,00030	0,97
Самара – Елшанка	0,11	0,000165	0,67
Б. Черемшан – Мелекесс	0,12	0,000194	0,62
Б. Кинель – Тимашево	0,12	0,000168	0,71
Ветлуга – Воскресенское	0,10	0,000077	1,30
Свияга – Вырапаевка	0,14	0,000318	0,44
Медведица – Лысье Горы	0,12	0,000261	0,46

Средняя величина числа Лохтина для Волги приблизительно вдесятеро превосходит среднюю величину, характерную для малых рек, тогда как средняя крупность волжского аллювия всего вдвое больше, чем приведенная в табл. 20. Если вспомнить, что уклон выработанного продольного профиля реки при прочих равных условиях находится в обратной зависимости от расхода воды, то убывание числа Лохтина с уменьшением размера реки следует признать вполне закономерным явлением.

Снижение относительной устойчивости русла с уменьшением размера реки хорошо подтверждается непосредственными наблюдениями: один небольшой летний паводок производит обычно на малой реке более заметные изменения форм русла, чем на крупной реке половодье. Более того, интенсивность изменения отдельных элементов рельефа русла также зависит от их размеров.

На средней Волге, например, скорость перемещения вниз по течению больших отрезков поймы в луках извилин русла составляет 6-12 м в год, причем длина отрезков поймы составляет обычно не менее нескольких километров; скорость перемещения волжских перекатов – около 100 м в год, средняя длина побочной этих перекатов – 1,5-2,0 км; скорость перемещения песчаных гряд в речных руслах – от нескольких дециметров до нескольких метров в сутки при длине волны до 2-3 десятков метров<sup>1</sup>. Скорость движения волн ряби, имеющих длину всего несколько дециметров, доходит до 1-2 м/час. В среднем для перемещения формы рельефа волжского русла на полную ее длину требуется следующее время: для лук извилин (в пойменных берегах) – несколько сотен лет, для побочных перекатов – 15-20 лет, для песчаных гряд – несколько дней, для ряби – несколько минут.

Увеличение скорости перемещения песчаных скоплений с уменьшением их размера обнаруживается и в формах эолового рельефа. М.П. Петров (1950) утверждает, например, что скорость движения барханной цепи обратно пропорциональна ее массе.

Зависимость интенсивности деформации от размера элементов рельефа русла объясняется в основном тем, что движение руслообразующих наносов, за очень редкими исключениями, ограничивается только верхним слоем частиц, вследствие чего относительная интенсивность деформации, при прочих равных условиях, будет тем выше, чем больше отношение поверхности к объему данного элемента рельефа. Величина этого отношения возрастает при уменьшении размера элемента рельефа, а для всего русла в целом – с уменьшением средних размеров живого сечения.

Следовательно, в устойчивости русла гидравлический радиус играет двойственную роль: с одной стороны, чем он больше, тем меньшая часть напора затрачивается на преодоление трения, с другой же стороны, чем больше его величина, тем слабее темпы деформации ложа. Если бы мы ввели гидравлический радиус в формулу Лохтина, то были бы обязаны подставить его и в числитель, и в знаменатель (т.е.

$$\gamma = \frac{dR}{JR} = \frac{d}{J}).$$

Число Лохтина является показателем относительной устойчивости русла. Благодаря исключительной простоте этого показателя им удобно пользоваться при анализе русловых процессов для установления общих закономерностей формирования рельефа. При этом следует иметь в виду, что в числе Лохтина отсутствует параметр, учитывающий шероховатость русла. Поэтому, например, у рек с сильно заросшим ложем при весьма низком значении числа Лохтина рельеф русла имеет большую устойчивость. Тем не менее для приближенной оценки степени устойчивости русел, кроме крайних случаев (сильно заросшие или перекрытые лесными завалами реки), влияние шероховатости можно не учитывать, поскольку средние ее значения для русел равнинных рек изменяются в сравнительно узких пределах. Гораздо больше будет ошибка при неточном определении средней величины диаметра частиц грунта и вычислении среднего уклона. Что же касается отдельных несоответствий меж-

<sup>1</sup> А.К. Проскураков наблюдал скорость перемещения волн в русле Волги 0,3-1,3 м/сутки при длине гряд от 8 до 20 м. По сведениям К.И. Россинского (Крицкий и Менкель, 1950), песчаные волны на побочке Керженского переката р. Волги перемещались со скоростью 6-7 м/сутки. По данным Г.В. Лопатина (1952), скорость движения песчаных гряд составила на Волге у с. Назарьево 0,3-1,7 м/сек, на р. Луге у ст. Толмазнево 0,1-0,4 м/сек.

ду интенсивностью деформаций и величиной числа Лохтина (примеры которых приводят Печкуров, 1950, и Корчагин, 1941), то они неизбежны, так как это число является показателем лишь одного фактора интенсивности.

Ф.Г. Зброжек правильно заметил, что *«нельзя выразить такую сложную картину, как устойчивость русла потока, простой алгебраической дробью»*<sup>2</sup>. Сам В.М. Лохтин (1897) также признавал, что *«одно сопоставление размера частиц песков с величиной уклона не исчерпывает, конечно, всей совокупности действующих в этом отношении обстоятельств. В состав русла, кроме собственно наносов, входят еще берега, большая или меньшая прочность которых также влияет на относительную устойчивость, ... нельзя также не указать на весьма существенное влияние, которое может иметь на изменение русла самый характер образования паводков и их сравнительная с меженными водами сила, затем образование и движение в реке льда, состояние берегов и многие другие обстоятельства»*.

Так как величина числа Лохтина зависит от размера потока, то для решения задач, связанных с определением абсолютной величины деформации, им можно пользоваться лишь в том случае, когда сравниваемые реки близки по размерам.

Для оценки абсолютных величин деформации, как показали исследования на Волге, Дону и Днепре, хорошие результаты получаются при пользовании коэффициентом М.А. Великанова:

$$\gamma = \frac{gd}{v^2}.$$

Этот показатель можно применять для определения интенсивности деформаций на отдельных створах.

Для учета средней интенсивности деформации целого участка реки в данный показатель необходимо ввести параметр, характеризующий форму русла. Наиболее простым показателем формы русла является относительная глубина  $\left(\frac{H}{B}\right)$ . С ее ростом уменьшается площадь соприкосновения потока с ложем и убывает вертикальная составляющая скорости течения, что отражается на интенсивности деформаций. На основании изложенных выше соображений показателю устойчивости для больших участков русла можно придать вид:

$$\gamma = \frac{gdH}{Bv^2},$$

где  $H$  – глубина,  $B$  – ширина русла и  $v$  – скорость течения при формирующем расходе воды.

Приняв  $R = H$  и подставляя значение скорости течения, получаем:

$$\gamma = \frac{gd}{BC^2J},$$

где  $C$  – коэффициент Шези.

Влияние сезонных изменений расхода воды. При сезонных изменениях стока гидравлические характеристики потока (глубина, скорость тече-

---

<sup>2</sup> Из выступления Ф.Г. Зброжка по докладу инж. Холщевникова на III съезде русских деятелей по водным путям в 1896 г.

ния, уклон свободной поверхности и др.) меняются с более или менее выраженной периодичностью. Следовательно, меняются и условия устойчивости береговых откосов, повышается или понижается общая транспортирующая способность потока, меняются своими местами зоны подпора и спада (т.е. места аккумуляции или размыва наносов), изменяются направление и интенсивность циркуляционных течений, а также размеры макротурбулентных структур. Рельеф русла находится в состоянии постоянной перестройки в соответствии с непрерывно обновляющимися условиями взаимодействия между ложем реки и потоком.

Впервые на эту особенность руслового режима рек с незарегулированным стоком обратил внимание Н.С. Лелявский (1904), писавший: *«Вследствие изменения горизонтов воды речной поток меняется иногда до неузнаваемости, причем ему приходится протекать по руслу, далеко ему не свойственному, иногда очень широкому и мало изогнутому, иногда и совсем наоборот. При таких обстоятельствах поток движется не по руслу, им для себя выработанному, а по руслу какой-то другой реки, форма которого влияет на распределение речных течений..., подвергаясь, в свою очередь, переформированию от воздействия на него этого нового потока».*

Прорывы излучин, образование рукавов, накопление огромных мелей (перекаатов), подпруживающих меженный поток, – все эти явления связаны главным образом с изменениями гидравлических параметров потока. Чем чаще происходят колебания стока и чем больше их амплитуда, тем интенсивнее осуществляется (при прочих равных условиях) изменение мезорельефа русла.

Реки, имеющие зарегулированный стоком, отличаются относительной устойчивостью рельефа русла и поймы. Равномерность стока является одной из основных причин исключительной устойчивости русла Невы, которое испытывает настолько медленные изменения, что при сравнении съемок, разделенных большим периодом лет, трудно уловить сколько-нибудь значительные изменения рельефа. Весьма устойчивым руслом отличается и р. Волхов в ее низовье, хотя река здесь прорезает рыхлые озерные отложения. Сравнение карты 1809 г. (атлас Саблукова) с современной картой, проведенное Н.Н. Соколовым (1926), показало, что за период свыше 100 лет никаких изменений берегов Волхова не произошло.

С уменьшением амплитуд сезонных колебаний уровней к низовью реки наблюдается некоторое затухание интенсивности русловых деформаций, несмотря на то, что грунты, слагающие ложе реки, в низовьях обычно более мелкозернисты, чем в среднем течении, а уклон в период половодья довольно значителен.

В.М. Родевич (1932) указывал, что многие реки в низовьях имеют устойчивые берега, несмотря на то, что последние сложены мелкопесчаным илистым или торфяным грунтом. Так, сравнение судовых карт 1834 и 1924 гг. показало (Родевич, 1927), что места всех мелей и перекаатов на нижней Ловати совершенно не изменили своего положения; соотношение глубин на перекатах также сохранилось. М. Ионидес на основании изучения связей между расходами воды и элементами сечения русла (глубины, ширины и площади сечения) за ряд лет пришел к выводу, что устойчивость русла р. Тигр ниже Багдада возрастает к устью. Следует при этом иметь в виду, что ниже Багдада русло Тигра проходит в аллювиальных грунтах, средняя крупность частиц которых убывает к устью.

На всем протяжении судоходной части Дона нами было проведено исследование устойчивости землечерпательных прорезей на перекатах в течение навигации 1940 г. (табл. 21).

Интенсивность деформаций прорезей в низовьях Дона приблизительно вдвое меньше, чем в среднем течении. Аналогичное явление установлено нами и для Волги.

Следует заметить, что в устьях рек интенсивность деформаций русла обычно снова возрастает, чему причиной является непрерывная аккумуляция наносов, рез-

кая изменчивость гидравлических параметров потока (нагоны и сгоны, приливно-отливные волны), а также рыхлость и мелкоземистость грунта, слагающего здесь ложе реки.

С сезонной неравномерностью стока связана и устойчивость рельефа поймы. Так, Л.Н. Соболев (Казахстан, 1950) отмечает, что типичные реки полупустынной и пустынной зоны Казахстана, характеризующиеся внезапно наступающими высокими паводками, имеют поймы, на которых *«отложение наносов происходит... чрезвычайно интенсивно на протяжении короткого времени половодья; при этом происходит не только обильное отложение, но и переотложение наносов, разрушение берегов, перемещение русла в слабо задернованных пространствах поймы»*. Несколько иной характер имеют поймы зоны степи и лесостепи, где, благодаря большей равномерности стока, катастрофические явления подмыва берегов, смыва наносов и погребения лугов наблюдаются реже.

Т а б л и ц а 21

**Заносимость землечерпательных прорезей на Дону**

Участок	Число прорезей на участке	Средняя интенсивность подъема дна в течение навигации, мм/сутки
Семилуки – Лиски	6	4,8
Лиски – Еланская	48	4,3
Еланская – Калач	45	5,6
Калач – Цимлянский	41	6,8
Цимлянский – устье Сев. Донца	10	3,6
Устье Сев. Донца – Ростов-на-Дону	6	2,9

Влияние изменений высоты половодья и среднегодового объема стока. Продолжительность половодья и межени, а также среднегодовой объем стока в разные годы неодинаковы. На интенсивность русловых деформаций наиболее заметно влияет изменение высоты и продолжительности половодья. Если в течение ряда лет высота половодья снижается, интенсивность деформаций русла обычно несколько затухает; наоборот, повышение уровня половодья сопровождается ростом интенсивности деформаций. Очень наглядно влияние высоты половодья на изменение форм перекатов проявилось в 1950 г., когда на многих реках Русской равнины весенний подъем был невысок. Планы многих перекатов, снятые в начале межени, почти не отличались от планов, снятых осенью предыдущего года.

Высокие или низкие половодья обычно следуют несколько лет подряд, хотя и без правильной периодичности. С чередованием высоких и низких половодий приходится всегда считаться при анализах руслового режима. В годы с высокими половодьями обычно развиваются прямые рукава, отторгаются от берегов песчаные отмели, «обезглавливаются» излучины, а скорость перемещения перекатов и излучин вниз по течению увеличивается. В годы с низкими половодьями прорывы шеек излучин наблюдаются очень редко, скорость перемещения элементов мезорельефа русла убывает. В связи с перемещением зон подпора и спада при изменении уров-

ней половодий места аккумуляции и размыва в русле также могут сместиться: одни группы перекатов размываются, другие мелеют, появляются новые перекаты и т. п.

В чередовании лет с повышенной и пониженной величинами среднегодового стока тоже наблюдается смена многоводных и маловодных периодов. Строгая правильность в этом явлении отсутствует (Геллер, 1948), вследствие чего в литературе можно встретить весьма разнообразные мнения о продолжительности многоводных и маловодных периодов (Аполлов, 1945; Токарев, 1950; Кузин, 1953, и др.), длина которых, по данным разных исследователей, колеблется от 2-3 до 45-100 лет.

Существует ли правильная периодичность в изменениях водности или происходит случайное чередование групп многоводных и маловодных лет, – все же это явление необходимо учитывать при анализе русловых процессов. Связанные с изменениями водности колебания уровня бессточных озер изменяют базис эрозии впадающих в них рек. Увеличение грунтового стока в многоводные периоды способствует более интенсивному прорезыванию речных русел. Развитие или, наоборот, высыхание водораздельных болот сказывается на изменениях расстояний истоков от водоразделов и т. п.

**Влияние ледового режима.** В странах, климат которых характеризуется наличием продолжительного периода отрицательных температур, ледовый режим существенно влияет на русловые процессы.

М.В. Ломоносов, имевший возможность близко наблюдать деятельность ледохода на могучей северной реке, дал весьма красочное и вместе с тем вполне соответствующее действительности описание весеннего половодья:

*«Надменные преизобилием веших вод, великие реки поднимают тяжкие свои зимние кровли, отрывая частицы от берегов, тянут на себе вниз быстрину. Упирая, отираясь и ударяя в берега безмерными силами, подрывают и опровергают крутые яры и немалые островки сдирают, ломаясь притом и сами с великим шумом. Отставая от берегов, отрывают от гор и далече с собою вниз относят вмерзлые в них зимою камни»* (Ломоносов, 1747).

Особенно сильно влияет на русловый режим промерзание рек в районах вечной мерзлоты. Огромные наледы – «тараны» – характерное явление в областях вечной мерзлоты. Тараны иногда перекрывают русло и пойму слоем льда в несколько метров толщиной и имеют объем до нескольких сотен миллионов куб. метров. Такие препятствия обычно вызывают блуждание русла. Д.М. Колосов (1947), исследовавший влияние наледей на процессы боковой эрозии на реках Восточной Сибири, отмечает, что в местах регулярного образования наледей происходит постепенное уничтожение прилегающих к наледям террас, в результате чего днище долины расширяется и начинают усиленно подмываться коренные берега, конусы выноса притоков и т.д.

Чтобы получить более полное представление о влиянии ледового режима на русло, следует упомянуть о «тяжелом ледоходе», заторах, зажорах, перемещении льдом наносов и некоторых других явлениях.

Термин «тяжелый ледоход», предложенный В.М. Родевичем (1932), применяется для обозначения такого весеннего ледохода, при котором льдины, сохраняя значительную прочность и толщину, движутся мощными полями, занимающими большую часть ширины потока. Такие ледяные массивы создают заметный подпор, так как испытывают трение о берега в горловинах русла, застревают на крутых поворотах, упираются в острова и нередко касаются дна на перекатах. Отмели у выпуклых берегов, мысы, косы и осередки после тяжелого ледохода несут обычно следы сильных разрушений льдом.

Тяжелый ледоход особенно часто бывает на реках, текущих меридионально из низких широт в высокие. Берега рек в таком случае подвергаются наибольшему



разрушению. Эта особенность установлена Б.Н. Городковым (1948) для рек Западной Сибири. Разрушению берегов и расширению долины на меридиональных участках здесь способствует еще господство весной широтного направления ветров, в результате чего на меридиональных участках рек создается наибольший напор льда на берег.

Действием тяжелых ледоходов создается ряд своеобразных деталей рельефа поймы и русла реки. Сюда относятся: шлифовка берегов, рывины различной формы и гряды на пойме, сложенные из материала, напоминающего морену.

При толщине льда менее 100 см и особенно у рек, текущих из высоких широт в низкие, весенний ледоход проходит более спокойно; лед крошится на сравнительно небольшие льдины, не оказывающие большого механического воздействия на берега.

Заторы льда также оказывают существенное влияние на формирование русла, вызывая быстрые изменения уровней, иногда со скоростью, превосходящей 1 м/час. Общая высота подъема уровня при заторе нередко превышает полуторную высоту нормального (бесподпорного) подъема половодья. При внезапных прорывах затора огромные объемы воды и льда образуют мощную волну, обладающую большой разрушительной силой. Заторы способствуют совершенно неожиданным, нарушающим расчеты гидротехников, деформациям русла. Нередко под влиянием заторов уничтожаются старые и образуются новые перекаты, возникают новые рукава и спрямляются излучины.

Зажоры оказывают несколько иное воздействие на режим потока; подъемы и спады уровней при их образовании происходят медленнее, а высота подъема уровня обычно бывает меньше, чем при заторах. Тем не менее влияние зажоров на формирование русла может быть довольно существенным, так как зажоры отличаются большей продолжительностью. В рыхлой губчатой массе зазора, перегораживающей живое сечение реки, стрежень потока дробится на отдельные струи, положение которых постоянно меняется. В результате этого ложе реки прорезывается бороздами, разделенными беспорядочно нагроможденными отмелями. Ниже порожистых участков почти всегда образуются зажоры, и здесь они являются одной из причин разделения фарватера на рукава.

В.М. Лохтин (1906), изучая зимний режим Невы, пришел к выводу, что раздвоение ее русла возле с. Ивановского произошло в результате скоплений приносимой с вышележащих порогов шуги, заполняющей прямой фарватер и заставляющей течение углублять обходной проток у левого берега. По-видимому, та же причина способствует относительно большому количеству рукавов на р. Ангаре, где позднее замерзание верховий и обилие порогов способствуют особенно энергичному образованию шуги.

Перенос наносов льдом сказывается на распределении аллювия по длине реки. Крупный песок, гравий, галька переносятся ледоходом на огромные расстояния. Крупный аллювий, таким образом, достигает низовий рек и нередко образует скопления даже на предустьевых взморьях. Так, в отложениях Днепровского лимана нередко встречается крупная кристаллическая галька (Пясковский, 1933).

Ф.И. Быдин (1933) сообщает, что на р. Свирь наблюдали перенос льдом валунов до 2 м в диаметре. По данным В. Рагозина (1880), на р. Чусовой переносятся льдом камни, достигающие  $\frac{2}{3}$  м в поперечнике.

Характерно, что скопления крупного аллювия обычно приурочены к местам, где особенно часты заторы льда. На Сев. Двине и Печоре каменные гряды можно встретить возле поворотов русла и островов. В.В. Докучаев (1878) при исследовании Зап. Двины отметил, что валуны всего чаще встречаются там, где, судя по конфигурации реки, можно ожидать весенних заторов. Образование каменистых банок возле тех берегов, в которые ударяют льдины, наблюдал на р. Ангаре Ф.И. Быдин (1933). Ре-

гулярное очищение фарватера наших судоходных рек от больших камней, которое производится в течение нескольких десятилетий, пока еще не привело к уменьшению их ежегодного выноса на судовой ход весенним ледоходом. Очевидно, значительное количество крупнокаменистого материала выносятся льдом из несудоходных притоков.

Ледовый режим может оказывать некоторое влияние и на асимметрию поперечного сечения русла. Если нормальное формирование ледяного покрова не нарушается местными условиями (выходы грунтовых вод, слив теплых вод канализации, неравномерное залегание снега и т. п.), то средняя толщина льда на участках, подвергающихся облучению солнцем, меньше, чем на затененных участках. Средняя разница в толщине ледяного покрова у подошвы южных и северных склонов берегов составляет от 20% (по данным ледомерных съемок на Оке и Волге) до 50% (съемки на Тихвинке и Мологе). Вследствие этого живое сечение потока у подошвы обращенного к югу склона менее стеснено льдом и скорее освобождается от ледяного покрова весной, что сказывается на увеличении эрозионной деятельности потока возле этих склонов. Возможно, что большая крутизна южных склонов долин находится в некоторой связи с указанной особенностью ледового режима.

Действие ветра на русловые процессы особенно заметно при слабо врезанной и безлесной долине, большой ширине водного зеркала и медленном течении потока. Ветер способствует: а) сгону и нагону воды вдоль по реке, создающим временные подпоры и спады; б) пригону воды к одному из берегов и возникновению циркуляционных течений, производящих углубление русла у наветренного берега; в) разрушению берегов вследствие образования волн и навала плывущего льда на берег; г) переотложению материала отмелей прирусловой зоны.

Сгонно-нагонные явления ярче всего выражены в устьях. Здесь часто можно наблюдать не только изменение скорости течения, но и образование довольно сильных встречных течений в верхних слоях потока. В половодье, когда поток широко разливается по пойме, сгонно-нагонные явления отчетливо заметны и на остальном протяжении реки.

Амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня в устьях рек достигает нередко значительной величины; в устье Невы она достигает в отдельных случаях до 4-5 м. В низовьях Ганга ночью 11-12 октября 1737 г. уровень воды вследствие жестокого ветра поднялся на 12 м (Strickland, 1940). В низовьях Волги, между Бастой и Астраханью, под влиянием нагона иногда наблюдается обратное падение, величина которого 19 октября 1910 г. достигала 68 см. Скорости изменения уровней в приустьевой части Волги доходят при нагоне до 6-7 см/час и при сгоне – до 22,5 см/час. Способствуя увеличению неравномерности стока, сгонно-нагонные явления повышают среднюю транспортирующую способность потока. К тому же смена направления движения всего потока приводит к разрушению защитной корочки аллювия и создает условия для более интенсивного взвешивания наносов. Во время сгонно-нагонных явлений мутность воды в реке, как правило, увеличивается.

Пригон воды к одному из берегов создает перекося уровня водной поверхности по ширине русла и, следовательно, способствует образованию придонных течений, направленных от наветренного берега в сторону фарватера. Возникающее донное течение может оказать некоторое влияние на формирование русла в половодье, когда ширина реки возрастает и явление пригона особенно ясно выражено. Влияние ветра на асимметрию долин признавалось многими исследователями. Так, Д.Н. Анучин (1949) отмечал, что наветренный склон долины обычно всегда более крут.

Много внимания действию ветра на русловые процессы уделял Н.С. Леяевский. Указывая на действие «напора» отклоняемого ветром течения действие льда и волнения, он отмечал также и влияние самой формы берега: «Если преобладающее на-

*правление ветра не выражено, то ветер более всего действует тогда, когда он дует со стороны отлогого берега, и река, обтекающая склон, всегда перемещается в сторону горы»* (Лежневский, 1893). По его наблюдениям, ветер особенно сильно влияет на разрушение берега при осеннем ледоходе, так как при низких горизонтах воды лед подрезает основание берега. Наблюдения Н.С. Лежневского за действием осеннего ледохода весьма интересны, но по ним нельзя вывести заключение о большом объеме деформаций в осенний период. Сильные же разрушения берегов в половодье бросаются в глаза даже при беглом обследовании. Во всяком случае анализ данных о направлениях ветра показывает, что асимметрию долин можно связать только с направлениями ветров, дующих в период половодья, а не с осенними ветрами.

В южной половине Русской равнины в марте, апреле и мае преобладают ветры восточные и юго-восточные. Так как большинство крупных рек течет здесь в общем к югу, то действие ветра складывается с влиянием ускорения Кориолиса и правые склоны долин обычно круче, чем левые. Там же, где река, например Ока, направляется к северу, в ее долине более крутым является левый берег. Особенный интерес представляет участок долины Оки от д. Квасьево до д. Муратово. Пойма здесь широкая и покрыта следами недавно оставленных меандр. «Привлечение» русла к левому берегу совершенно очевидно связано с современными процессами, а не является следствием стока ледниковых вод. Если бы не существовало постоянной причины, заставляющей реку подмывать левый берег, она быстро размывала бы рыхлые отложения правобережной поймы. Аналогичные нарушения закона Бэра наблюдаются в долине Суры, особенно в ее нижнем течении (Шанцер, 1951), а также в низовьях рек Цны и Мокши. В районе лесостепного Заволжья весной господствуют ветры южных румбов, в связи с чем большинство речных долин, рассекающих Бугульминско-Белебеевскую возвышенность, вне зависимости от их направления, имеет более крутой южный склон (Мильков, 1950).

В северной части Русской равнины реки особенно многоводны в мае, июне, июле. В это время здесь преобладают ветры северных румбов, действующие приблизительно вдоль долин больших рек. У главных речных артерий этого края (Сев. Двины и Печоры) протяжение участков с крутым правым и крутым левым берегом приблизительно одинаково. У некоторых левых притоков Сев. Двины (например, у Малой Сев. Двины) проявление закона Бэра выражено отчетливо, тогда как у подходящей справа Вычегды часто можно наблюдать длинные участки с крутым левым берегом.

Высота ветровой волны достигает на реках в периоды разливов нередко 1-2 м, а на таких гигантских реках, как Амазонка, Обь, Лена, – даже 3 м. Штормы сопровождаются сильными разрушениями берегов. С.П. Максимов (1905) наблюдал в Тетюшах (Волга) во время шторма 21 апреля 1901 г. обвал нескольких тысяч кубических саженей грунта берега вследствие ударов волн.

С прибоем волн связана ступенчатость крутых берегов, где места, соответствующие наиболее частому стоянию высоких горизонтов, отмечаются отлогими площадками. Песчаные косы в затоках и староречьях, где течение в межень отсутствует, подтачиваются волнением таким образом, что склоны их выше уреза становятся почти вертикальными.

На больших реках деятельность волн заметно разрушает берега и в межень. Так, на Оби в ее среднем и нижнем течении разрушение берегов волнами происходит не только в половодье, но и при низком уровне воды, что является на этой реке одной из наиболее характерных особенностей руслового режима.

На р. Лене мутность воды резко увеличивается при ветре вследствие разрушения волнами берегов, в связи с чем среднее значение мутности у берегов выше, чем на стрежне.

Повышенная мутность во время ветра наблюдается и на Днепре. Она распространяется на 50-70 м от берега, и максимум содержания наносов отмечается в поверхностных слоях потока.

Перемещение ветром твердого материала в пределах долины также влияет на руслообразование. Обнажающиеся при низких горизонтах воды прибрежные отмели вследствие рыхлости слагающего их аллювия и отсутствия на нем растительности обычно подвергаются интенсивному развеванию, которое начинается, едва только обсохнет верхний слой наноса. В сухую погоду при ветре по отмельным берегам реки поднимается пелена пыльной мглы. Когда пересекаешь на самолете долины Сев. Двины или Печоры, лента «прируслового самума» бывает заметна довольно отчетливо. Высота облаков пыли обычно не превосходит нескольких десятков метров, и лишь иногда они поднимаются на большую высоту. Такие прирусловые самумы наблюдаются даже в речных долинах Гренландии (Mott, 1937). Одна из рек в бассейне Юкона в связи с частыми песчаными бурями в ее долине получила название «Пыльной реки» (Dusty River).

В лесостепной и степной зонах эоловая эрозия также наиболее энергично протекает преимущественно в речных долинах (Полынов, 1926; Мильков, 1950). Особенно же интенсивное развевание прирусловых песков наблюдается в долинах рек, пересекающих пустыни. В пустынном Прибалхашье, например, эоловые пески приурочены преимущественно к речным долинам (Сапожников, 1951).

Основная масса песчаного материала перемещается ветром по дну долины, где, кроме постоянного появления свежих аллювиальных отмелей, интенсивности эоловой эрозии способствуют местные быстрины в воздушных течениях и своеобразный характер циркуляции воздуха. Пылеватый материал поднимается выше и оседает на поверхности террас. Об интенсивности перевевания песков на дне долины можно судить по следующим примерам. Во время сильного шторма на участке Шеланговских перекатов Волги в русло было перенесено до 40 тыс. куб. сажен песку (Максимов, 1905). В Аракчинском затоне (Волга) в течение каждой межени с 1915 по 1935 г. сильно развевало песчаную отмель, вследствие чего в затон ежегодно попадало от 3 до 5 тыс. м<sup>3</sup> наносов (Маккавеев, 1951).

В странах с суровой малоснежной зимой интенсивное развевание аллювия продолжается и в зимнее время. В.М. Родевич (1906) описал большие песчаные барханы, перемещавшиеся по скованной льдом поверхности р. Сунгари; при таянии льда в затонах барханы образовывали большие банки. Развевание прирусловых мелей зимой наблюдается также на Сыр-Дарье (Сыромятников, 1925). Барханы, перемещающиеся по льду, наблюдал в дельте Волги С.Л. Берг (1951).

Так как мелкая песчаная пыль поднимается на несколько десятков метров над дном долины, то покровным отложениям террас нередко присуща лёссовидность. Чем выше терраса, тем мельче отлагающийся на ней материал и тем глинистое верхние слои покровных пород.

Например, в долине р. Волги у Казани третья надпойменная терраса (абс. высота 150-160 м) покрыта суглинками, обладающими хорошо выраженной столбчатой отдельностью и являющимися по габитусу лёссовидными. На поверхности второй надпойменной террасы (абс. высота 85-90 м) появляются на общем фоне суглинистых отложений мелкозернистые пески. Первая надпойменная терраса и пойма в районе Казани характеризуются песчаными покровными отложениями (Тихвинская, 1939). По наблюдениям Ф.Я. Гаврилюка, лёссы Ставропольского плато становятся все более глинистыми по мере повышения высоты местности.

Местоположение поддающихся развеванию прирусловых песков постоянно меняется вследствие блужданий русла по пойме, поэтому аккумуляция эолового материала на каждом отдельном пункте террасы происходит неравномерно. В периоды

ослабления аккумуляции процесс почвообразования протекает нормально, но образующаяся почва может быть затем погребена под слоем пыли в случае приближения очага эоловой эрозии к данному пункту. Слоистость покровных отложений террас и наличие погребенных гумусированных горизонтов не обусловлены, следовательно, исключительно только изменениями климата. Каждая «вспышка» русловой эрозии должна сопровождаться «вспышкой» эрозии эоловой, увеличением площади развеваемых отмелей, усилением лёссовобразования. Поэтому число основных серий погребенных гумусированных горизонтов должно увеличиваться с высотой террасы. Эта закономерность вполне ясно прослеживается на реках Украины.

Косвенное влияние гидротехнических мероприятий. Мероприятия, связанные с использованием рек для хозяйственных целей, вызывают ряд изменений в русловом режиме рек, не всегда желательных и иногда неожиданных.

Землечерпание на мелких участках фарватера многих больших рек Европы, Азии и Северной Америки производится систематически, начиная с 1900-х годов. О масштабе работ, которые были выполнены на больших судоходных магистралях, можно судить по следующему примеру. На Волге от г. Щербакова до впадения Камы за время с 1904 по 1946 г., по подсчетам Н.А. Доманевского (1951), было удалено с фарватера 130 млн. м<sup>3</sup> грунта, т.е. 130 м<sup>3</sup> на каждый погонный метр русла. Это соответствует объему канала длиной 1000 км, шириной 52 м и глубиной 2,5 м. Средняя многолетняя величина расхода наносов на участке Горький – устье Камы равна (округленно) 250 кг/сек (Шамов, 1949), что соответствует 7889400 т/год  $\approx$  5000000 м<sup>3</sup>/год. За 43 года поток средней Волги перенес около 215 млн. м<sup>3</sup> наносов, т.е. только на  $\frac{1}{3}$  больше того объема, который был поднят землечерпательными машинами и перемещен на некоторое расстояние в шаландах или рефулерах. Подобные подсчеты показывают, что на Волге, Оке, Каме, Днестре, Выгчегде и некоторых других средних и больших реках Русской равнины объем землечерпания составляет величину одного порядка с объемом твердого стока.

Влияние регулярных дноуглубительных работ сказывается на форме перекатов, длине русла и высоте межженных уровней воды в реке. На малых и средних судоходных реках землечерпательные прорезы на перекатах нередко вмещают почти весь межженный поток, совершенно изменяя конфигурацию межженного русла, так как фарватер поддерживают нередко не по линии максимальных естественных глубин, а по более удобному для движения судов направлению. Наряду с этим вследствие малой длины рефулеров по сравнению с шириной русла больших рек грунт, добытый дноуглубительной машиной, в ряде случаев складывается в непосредственной близости от фарватера и на значительном расстоянии от берега. Таким образом создаются островки в русле реки, становящиеся очагами аккумуляции. При сравнении снятых в прошлом столетии планов русла среднего Днепра, Волги, Сев. Двины с современными отчетливо заметно усложнение форм перекатов вследствие образования большого числа осередков, кос и ложбин. У рек меньшего размера (Ока, Припять), наоборот, формы перекатов упростились, так как отдельные песчаные отмели теперь соединены отсыпками грунта, а фарватер принял более прямолинейное направление. В большинстве случаев длина перекатов увеличилась за счет укорачивания плесов, что, по-видимому, вызвано уменьшением подпора межженного потока гребнями перекатов, ныне регулярно срывааемых при дноуглубительных работах.

Сравнение лоцманских карт, снятых описными партиями, с современными картами показывает, что длина межженного русла многих судоходных рек Русской равнины (Ока, Кама, средняя Волга, Днепр, Припять и др.) за 60-80 лет уменьшилась на 8-12%. Укорачивание русла в основном вызвано преимущественным углублением более коротких рукавов, а в некоторых случаях – искусственным спрямлением излучин.

В 1920-х годах были проведены крупные работы по спрямлению нижнего течения Миссисипи. На участке между Мемфисом и впадением Красной реки было сделано 15 искусственных прорывов меандр, которые укоротили меженный фарватер примерно на одну треть. Вследствие роста скорости течения, вызванного увеличением уклона, несколько уменьшилась высота разливов при половодьях (для этой цели и производилось спрямление), но одновременно с этим, в связи с понижением числа Лохтина, усилился размыв берегов, и русло постепенно все более и более расширяется (Senour, 1946).

Сплав леса молем оказывает существенное влияние на руслообразование. Удары плывущих бревен о берега, приводящие к разрушению их откосов, заторы леса, вызывающие не меньшее изменение рельефа русла, чем заторы льда, образование «деревянной мостовой» на дне плесов и омутов, затрудняющее глубинную эрозию, – все это способствует значительному усилению боковой эрозии, которая проявляется столь сильно, что нередко через несколько лет берега оказываются совершенно разрушенными и лишенными растительности (Неклюдов, 1897). Так, сплав леса молем на р. Энс от Нейгауза до Адмонта привел к увеличению ширины русла на этом участке более чем вдвое (Keller, 1932).

Наиболее существенные изменения в русловом режиме вызывают крупные водохранилища, регулирующие сток реки и одновременно оказывающие большое влияние на режим наносов и ледовый режим.

Водохранилища большой емкости, расположенные ниже впадения главных притоков, могут вызвать или интенсивное врезание русла, или, наоборот, полное его отмирание. Врезание будет наблюдаться тогда, когда, несмотря на потери воды в водохранилище, поток все же доходит до устья. Благодаря тому, что в водохранилище задерживается большая часть твердого расхода реки, не насыщенный наносами поток размывает русло на участке, расположенном ниже плотины. Углубление происходит трансгрессивно, т.е. вначале оно наблюдается непосредственно возле плотины, а затем зона углубления распространяется вниз по течению. Ниже Фархадской плотины на Сыр-Дарье размыв с 1946 по 1951 г. распространился на протяжении 250 км, причем снижение дна местами достигло 80 см (Алтунин, 1952). На р. Колорадо ниже Боулдер-Дэм размыв распространился на десятки километров и, начиная с 1 февраля 1935 г., в течение 1049 дней на 100-километровом участке было вынесено 13 876 тыс. м<sup>3</sup> при максимальной глубине размыва до 6 м (Stevens, 1939). Влияние водохранилища затем сказалось даже на углублении рукавов дельты. Подобное же явление отмечалось и в среднем течении Рио-Гранде. Каньонобразное углубление русла затруднило обводнение поймы, которая и без того вышла из области разливов вследствие уменьшения высоты половодья, зарегулированного водохранилищем.

Отмирание русла наблюдается тогда, когда потери воды в водохранилище (испарение и фильтрация, расход на хозяйственные нужды) настолько увеличиваются, что поток ниже плотины перестает доходить до приемного бассейна и образует сухую дельту. Усиленная эрозия ниже плотины наблюдается и в этом случае, но зона углубления распространяется вниз на ограниченное расстояние только в первые годы после постройки плотины. Подобные процессы можно наблюдать в низовьях небольших рек Средней Азии.

Крупное водохранилище, лежащее выше впадения одного или нескольких больших притоков, оставшихся в незарегулированном состоянии, вызывает особенно сложные изменения руслового режима. Снижение уровня половодья и повышение меженного уровня главной реки способствуют образованию спада в половодье и подпора в межень в приустьевых частях притоков, впадающих ниже плотины. В то же время поток главной реки в нижнем бьефе испытывает, вследствие воздейст-

вия притоков, подпор во время половодья, тогда как в межень его уклон несколько увеличивается.

Так, на Волге с 1941 г., после введения в строй Рыбинского водохранилища, расход воды в половодье значительно уменьшился (за счет накапливания ее в водохранилище), вследствие чего высота половодья непосредственно ниже г. Щербакова обычно не превосходит уровня средней межени. От водохранилища вниз по течению волна половодья повышается за счет поступления полых вод из притоков. Ниже устья Камы половодье почти достигает прежнего уровня. Наиболее ощутимые изменения гидрологического режима произошли на участке от г. Щербакова до г. Горького, где падение продольного профиля водной поверхности увеличилось на 0,5-0,7 м в межень и уменьшилось на 6,5-7,5 м в половодье. Падение притоков, впадающих на этом участке, увеличилось от 2 до 7 м в половодье и уменьшилось на 0,5-1,2 м в межень. Непосредственно ниже плотины поток свободен от транзитных наносов (осевших в водохранилище), но мутность воды быстро восстанавливается – частично вследствие размыва дна ниже плотины, а главным образом вследствие усиления выноса из притоков, энергично эродирующих свое русло в период половодья. В связи с уменьшением транспортирующей способности потока (вызванного уменьшением неравномерности стока и подпором притоками в период весеннего половодья) в русле Волги от Кинешмы до Горького происходит накопление наносов. Аккумуляция заметно сказалась на повышении уровней при средне высоких горизонтах воды. Так, расход 1500 м<sup>3</sup>/сек проходил в 1938-1940 гг. при следующих уровнях на водомерных постах: Кинешма 100-160 см, Чкаловск 210-300 см, а в 1949-1952 гг. соответствующие уровни были 150-180 и 240-320 см.

Одновременно произошло изменение и других факторов руслообразования. В частности, радикально изменился ледовый режим. Ниже водохранилища образуются большие полыньи, способствующие увеличению шуги в потоке и образованию зажоров на перекатных участках. Характерным является еще и то, что пойма перестала заливаться половодьем; влияние широких весенних разливов на руслообразование прекратилось. Комплексное воздействие перечисленных явлений способствовало значительным изменениям в ходе руслообразующих процессов. Последствия этих изменений начинают выявляться только теперь, так как верхняя Волга характеризуется высоким значением числа Лохтина и замедленностью русловых деформаций.

При заполнении Цимлянского водохранилища весьма интенсивная эрозия происходила в низовьях Сев. Донца. Выносы этой реки образовали весной 1952 г. массивную мель, непосредственно против устья перекрывающую фарватер Дона и создавшую значительные затруднения для судоходства. Выше впадения Сев. Донца вплоть до плотины произошли заметные изменения рельефа перекаатов. Высота гребней перекаатов заметно снизилась, тогда как в плесах отложился слой наносов мощностью 1-2 м.

Водохранилища малой емкости, сравнительно быстро заполняющиеся наносами, вызывают временное изменение продольного профиля реки ниже плотины. Сначала в нижнем бьефе таких водохранилищ наблюдается интенсивный размыв на довольно значительном протяжении, но затем, по мере того как наносы, заполнив некоторую емкость водохранилища, начинают проходить створ сооружения, размыв прекращается и начинается заполнение образовавшейся впадины (Леви, 1948).

Так как за последние годы найдены способы водозабора, обеспечивающие частичную защиту головы канала от поступления придонных наносов, то при значительном разборе воды на орошение происходит перенасыщение наносами речного потока, вызывающее иногда интенсивную аккумуляцию в нижнем бьефе плотины. С.Т. Алтунин (1950) наблюдал подобное явление на Кампырраватской плотине (Кара-Дарья). Из этого водохранилища забирается от 39 до 72% всего расхода реки,

причем канал захватывает только 10% придонных наносов, а 90% сбрасывается в нижний бьеф. С 1940 по 1949 г. в верхнем бьефе плотины осело около 250 тыс. м<sup>3</sup>, а в нижнем бьефе (на участке длиной 2 км) – около 750 тыс. м<sup>3</sup> наносов. Дно реки возле плотины поднялось на 2,5 м.

С другой стороны, длительное перемещение наносов из реки на орошаемые территории способствует заметным изменениям рельефа последних, что, в свою очередь, может сказаться на русловом процессе. Так, пойма Нила вследствие отложения наносов на орошаемых полях повышается в среднем на 10 см в столетие (Stevens, 1939), что является одной из возможных причин роста высоты половодий этой реки, прослеживаемого в течение ряда столетий. По подсчетам А.В. Жигачева (1947), на поверхности третьей террасы долины Вахша ежегодно оседает около 1,5 млн. м<sup>3</sup> наносов, принесенных поливными водами. Уровень террасы на площади 400 км<sup>2</sup> повышается в среднем на 3,5 мм ежегодно.

Некоторые мероприятия, наоборот, способствуют понижению берегов русла и склонов долины, что может иногда вызвать полную потерю русловой формы потока. После дренажа мощных торфяников осадка постепенно приводит к значительному понижению их поверхности. Фаулер (Fowler, 1933) считает, что дренаж и обработка Фэнлендских болот (Англия) вызвали понижение их поверхности, местами достигшее 4,5-5м.

Влияние развития эрозионного рельефа на русловые процессы. Пока осуществляется движение воды, поток всегда переносит некоторое количество твердого вещества. Вследствие этого происходит: а) снижение высоты водораздельных пространств, б) изменение отметок дна долины, в) изменение длины главного ствола реки, г) боковые смещения русла. Перечисленные процессы вызывают постепенное изменение уклона реки и режима стока в ее бассейне. (Последнее происходит вследствие изменения рельефа местности и связанного с этим изменения климата, растительности, почв, склонового стока). Если при этом изменяется и форма долины, то создаются иные условия воздействия ветра на водную поверхность. Кроме того, по мере врезания русла в новые слои пород может меняться число Лохтина, перераспределяться по длине реки приток грунтовых вод и изменяться интенсивность фильтрации.

Мы затронем здесь только часть этого сложнейшего комплекса, рассмотрев вопрос об интенсивности коренных изменений рельефа, вызванных эрозионно-аккумулятивными процессами на площади водосбора.

Скорость снижения высоты междуречных пространств обычно гораздо меньше, чем скорость деформаций рельефа русла. Средняя величина твердого стока с поверхности Русской равнины составляет 0,03 мм в год (Волин, 1946). Слой ежегодного сноса на междуречных пространствах, по-видимому, в несколько раз больше этой величины, так как основная масса продуктов эрозии почв оседает в речных долинах. Для современного периода, вероятно, можно принять средний слой сноса с водораздельных пространств Русской равнины порядка 0,1 мм в год. Средняя величина падения больших рек здесь около 200 м; для того, чтобы средний уклон этих рек уменьшился за счет снижения водоразделов, например, на  $\frac{1}{10}$ , потребуется около 200 тыс. лет. Следовательно, изменение средних гидравлических характеристик больших равнинных рек за счет снижения водораздельных пространств происходит настолько медленно, что при проектировании практических мероприятий этот процесс можно не учитывать.

При изучении истории развития рельефа следует еще считаться с процессами пополнения массы и объема материала, слагающего поверхность междуречных пространств. Масса материала пополняется в результате приноса твердого вещества воздушными течениями, связывания воды, кислорода, азота и углекислоты деятельно-



стью организмов и при процессах химического выветривания, накопления льда и т.п. Образующиеся в результате химического выветривания так называемые «вторичные» минералы имеют больший молекулярный объем и меньший удельный вес, чем минералы «первичных» (изверженных) пород. Увеличение объема вещества происходит также в результате разрушения коренных пород процессами физического выветривания и уменьшения плотности породы после местного переотложения (образования осыпей, аккумулятивных форм эрозионного и эолового рельефа и т.п.).

Количество материала космического происхождения, попадающего на поверхность материков, по-видимому, невелико и существенного значения в «балансе вещества» междуречных пространств не имеет. Так, вес вещества метеоритов, приходящийся в среднем на 1 км<sup>2</sup> территории в год, составляет всего несколько граммов. Заметно больше поступает веществ в результате приноса солей ветром с морей и океанов. Количество солей, поступающих ежегодно на поверхность Русской равнины с атмосферными осадками, составляет несколько тонн на 1 км<sup>2</sup>, увеличиваясь в районах, прилегающих к Каспию, до нескольких десятков тонн (Ковда, 1950).

Еще более существенное значение имеет осаждение пыли наземного происхождения, некоторая часть которой выносится, как показано было выше, со дна долины в непосредственной близости от водораздела. Развалины г. Ольвия, находящиеся на правом берегу р. Буг, погребены под слоем эоловых наносов мощностью 2,2-2,5 м; скорость нарастания этого слоя составила приблизительно 20 см в столетие (Якубов, 1949). В г. Мукдене на могильниках, возраст которых определяется около 2000 лет, накопился слой лёсса мощностью 2 м (Яковлев, 1949). По наблюдениям Б.А. Аполлова, на Каспийском море в 60 км от берега ежегодно отлагается слой эоловых наносов в 0,28 мм.

Прирост высоты водораздельных пространств вследствие накопления органического вещества также может быть достаточно интенсивным, чтобы компенсировать местами смыв потоками. По М.М. Юрьеву (1925-1927), средний прирост сфагнума в лесной зоне составляет около 1,2-1,3 см в год. Так как по мере накопления торфа нижние его слои уплотняются, то о действительной скорости приращения высоты территории можно судить лишь на основании археологических находок. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что средняя скорость повышения уровня торфяных массивов составляет несколько сантиметров в столетие, что превышает среднюю интенсивность смыва на равнинах.

Баланс твердого вещества на водораздельных пространствах еще не изучен, и по этому вопросу было бы преждевременным выносить определенные суждения. Тем не менее имеющиеся наблюдения являются еще одним доказательством того, что понятие о пенеппене в том виде, как его предложил Дэвис, совершенно не соответствует действительности. Равнин, на которых деятельность эрозии прекратилась бы не существует в природе, так как даже при полном отсутствии тектонических движений высота водоразделов, являющаяся «источником энергии» потоков, увеличивается в результате ряда других процессов. Восстановление высоты водоразделов происходит с неодинаковой интенсивностью в разных частях равнины, что способствует непрерывному изменению гидрографической сети и постоянному развитию эрозионного рельефа. Понятие о «конечной стадии» развития эрозионного рельефа есть произвольное допущение.

Изменение длины русла при развитии речных систем происходит сравнительно быстро. Выше мы останавливались на изменениях длины рек, связанных с отмиранием или, наоборот, регрессивным врезанием их верховий. Не менее значительные изменения длины русла происходят и в низовьях, где они вызваны процессом аккумуляции материала, приносимого рекой и течениями в приемном бассейне. Об интенсивности удлинения русла можно судить по следующим примерам.

Годовой средний линейный прирост дельты р. Урал равен 82 м, р. Миссисипи – 80-350 м, р. По – 25-70 м, Сыр-Дарья – 97 м, Куры – 20-30 м.

Удлинение русла в результате наращивания дельты оказывает заметное влияние на направление русловых процессов в низовьях рек. Исследование русловых процессов, связанных с перемещением устья реки, позволило сделать следующие выводы (Маккавеев, 1951):

1. Постепенные изменения характеристик потока в низовьях крупных рек при удлинении русла состоят: а) в повышении уровней половодий; б) в перемещении начала зоны распластывания волны половодья вниз по течению.

2. Параллельно с этими изменениями происходит: а) уменьшение глубины меженного русла вследствие аккумуляции наносов в верхней части зоны распластывания половодья; б) увеличение глубины меженного русла в нижней половине зоны распластывания за счет размыва дна; в) продвижение в море бара, формирующегося в районе нижней границы зоны распластывания; г) наращивание поймы в зоне распластывания волны половодья.

3. В тесной связи с перемещением зон аккумуляции и глубинной эрозии происходит перемещение зон развития и отмирания рукавов и общая перестройка гидрографической сети на территории, прилегающей к низовьям реки.

На Волге средняя скорость изменения отметок продольного профиля в низовьях за последние 70 лет составляет около 1 см в год. На реках, более быстро продвигающих свою дельту в море, интенсивность изменения продольного профиля может быть еще большей. Удлинение русла реки в низовьях необходимо учитывать при анализе руслового режима и проектировании практических мероприятий.

Изменение коренных берегов равнинных рек происходит очень медленно, хотя эти реки сравнительно быстро изменяют очертания пойменных берегов. У больших и средних рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности ежегодное смещение берегов меженного русла вследствие размыва пойменных яров обычно составляет величину порядка нескольких метров. С гораздо меньшей скоростью смещаются коренные берега долины. Так, перемещение правого берега Малой Сев. Двины, который почти на всем протяжении этой реки носит ясные следы интенсивного размыва, в действительности не превышает в среднем 2-3 см в год. Эта величина смещения была установлена нами посредством сличения лоцманских карт, межевых планов и описаний реперов за период с 1850 по 1948 г. Такого же порядка величину смещения правого берега Малой Сев. Двины установил В.П. Амалицкий.

Сравнение профилей нивелировок по створу у г. Балаково позволило нам установить, что слой ежегодного смыва с подошвы правого коренного берега Волги составляет 2,4 см.

В литературе встречаются сообщения о гораздо более быстрых смещениях коренных берегов. В курсе физической геологии И.В. Мушкетова (1924) имеется утверждение о том, что коренной правый берег Волги интенсивно смещается вправо, причем, если судить по примерам с перемещением берега у Казани и у Черного яра, скорость смещения составляет 1 м в год. При значительной высоте правого коренного берега Волги подобная скорость смещения вызвала бы огромное насыщение речной воды наносами. Величина смещения, вычисленная И.В. Мушкетовым, явно преувеличена в несколько раз и основывается, по-видимому, на примерах размыва пойменного берега. По И.С. Шукину (1933), с. Демьянское, расположенное на правом высоком берегу нижнего Иртыша, со времени своего основания (1637 г.) переносилось три раза, и в настоящее время то место, которое село первоначально занимало, соответствует левому низменному берегу. О значительном (примерно на ширину русла) перемещении берега Волги у г. Васильсурска за историческое время сообщает Ф.П. Саваренский (1939). Остается, впрочем, неясным, происходил ли в

обоих указанных случаях размыв коренного берега или подвергалась разрушению прислоненная к берегу толща рыхлых отложений, подобно тому как размывается правобережная аккумулятивная терраса у г. Павловска на Дону, где разрушение берега, имеющего высоту 20 м, действительно происходит довольно интенсивно и в некоторые годы смывается полоса шириной до 3 м. Объем размываемого грунта в районе города достигает 1,5 млн. м<sup>3</sup> в год. Такой же быстрый смыв городской территории наблюдался в Старом Селенгинске, расположенном на террасе долины р. Селенги, сложенной рыхлыми песчано-гравелистыми наносами.

Н.И. Максимович (1901) считает, что коренные берега рек отличаются большой устойчивостью, и приводит данные об исторических памятниках X и XI вв., расположение которых относительно коренных берегов Днепра не изменилось.

Многочисленные находки «культурных» слоев эпохи палеолита (Громов, 1948) свидетельствуют о том, что со второй половины ледникового периода очертание коренных берегов больших и даже многих средних равнинных рек существенно не изменилось. Подавляющее большинство палеолитических стоянок располагается в непосредственной близости от бровки современных берегов рек. Вряд ли поселения того времени устраивались на большом расстоянии от воды и сохранились только благодаря этому обстоятельству. На некоторых участках рек (например, средний Днепр) стоянки обнаружены на обоих берегах, что является уже бесспорным доказательством относительной стабильности основных очертаний долины. Этот вывод, конечно, нельзя распространять на реки предгорных равнин, где вследствие местных особенностей русловые процессы способствуют интенсивному изменению конфигурации всей долины.

### **ЗОНАЛЬНОСТЬ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ**

Интенсивность изменения мезорельефа речного русла в значительной мере обусловлена характером гидрологического режима, а так как последний зависит от климата, то русловые процессы в такой же мере зональны, как и другие географические процессы. Зональность накладывает свой отпечаток не только на интенсивность русловых процессов, но и на внешние особенности форм речного рельефа. Так, например, реки Средиземноморья имеют русло, сильно расширенное бурными паводками. Река Ардеш при 2200 км<sup>2</sup> водосбора имеет ширину 280 м и р. Ерье при площади водосбора 875 км<sup>2</sup> – 130 м. Русла этих рек загромождены наносами и плохо ограничены низкими, постоянно размываемыми берегами. Поймы почти не отличаются от коренного русла по характеру отложений (Parcdé, 1933).

Реки лесной зоны Русской равнины, имеющие относительно плавный ход уровней с фазой длительной и устойчивой межени, характеризуются более узким и глубоким меженим руслом, четко отделенным от поймы.

Индивидуальные особенности русловых процессов в каждой физико-географической зоне пока еще трудно выразить точными параметрами или морфологическими схемами. Все же не вызывает сомнения, что такие факторы, которые непосредственно или косвенно влияют на руслообразование, как растительность, интенсивность деятельности высших звеньев гидрографической сети, неравномерность речного стока, ледовые явления и некоторые другие, тесно связаны с общими особенностями той или иной зоны. Поскольку вопрос о зональности первых двух упомянутых факторов рассматривался в предыдущей главе, здесь мы ограничимся только описанием характерных зональных изменений степени неравномерности стока и ледовых явлений.

Неравномерность стока рек в различных географических зонах. Особенно отчетливо обнаруживается зональность в режиме стока на примере рек Русской равнины. Большая площадь этой равнины, отсутствие резких различий в рельефе и сравнительно слабое развитие карста, при отличной изученности гидрологического режима рек, позволяют достоверно оценить влияние зональности.

Изменчивость годового стока, т.е. отклонения годового стока от средних многолетних его значений, на территории Русской равнины в общем правильно увеличивается с севера на юг. Коэффициент вариации годового стока в среднем для рек лесной зоны равен 0,25, для рек степной полосы – 0,5-0,6, а на крайнем юго-востоке равнины достигает 0,6-0,9.

Изменчивость внутригодового стока наибольшая на крайнем юго-востоке Русской равнины. В лесной зоне, особенно в ее западной части, внутригодовое распределение стока наиболее равномерное. В зоне лесотундры и особенно тундры изменчивость стока снова возрастает.

Таким образом, между неравномерностью годового стока и неравномерностью внутригодового стока нет тесной связи. Объясняется это тем, что последняя в гораздо большей степени зависит от характера растительности на территории водосбора, чем первая.

Вечная мерзлота заметно влияет на неравномерность стока. Весеннее половодье рек в зоне распространения вечной мерзлоты мало отличается от половодья рек степной зоны по продолжительности и высоте подъема воды. Зимняя и летняя межени отличаются крайней маловодностью.

Если судить по характеру кривых связи между уровнем и расходом воды, то из рек Русской равнины наименьшей устойчивостью русла отличаются малые и средние реки степных и полупустынных районов (Скородумов, 1948), т.е. реки с относительно большой неравномерностью стока.

Реки с резко неравномерным стоком обычно имеют более сложный рисунок русла, характеризующийся неправильными формами излучин, обилием рукавов и заводей. Особенно характерна для этих рек широкая полоса лишенных растительности прирусловых отмелей, обнажающаяся при низких уровнях воды. Эта полоса является ареной эоловых процессов, которые (как упоминалось выше) энергично проявляются не только в долинах рек пустынной и степной зон, но и в долинах Крайнего Севера.

Реки субтропических и тропических зон, имеющие преимущественно дождевое питание, также отличаются значительной неравномерностью стока. Особенно повышается неравномерность стока в областях пересеченного рельефа, тогда как при снеговых половодьях значительная пересеченность рельефа, наоборот, способствует зарегулированию весеннего стока.

Дальний Восток, Приамурье и особенно Приморье являются областями интенсивных летних и осенних дождей. В июле, августе и сентябре в Приморье выпадает около 70% годовых осадков. Подъемы уровня рек в это время быстрые, и нередко наводнения достигают больших размеров. Огромные прирусловые отмели обнажаются в начале лета, летние паводки задерживают зарастание этих отмелей, сокращая вегетационный период.

Реки саванн и даже тропических лесов также характеризуются крайне неравномерным стоком. Например, р. Рио-Негро (приток р. Уругвай) в створе у г. Боннета, где площадь водосбора составляет 38 000 км<sup>2</sup>, за период с 1909 по 1932 г. имела минимальный расход воды 20 м<sup>3</sup>/сек, а максимальный – 9000 м<sup>3</sup>/сек при среднегодовом расходе 444 м<sup>3</sup>/сек, причем амплитуда уровней достигала 18 м. Бассейн этой реки получает осадков от 900 до 1400 мм. Река Камьянгоранг (бассейн оз. Рудольфа), площадь водосбора которой расположена приблизительно между 1° 30' и 2° 30'

с. ш., во время сильных тропических ливней поднимает уровень, на 7 м в течение нескольких часов. В ущелье Турквелла мутные воды этой реки образуют поток глубиной свыше 27 м; но в середине сухого сезона несколько ниже ущелья у Капутиры река представляет собой узкий, почти пересыхающий поток, извивающийся между обширными отмелями.

Неравномерность стока рек тропического и субтропических поясов способствует весьма быстрой изменчивости их русла, характерной особенностью которого являются массивные песчаные или галечные отмели и косы, выступающие на большую высоту над меженным уровнем воды, а также большое число рукавов.

Два основных фактора, определяющих значение ледовых явлений в русловом режиме, – продолжительность периода ледостава и толщина льда – изменяются в зависимости от географической широты и континентальности климата. Если на реках Франции ледостав отмечается как редкое явление, то на среднем Рейне он наблюдается в среднем 17 дней в году, а на Волге у Камышина – 154 дня.

Соответственно с длительностью периода ледостава изменяется роль зимней межени в процессах руслообразования. Если на Днестре, нижнем Днепре и нижнем Дону характер зимней межени мало сказывается на режиме русла, то на Печоре уровни ледостава и толщина льда заметно влияют на высоту гребней перекатов в последующую летнюю межень: чем ниже уровень ледостава и мощнее лед, тем больше глубина на перекатах в последующую навигацию.

Толщина льда к концу зимы определяет глубину погружения плавающего льда, а также влияет на среднюю массу отдельной льдины при весеннем ледоходе. Средняя толщина льда на реках Русской равнины изменяется в зависимости от широты более чем в два раза. Если проследовать по 52° в. д., определяя толщину льда по карте Ф.И. Быдина (1933), то от северного берега Каспийского моря до 48° с. ш. мы не встретим толщины льда, превышающей 40 см, от 48 до 56° с. ш. толщина льда возрастает до 70 см, от 56 до 64° с. ш. до 95 см и севернее 64° превосходит 100 см.

На характер ледовых явлений большое влияние оказывает также степень устойчивости отрицательных температур в течение зимы. Например, у рек северо-западной части Русской равнины вследствие зимних оттепелей наблюдаются подвижки ледового покрова и всплывание значительных масс донного льда, являющихся, в свою очередь, причиной образования небольших, но частых заторов и зажоров. Весенний ледоход на этих реках проходит относительно спокойно и не производит сильных разрушений русла, однако зимние подвижки льда, зазоры вследствие частой повторяемости могут привести к ощутительным изменениям руслового рельефа.

В северо-восточной части равнины прочный лед на всю зиму покрывает речной поток. Режим больших рек при ледоставе характеризуется фазой продолжительной спокойной зимней межени, в течение которой постепенно сглаживаются отдельные неровности нижней поверхности льда, образовавшиеся в период замерзания, рассыивается или уплотняется и оседает слагающая зазоры масса шуги, фарватер реки на перекатах заметно углубляется. В общем течение становится более равномерным, чем в летнюю межень. Зато в весенний период идущие по реке сплошной массой большие и прочные льдины разрушают берега, вспахивают поверхность поймы и переносят на далекие расстояния вмержшие или попавшие на поверхность льдин предметы. Образуются огромные зазоры, вследствие которых поток половодья имеет весьма неустановившийся и неравномерный характер.

На размыв берегов и боковую эрозию рек сильно влияют также процессы, связанные с оттаиванием вечной мерзлоты и погребенного льда под воздействием речной воды. Так, на р. Омолон (приток Колымы), по свидетельству Б.В. Зонина (1931), изменчивость русла в значительной мере связана с процессами оттаивания мерзлого

грунта и слоев погребенного льда. Например, на 35-43 км от устья, где тянется 15-метровой высоты обнажение «гала» (мерзлого ила с прослойками льда), разрушение берега в летнее время происходит буквально на глазах.

Ледовый режим горных и полугорных рек в значительной степени отличается от ледового режима равнинных рек. Обилие внутриводного льда весьма характерно для рек с быстрым течением; зажоры образуются чаще, но не отличаются устойчивостью. Замерзание происходит неравномерно; полыньи на отдельных быстринах и возле мест интенсивного притока грунтовых вод сохраняются нередко всю зиму. Часто встречаются наледи и ледяные «конусы выноса» небольших ручьев. Разрушительный ледоход в горных реках – сравнительно редкое явление; невысокий, медленно наступающий весенний паводок нередко оставляет особенно массивные скопления льда таять на месте.

### РУСЛОФОРМИРУЮЩИЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

При исследованиях процессов руслообразования всегда необходимо определять количественную характеристику гидравлических элементов потока. В каналах с неразрываемым правильным руслом, пропускающим строго зарегулированный сток, определение гидравлических характеристик потока не вызывает существенных затруднений, в естественном же русловом потоке (глубина, уклон и скорость течения которого непрерывно изменяются как по длине потока, так и во времени) определение гидравлических характеристик встречает ряд трудностей, непреодолимых в полной мере при современном состоянии теории руслового процесса.

Для гидротехнических расчетов часто применяется так называемый «руслоформирующий» расход воды, под которым понимают такой расход, который в течение некоторого отрезка времени (обычно – гидрологического года) оказывает наиболее существенное воздействие на русло по сравнению с другими наблюдавшимися за это время расходами. Достаточно обоснованного способа определения руслоформирующего расхода до сих пор не предложено. Некоторые авторы, полагая, что русло реки в основном формируется половодьем, совершенно игнорируют работу меженного потока и принимают в качестве руслоформирующего расход, соответствующий максимальному уровню. Н.С. Лелявский (1904), наоборот, считал, что половодье только разрушает рельеф русла, формирующийся в основном меженными водами.

Большинство гидротехников в настоящее время принимает в качестве формирующего расход, соответствующий уровню воды, равному высоте бровок пойменных яров. Такое допущение сделано, например, при выводе широко применяющихся в практике регулирования рек формул Разина. Обосновать это допущение пытался В.Г. Глушков (1925), утверждавший, что для активного формирования русла необходимо определенное соотношение между глубиной и шириной потока. При разливе половодья на пойме, по мнению В.Г. Глушкова, наступает «пассивное» состояние потока, не отражающееся существенно на формировании русла. Однако совершенно непонятно, почему живая сила потока, проходящего по основному руслу, обязательно убывает при поднятии уровня воды выше поверхности поймы. Такое явление вообще возможно (Железняков, 1950), но оно наблюдается редко. Во всяком случае максимальные расходы воды оказывают весьма существенное влияние на руслообразование, и нередко приходится наблюдать, что основные контуры фарватера определяются именно в периоды наиболее высоких половодий. С другой стороны, меженный поток вследствие длительности периода его воздействия также

оказывает на формирование русла значительное влияние, которое нельзя игнорировать полностью.

Более обоснованную попытку определения руслоформирующего расхода сделал Шаффернак. Опираясь с уравнением влекущей силы (произведение глубины на уклон), он определял тот уровень воды, на который в годовом цикле приходится максимальная величина влекущей силы. Так, на Дунае у Муссдорфа максимум влекущей силы соответствовал уровню, имеющему обеспеченность 7,5 дней в году, т.е. близкому к максимальному. Несколько иначе пытался разрешить эту задачу Людин (Ludin, 1932), который считал, что руслоформирующий расход должен быть эквивалентным всем расходам, наблюдавшимся в течение года. Приняв линейную зависимость между жидким и твердым расходами, он пришел к выводу, что руслоформирующий расход соответствует среднегодовому расходу воды.

Методы определения формирующего расхода, предложенные Шаффернаком и Людиным, нельзя признать верными, но сама мысль об использовании такого показателя, как твердый сток, не вызывает возражения, так как расход, оказывающий в течение годового цикла максимум механического воздействия на ложе реки, должен, по-видимому, оставлять в рельефе русла наиболее существенные следы по сравнению с другими расходами. Не следует забывать, что наносы, транспортируемые потоком, постоянно обмениваются материалом с руслообразующим аллювием и чем больше содержание наносов в потоке, тем (при прочих равных условиях) с более ощутимым результатом в отношении формирования аккумулятивных форм рельефа происходит этот обмен.

Тем не менее следует сразу же предостеречь от придания понятию «руслоформирующий расход» исключительного значения. Когда мы исследуем детали рельефа речного ложа, то убеждаемся, что каждый прошедший по руслу расход воды является руслообразующим, так как на одном и том же участке реки нередко встречаются как бы вложенные одна в другую формы, обязанные своим возникновением потокам различной мощности. Иногда, например, можно совершенно отчетливо наблюдать излучины, по которым следует стрежень потока в половодье, и изгибы меженного русла, по которым следует поток при низких уровнях, вследствие чего на одном участке реки рисунок русла для низких и высоких уровней воды получает совершенно различный характер. Кроме того, непосредственные измерения твердого стока равнинных рек показывают, что даже в низкую межень поток все же переносит некоторое количество наносов, суммарный объем которых может быть довольно значительным вследствие продолжительности меженного периода. Можно говорить лишь о некотором диапазоне расходов воды, при которых происходят наиболее существенные изменения русла. Среднее значение этого диапазона мы и будем в дальнейшем называть «руслоформирующим расходом».

В наших предыдущих работах (Н. Маккавеев, 1949а, 1949б) было установлено, что на величину руслоформирующего расхода оказывают влияние годовой ход расходов, степень устойчивости русла и тип связи между уклоном и уровнем воды.

Мощное и продолжительное половодье рек лесной зоны, несомненно, влияет больше на форму русла, чем сравнительно кратковременное половодье рек лесостепной зоны. В зоне степей работа потока в межень вследствие ее крайней маловодности также очень слабо воздействует на формирование русла по сравнению с половодьем.

Устойчивость русла оказывает косвенное, но существенное влияние на руслоформирующий расход. Чем крупнее руслообразующий аллювий, тем (при прочих равных условиях) меньшее воздействие на русло оказывают меженные расходы воды и тем выше относительная роль паводков. М.А. Великанов (1948а) установил,

что в горных реках вследствие крупности их аллювия меженьный поток почти не участвует в формировании русла.

Для рек с очень малым числом Лохтина и сравнительно небольшой амплитудой уровней понятие о формирующем русло расходе мало применимо, особенно при анализе аккумулятивных форм мезорельефа. Последние настолько быстро изменяются при колебаниях расхода воды, что поток при низких уровнях уничтожает то, что сформировал поток в паводок, и наоборот. Такова особенность руслоформирования, например, Аму-Дарьи, где частые изменения уровня воды, значительные скорости течения и мелкий аллювий являются причинами того, что более или менее устойчивые излучины и перекаты образуются в очень редких случаях.

Влияние типа связи между уровнем и продольным уклоном на руслоформирующий расход также может быть очень существенным. На тех участках русла, где уклон с повышением уровня растет, руслоформирующий расход больше, чем на участках с противоположным типом связи между уровнями и уклонами. Для участков рек с увеличенным значением формирующего расхода характерны более плавные и правильные формы русла, чем для участков с пониженным значением руслоформирующего расхода.

Изложенные выше закономерности в полной мере справедливы в тех случаях, когда русло реки формируется в основном механическими воздействиями. У рек, текущих в скальных берегах, но имеющих относительно небольшое падение, на русловые процессы заметное влияние оказывают другие формы эрозии. На равнинных реках, пересекающих массивы известняковых, гипсоносных и соленосных пород, нередко приходится встречать огромной глубины плесы и омуты, на дне которых не обнаруживаются следов размыва даже при пике половодья и образование которых, по-видимому, связано с выщелачиванием пород. Связь глубины плесов с залеганием известняковых пород отметил для рек Айдырля и Сундова (Урал) Т.Н. Спижарский (1948). Влияние растворимости пород на глубину местного вреза русла отмечал для некоторых рек Якутии А.А. Григорьев (1931). Механическая эрозия, несомненно, не характеризует полностью работу потока по формированию русла, однако определение роли химической эрозии в руслообразовательном процессе пока является весьма сложной задачей, для разрешения которой не собрано еще необходимых данных.

Приближенный способ определения руслоформирующего расхода. Примененный нами метод определения руслоформирующего расхода основывается на использовании уравнения, связывающего твердый расход с двумя гидравлическими параметрами потока: расходом воды и продольным уклоном. Порядок расчета приведен ниже:

1. Весь диапазон расходов воды, наблюдавшийся на данном створе реки, разделяется на ряд равных интервалов.
2. Определяется вероятность каждого интервала расходов в течение годового цикла.
3. Определяется среднее значение уклона, соответствующее каждому интервалу расходов, для чего составляются кривые связи между уклонами и расходами воды.
4. Определяются для каждого интервала расходов воды значения произведения  $Q^m PJ$ , где  $Q$  – среднее значение расхода данного интервала и  $m_1$  – параметр, величина которого для равнинных рек равна 2;  $P$  – вероятность расходов данного интервала в течение рассматриваемого периода.

Максимальные величины полученных произведений соответствуют тем диапазонам расхода воды, при которых происходит наиболее существенное формирование русла. Расчеты указанным способом проведены для нескольких створов разных рек Русской равнины. Результаты подсчетов сведены в табл. 22.



Проведенные подсчеты позволят сделать следующие выводы.

1. У рек Русской равнины, за редкими исключениями, наблюдаются два диапазона руслоформирующих расходов; один из них соответствует приблизительно среднему многолетнему максимуму половодья (1-6% обеспеченности), второй – несколько выше среднегодового расхода (25-45% обеспеченности).

2. Первый из указанных диапазонов расхода воды проходит примерно при уровне, соответствующем высоте бровок поймы, второй – высоте поверхности песков, слагающих побочни перекатов. По-видимому, ступенчатость поперечного профиля русла связана с тем, что его составляют в основном два типа морфологических образований, один из которых связан с деятельностью потока в половодье, второй – с деятельностью потока при уровне средне высокой межени. Очень высокие половодья вследствие непродолжительности их действия и низкая межень вследствие маломощности потока в формировании рельефа русла имеют второстепенное значение.

Т а б л и ц а 22

**Руслоформирующие расходы рек Русской равнины**

Река и пункт наблюдения	I максимум		II максимум		Отношение величин твердого стока I и II максимумов
	расход воды, м <sup>3</sup> /сек	% обеспеченности	расход воды, м <sup>3</sup> /сек	% обеспеченности	
Печора – Оксина	21000	1,0	5000	28,5	0,9
Сухона – Тотма	1400	6,0	-	-	-
Сев. Двина – Абрамково	10800	3,0	2400	26,0	1,9
Сев. Двина – Усть-Пинега	18000	3,0	3300	27,0	2,0
Волга – Вязовые	28800	0,5	2800	33,4	1,4
Волга – Куйбышев	24000	6,0	6000	35,8	1,7
Волга – Сталинград	36000	2,4	8800	27,0	1,9
Ветлуга – Воскресенское	1200	4,0	200	34,0	2,7
Днепр – Киев	4000	6,5	900	44,5	0,9
Днепр – Кременчуг	9000	1,0	2000	28,0	0,3
Ока – Касимов	8200	0,6	600	28,0	0,8
Дон – Казанская	3100	1,5	350	17,5	1,9
Дон – Калач	8000	1,2	Не выражен		-

3. Реки, получающие основной объем стока из лесной зоны, характеризуются преобладанием работы половодья над работой межени. В реках, получающих основной объем стока из лесотундры и лесостепи, наблюдается обратное соотношение. В частности, представляет интерес то обстоятельство, что для среднего Днепра

подтверждается положение Н.С. Лебявского (1904) об относительно слабом влиянии половодья на формирование русла. В степных реках вследствие маловодности межи ее влияние на руслообразование небольшое.

4. В низовьях рек значение формирующих расходов повышается (ср. на Волге – Куйбышев и Сталинград, на Сев. Двине – Абрамково и Усть-Пинегу), что связано не только с увеличением продолжительности половодья, но главным образом со значительным возрастанием уклона в период стояния высоких вод и уменьшением уклона в межень.

Увеличение крупности аллювия, как отмечалось выше, способствует увеличению относительного значения половодья в руслоформировании. В уравнении твердого расхода  $R = A Q^{m_1} J$  величина показателя степени  $m_1$  с увеличением крупности аллювия возрастает, что особенно ясно прослеживается при сравнении равнинных и горных рек или при сравнении различных участков горных рек, находящихся на неодинаковом расстоянии от верховья.

Меняя значение параметра  $m_1$ , мы можем судить о том, в каком направлении изменяется руслоформирующий расход, если на данном участке реки крупность аллювия увеличивается. Подобный анализ проведен для Киевского створа Днепра (табл. 23).

Начиная с величины  $m_1 = 3$ , влияние межи на формирование русла становится совершенно ничтожным, и в эпюре твердого стока появляются два максимума, соответствующие один – уровню высокого половодья, второй – уровню средне-высокого половодья. При увеличении значения  $m_1$  до 4 влияние уровня высокого половодья становится особенно значительным.

Результаты этого анализа показывают, что эмпирические формулы, выведенные для одного из типов рек, нельзя применять для рек другого типа: коэффициенты таких формул должны существенно меняться в зависимости от годового хода расходов и характера наносов.

Т а б л и ц а 23

**Изменения руслоформирующих расходов воды при увеличении показателя степени  $m_1$  в уравнении твердого стока**

$m_1$	I максимум		II максимум	
	расход воды, м <sup>3</sup> /сек	% обеспеченности	расход воды, м <sup>3</sup> /сек	% обеспеченности
2	4000	6,5	900	44,5
3	9400	0,6	4500	5,1
4	9400	0,6	6100	1,8

Для приближенных расчетов можно применять эквивалентный расход, т.е. расход воды, работа которого по транспортированию наносов равна в среднегодовом разрезе сумме работ фактических расходов воды. Для равнинных рек в качестве приближенной величины эквивалентного расхода может быть принята средняя квадратическая действительных расходов воды.

В табл. 24 приведены средние многолетние значения эквивалентного расхода для нескольких рек СССР, определенные графическим методом (путем планиметрирования гидрографов, построенных по квадратам фактических многолетних расходов).

Изменения продольного уклона при колебаниях уровня воды не учитывались. Из приведенных данных видно, что обеспеченность эквивалентных расходов у рек Русской равнины составляет 19-20%, тогда как у рек Сибири обеспеченность возрастает до 25%. Таким образом, даже такой приближенный показатель, как эквивалентный расход, неодинаков у рек с различным типом гидрологического режима.

Т а б л и ц а 24

**Средние многолетние значения эквивалентных расходов воды**

Река и пункт наблюдения	Средний годовой расход, м <sup>3</sup> /сек	Эквивалентный расход	
		м <sup>3</sup> /сек	% обеспеченности
Сев. Двина – Абрамково	2450	3030	20
Сев. Двина – Усть-Пинега	3950	5420	20
Вычегда – Сыктывкар	708	990	19
Сухона – Тотьма	370	485	19
Кама – Молотов	1840	2420	21
Белая – Уфа	832	1200	19
Днепр – Киев	1500	1850	20
Припять – Мозырь	408	483	20
Десна – Чернигов	308	391	20
Березина – Бобруйск	127	143	20
Обь – Новосибирск	720	2580	24
Енисей – Красноярск	3600	4220	25
Лена – Усть-Кут	382	480	25