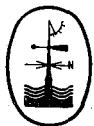

Н.Б.Барышников

И.В.Попов

Динамика
русловых потоков
и русловые процессы

*Допущено
Государственным комитетом СССР
по народному образованию
в качестве учебного пособия
для студентов вузов,
обучающихся по специальности
«Гидрология суши»*



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1988

524
УДК 556.536

Рецензенты: кафедра гидрологии суши Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (д-р геогр. наук, проф. Р. С. Чалов)
Государственный гидрологический институт (д-р техн. наук, проф. К. В. Гришанин, д-р техн. наук Б. Ф. Смищенко)

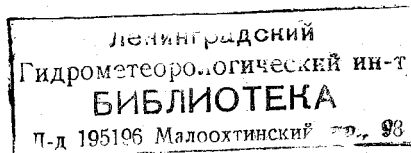
Ответственный редактор: д-р техн. наук М. С. Грушевский

Рассматриваются внутренняя структура турбулентного потока, методы расчета полей скоростей и сопротивлений, а также пропускной способности русел различных форм сечений. Приведены современное состояние теории движения наносов и методы расчетов расходов наносов. Изложены два аспекта теории русловых процессов: гидродинамический и гидроморфологический и их применение к расчету русловых деформаций, возникающих под воздействием различных типов гидротехнических сооружений.

Учебник предназначен для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов. Он может быть полезен специалистам, работающим в области гидрологии, водного хозяйства, мелиорации, речной гидравлики и гидротехники.

The text-book «Dynamics of streams and fluviomorphological processes in rivers» by N. B. Baryshnikov and I. V. Popov deals with the inner pattern of turbulent flow and methods for calculation of turbulent velocity fields and resistance as well as conveyance estimates relating to different bed cross-sections. It describes the present-day state of the theory of bed load movement and techniques of sediment discharge assessment. Two aspects of the channel flow process theory — hydrodynamical and hydromorphological — are outlined, with emphasis laid on their application to the analysis of river bed deformations occurring under the influence of various kinds of hydrotechnical structures.

The text-book is intended for students of hydrology at hydrological educational establishments and at geographical faculties of universities. It may also be useful to specialists in hydrology, water management, melioration, river hydraulics and hydrotechnics.



Б 1805040700—162 34-87
069(02)-88

ISBN 5—286—00012—6

© Гидрометеоиздат, 1988 г.

Предисловие

С момента выхода в свет учебника В. Н. Гончарова «Динамика русловых потоков» прошло почти 25 лет. За этот период отдельные направления данной дисциплины интенсивно развивались. Выполнен большой объем теоретических, лабораторных и натурных исследований, что позволило по-новому подойти к решению ряда принципиальных вопросов и фактически создать новые направления в их трактовке. В частности, создана гидроморфологическая теория русловых процессов, что повлекло за собой изменение названия курса. Теперь он называется «Динамика русловых потоков и русловые процессы». Ряд разделов курса авторам пришлось практически создавать заново, а некоторые из них — несколько модернизировать.

Несмотря на большой объем исследований по данной дисциплине, выполненный за 25-летний период как в СССР, так и за рубежом, многие вопросы так и не нашли своего окончательного решения. Наличие нескольких подходов к их решению, основанных на различных допущениях при решении уравнений гидромеханики, привело к получению разноречивых результатов и, как следствие, к дискусионности решений этих проблем. В частности, особенно остро стоит вопрос о происхождении и методах расчета параметров донных гряд, теории движения наносов и ряда других вопросов. Все это в значительной мере затрудняет изложение материала, а небольшой объем учебника не позволяет авторам углубиться и детализировать различные концепции.

Главы 1, 2, параграфы 3.1—3.3, 4.5, 4.6, 4.8, 4.9 написаны Н. Б. Барышниковым, параграфы 3.4—3.14, 4.4, 4.7 — И. В. Поповым, введение, параграфы 4.1—4.3 и 4.10 — совместно обоими авторами.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам кафедры гидрометрии ЛГМИ Т. В. Даниловой, Л. В. Матыгулиной и Т. В. Перовой и отдела русловых процессов ГГИ Э. А. Кондитеровой за помощь в подготовке рукописи.

Введение

В комплексе дисциплин, являющихся составными частями гидрологии суши, динамика русловых потоков и русловые процессы занимают особое место, так как они изучают внутреннюю структуру потоков, процессы формирования и перемещения наносов, русловые процессы в их естественном состоянии и с учетом антропогенного воздействия. Основными задачами данной дисциплины является совершенствование теории русловых процессов, разработка методов их расчета и прогноза в естественных условиях и при антропогенном воздействии, построение полей скоростей потоков, оценка сопротивлений их движению в руслах различных форм сечений, разработка теории перемещения наносов и методов расчета их расходов. Разработка этих вопросов позволяет рационализировать сложные и дорогостоящие измерения гидравлических параметров потоков и расходов наносов, особенно в паводочные периоды.

Решение этих задач необходимо для научного обоснования строительства различных гидротехнических сооружений и водохозяйственных объектов, особенно при реализации крупномасштабных проектов преобразования водных ресурсов, путем использования всех основных методов исследований — теоретического анализа, натурных изысканий, физического и математического моделирования. Научное обоснование в первую очередь требуется для выбора оптимальных мест размещения сооружений, их конструкций и систем защиты от неблагоприятных воздействий руслового процесса.

Динамика русловых потоков и русловые процессы находятся на стыке ряда наук, являясь составной частью гидрологии суши и гидравлики. Эта наука использует теорию и методы в первую очередь таких сопредельных дисциплин, как гидромеханика, геоморфология, гидрология, механика грунтов, теория надежности и устойчивости, теоретическая механика и др.

Следует отметить, что уже несколько веков гидромеханика, а применительно к воде — гидравлика занимаются исследованиями законов движения жидкости. В этих науках вскрыты и обоснованы строгие закономерности, на основе которых полу-

чено решение многих общих и частных задач. Однако, если попытаться перенести эти законы на реки, то оказывается, что получить для них таких строгих решений пока не удалось. Это обусловлено тем, что все законы гидромеханики и гидравлики выведены из условий неподвижности граничных условий. Реки же характеризуются постоянной изменчивостью граничных условий, обусловленных подвижностью русел и пойм. Изменения русел и пойм происходят по своим специфическим законам, так как они зависят от ряда природных факторов, изучаемых в смежных науках, таких как геоморфология, гидрология, механика грунтов и другие, под влиянием которых создаются условия перемещения русел и пойм и вызываемый этими перемещениями эффект.

Изменения морфологического строения речного русла, происходящие под действием текущей воды, называют русловым процессом. Его движущей силой является поток, сущностью — перенос наносов. Таким образом, русловый процесс представляет собой форму транспорта наносов, образующихся на всей площади водосбора реки. Они поступают в реки по сети притоков, ручейковой сети и при разрушении склонов долины.

Следовательно, можно утверждать, что любой участок реки получает заданный ему природными условиями сток наносов, которые поток должен транспортировать вниз по течению. Формы этого транспорта (разновидности морфологических образований в русле и на пойме реки) зависят от рельефа, геологии, водного и ледового режимов, стока взвешенных наносов, режима их поступления, крупности наносов и т. п. В свою очередь размер поступления наносов, их состав и крупность зависят от множества природных факторов: выпадающих атмосферных осадков, уклонов поверхности водосбора, грунтов и их проницаемости, растительности и др. Все это делает русловый процесс сложным многофакторным явлением, которое может изучаться только на основе комплексного подхода. Всякий односторонний подход неправомерен и хороших результатов дать не может.

Таким образом, при решении задач по оценке руслового процесса обязательно следует рассматривать совместно гидравлический и морфологический аспекты проблемы. Иными словами, решение проблемы расчетов и прогнозов руслового процесса требует создания гидравлической теории русловых форм. К сожалению, работа в этом направлении еще не закончена, хотя известны попытки создания теории поведения потока на повороте русла (излучине), грядового движения наносов, условий деления потока на рукава и другие.

Формирование динамики русловых потоков в самостоятельную дисциплину вызвано запросами практики и прежде всего интенсивно развивающегося на внутренних водных путях судоходства. Развернувшаяся в конце XIX и начале XX в. «борьба за глубины» между сторонниками выправления и углубления рек привела к необходимости научного обоснования целого комплекса проблем по речной гидравлике и русловым процессам. Особенно обострились эти проблемы в связи с реализацией ряда неудачных проектов выправления рек. Основная их идея о необходимости использования энергии рек для размыва гребней лимитирующих перекатов является правильной, но недостаточный уровень знания законов, управляющих движением воды и наносов в реках и русловыми процессами, не позволил довести ее до положительных результатов. В то же время использование различных мощных дноуглубительных средств (земснарядов, камнеуборочных машин, землесосов и других) привело к убедительной победе сторонников дноуглубления. «Борьба за глубины» явилась решительным толчком к проведению глубоких научных исследований с целью создания теории русловых процессов.

Между 1892 г. и 1904 г. был проведен ряд съездов русских деятелей по водным путям и ряд международных судоходных конгрессов. На съездах русских деятелей в дискуссиях о способах улучшения судоходных условий зарождались первые научные представления о русловом процессе.

Теория какого-либо процесса прежде всего предполагает наличие четко сформулированных общих положений о нем. В этих общих положениях должны даваться конкретные представления о формах проявления процесса, его движущих силах, факторах, влияющих на развитие процесса. Без этих положений невозможно ни создание математической модели процесса, ни разработка обоснованных и надежных методов его расчета и прогноза.

Инженер-путеец В. М. Лохтин обладал огромным опытом в деле улучшения судоходных условий рек и поэтому был прекрасно знаком с тем, как развивается этот процесс в природе. В 1897 г. он опубликовал первую крупную научную отечественную работу «О механизме речного русла», в которой были заложены научные основы теории русловых процессов.

Основные идеи В. М. Лохтина сводились к следующему. Деформации речных русел и пойм являются непосредственным следствием транспортирования рекой наносов. Действительно, невозможно представить, чтобы в ходе деформаций речных русел и пойм не происходили поступления или изъятия наносов из потока при их размывах и отложениях. Таким образом, морфологические образования в русле и на пойме — это формы, в которых осуществляется транспорт наносов, т. е. их переот-

ложение в процессе перемещения их потоком вниз по течению.

Рассматривая источники поступления наносов, Лохтин приходит к выводу, что основную их часть поток получает со своего водосбора. Количество наносов, поступающих в поток для последующего транспортирования им до водоприемника, по Лохтину, будет зависеть от ската местности (наклоны поверхностей водосбора, определяющие скорости стекания), слагающих их грунтов (определяют состав и крупность наносов) и расходов воды (водности). Следовательно, сток наносов является независимым фактором руслового процесса.

В. М. Лохтин, отлично понимая необходимость изучения движущих сил потока, делает попытку объяснить и сам механизм транспорта наносов. «Имея в своем падении единственную силу для удаления постоянно поступающих в русло засорений (наносов) и ищущая в этой силе недостаток по сравнению с сопротивлением наносов, река как бы экономит ее, сосредотачивая большую ее часть то тут, то там, смотря по тому, где она в данный момент всего больше нужна. При высоких уровнях уклон концентрируется на плёсах, чтобы очистить их от наносов, перейти на спаде воды на перекаты и приступить к сносу отложений, которые временно были оставлены здесь высокими водами за недостатком сил. Таким образом как те, так и другие отдельные участки русла, плёсы и перекаты являются здесь неизбежными и необходимыми орудиями в общем деле влечения наносов».

Первым, кто попытался исследовать скоростную структуру речных потоков, был современник Лохтина, также инженер-путеец Н. С. Лебявский. Он работал над выправлением рек с целью улучшения судоходных условий и имел возможность наблюдать за кинематикой потока на перекатах и плёсах. Именно им были получены схемы течений, резко отличные от бытовавших представлений о параллелоструйности потоков. Н. С. Лебявским были выделены два кинематических фрагмента, названные им «свободным течением на плёсах» и «веерообразно-расходящимся течением» на перекатах, наблюдающиеся на участках верхового их ската. Гидравлика того времени еще не способна была дать объяснения этим сложным явлениям, однако сам факт проникновения в структуру потока свидетельствует о попытках самостоятельного решения задач и понимании того, что, опираясь только на постулаты классической гидродинамики, не вникая в сущность процесса, дать решение невозможно.

Еще более полным проникновением в строение потоков явились исследования Н. Е. Жуковского, относящиеся к началу XX в.

Мировая война задержала развитие естественных наук, в том числе и динамики русловых потоков. Сразу же после Великой Октябрьской революции и особенно после принятия Ленинского плана ГОЭЛРО в Советском Союзе начинается интенсивное изучение рек. В Ленинграде и Москве формируются крупные научные центры. Так, уже в 1919 г. по указаниям В. И. Ленина в Ленинграде был организован Государственный гидрологический институт, а несколько позднее — Всесоюзный научно-исследовательский институт гидротехники им. В. Е. Веденеева. В Москве изучение русловой турбулентности и русловых процессов в основном концентрируются в Московском государственном университете. Именно в этот период бурно развиваются исследования в области динамики русловых потоков, связанные с именами таких ведущих ученых, как М. А. Великанов, В. Н. Гончаров, В. М. Маккавеев, И. И. Леви и другие, разработавших теоретические основы гидродинамического направления динамики русловых потоков и сформировавших их в самостоятельную дисциплину.

Сразу же после создания первого в мире Московского гидрометеорологического института в 1930 г. в нем усилиями М. А. Великанова был создан и прочитан курс лекций, названный им «Динамика русловых потоков». В 1936 г. на их основе, а также на основе курса лекций, прочитанных на физическом факультете МГУ, издано первое учебное пособие по этому курсу, а в 1946 г. опубликован первый учебник «Динамика русловых потоков», подготовленный М. А. Великановым.

Проследившая развитие исследований в области речной гидравлики, или динамики русловых потоков, как называл ее с 30-х годов Великанов, надо отметить работы Н. Е. Жуковского, выдвинувшего гипотезу о существовании в потоке катящихся вихрей эллиптической формы. В последующем она отразилась на создании Великановым новой гипотезы о явлениях макротурбулентности.

Работы Н. С. Лежневского по изучению вторичных течений в лабораторных условиях были в 30-е годы XX в. продолжены А. И. Лосиевским.

Крупные успехи в области гидравлики открытых потоков достигнуты Н. Н. Павловским и Б. А. Бахметьевым, создавшими методы расчета неустановившегося движения. При этом основной задачей ставилось не изучение русловых форм, а вопросы гидравлики сооружений и компоновки гидроузлов ГЭС. С. А. Христианович и И. В. Егизаров распространяют эти методики расчета на неустановившиеся течения. Развиваются методы лабораторного моделирования, теории которого уделяется много внимания, но и в этом случае речь идет о моделировании преимущественно сооружений.

Большой успех гидродинамиков в первой половине XX в. по-

звонил надеяться на возможность оценки руслового процесса расчетным путем на основе применения к нему законов гидродинамики. По этой причине подавляющее большинство исследований в период до середины 50-х годов сводилось к изучению динамики потока, а положения Лохтина оказались в значительной мере забытыми. Достаточно указать, что положение Лохтина о скатах поверхностей бассейна заменялось отнюдь не равноценным понятием продольного уклона реки, положение о наносах как факторе руслового процесса сводилось к гранулометрии ложа потока. Тем самым исчезла сама суть руслового процесса — транспорт наносов и положение о стоке наносов как независимом факторе руслового процесса. Забытое положение Лохтина о независимости стока наносов сыграло отрицательную роль, например, при разработке методики лабораторного эксперимента по воссозданию русловых деформаций. Если соблюдать это положение Лохтина, то на модель следует всегда подавать воду в смеси с наносами, имитируя тем самым их поступление с водосбора. Вместо этого длительное время, во всяком случае до 1957 г., т. е. до III Всесоюзного гидрологического съезда, моделирование проводилось с подачей в лотки чистой воды и форм, подобных натурным, не получалось. На III Всесоюзном гидрологическом съезде имела место дискуссия по этому поводу, в итоге которой было восстановлено положение Лохтина о стоке наносов как независимом факторе руслового процесса, и в наше время лабораторный эксперимент проводится при обязательной подаче на модель смеси воды и наносов и таким путем воссоздаются формы русла, подобные речному.

В предвоенный период остро встали задачи расчета местных размывов в нижних бьефах плотин, у мостовых опор, временных перемычек, оголовков русловыправительных сооружений.

М. А. Великановым высказана мысль о том, что принципы гидравлики и гидромеханики необходимо усложнять учетом наносов, деформаций русла и двухфазностью жидкости. Однако расчеты деформаций основываются только на учете баланса наносов, а формам транспорта наносов уделяется мало внимания. В результате оказывается возможным оценить, будут ли на данном участке преобладать размыв или отложения наносов, но вопрос о том, в какой форме будут наблюдаться эти явления, остается открытым, а следовательно, и решения носят сугубо качественный характер.

В первой половине XX в. появляется ряд исследований движения потока в речной излучине (на повороте русла), делаются попытки теоретического объяснения возникновения здесь

поперечной циркуляции. Необходимость учета наносов вынуждает исследовать движение отдельной частицы наносов. В. Н. Гончаров подробно рассматривает устойчивость донной частицы в турбулентном потоке, скорость ее выпадения в спокойной воде (гидравлическую крупность). Изучаются потери энергии в потоке, вызванные зернистой шероховатостью и грядовым движением наносов. К. В. Гришанин устанавливает связь шагов гряд с шагом вихревой дорожки.

В 1931 г. В. М. Маккавеевым создается диффузионная теория движения наносов. В 1944 г. М. А. Великановым разрабатывается гравитационная теория их движения. В обеих этих теориях транспорт наносов оценивается без учета его структурности, что придает результатам расчета качественный характер. Все эти исследования проходили в условиях острой дискуссии, и разработки практических методов расчета деформаций не дали. Причина этого в неправильной постановке исследований, так как деформации определяются не движением отдельных частиц, а перемещением определенных структурных образований, происходящим по своим законам и под влиянием своих определяющих факторов.

Попытки установления связей руслового процесса с независимыми факторами, лежащими вне законов теоретической гидродинамики, хотя и не носили столь массового характера, как изучение гидравлики потока, все же предпринимались неоднократно. Первым, кто занялся ими, был В. Г. Глушков, который еще в 1924 г. установил связь отношения ширины и глубины русла с составом грунтов. Дальнейшее развитие подобные исследования получили в работах С. И. Рыбкина, М. А. Великанова, С. Т. Алтунина и многих других. В них делались попытки установления зависимостей таких морфометрических характеристик русла, как ширина и глубина, от расходов воды и уклонов. В зависимостях Великанова, имеющих наиболее обобщенный вид, учитывается также и крупность донных отложений.

Сам принцип подхода к построению подобных зависимостей, названных, по предложению Великанова, гидроморфологическими, а именно, неучет чередования размеров русел без учета закономерностей их деформаций, обусловленных различными условиями транспорта наносов (их переотложениями), привел к тому, что и результаты расчетов по ним могли обеспечить лишь грубо осредненные представления о связях размеров речных русел с определяющими их факторами.

Дальнейшим шагом в разработке гидроморфологических зависимостей являлись исследования В. В. Ромашина и В. И. Антроповского, которым удалось показать возможность создания этих зависимостей по типам руслового процесса, т. е. с учетом типичных схем деформаций русел и пойм рек.

Последующее развитие исследований по динамике русловых

потоков и русловым процессам в основном связано с ленинградской и московской научными школами, имевшими хорошую экспериментальную базу, а также с исследованиями в ряде других городов страны (Ташкент, Одесса и др.). Крупные работы были выполнены и в ряде зарубежных стран: США, Англии, Нидерландах, Италии и др.

Именно в этот период трудами как отечественных (М. А. Великанов, В. Н. Гончаров, В. М. Маккавеев, И. И. Леви, Д. И. Гринвальд и др.), так и зарубежных ученых (Г. Эйнштейн и др.) на основе исследований турбулентности русловых потоков заложены основы гидродинамической теории русловых процессов. Однако ограниченные возможности чисто гидравлического подхода, недоучитывающего особенностей морфологии речных русел и пойм, вызвали необходимость создания гидроморфологической теории русловых процессов, развитие которой обусловлено в первую очередь достижениями отечественных (Н. Е. Кондратьев, И. В. Попов, К. И. Россинский, И. А. Кузьмин, Н. И. Маккавеев, Н. А. Ржаницы, Р. С. Чалов и др.) и зарубежных, в основном американских, ученых (Л. Б. Леопольд и М. Ж. Вольман).

Таким образом, сформировалось два аспекта теории русловых процессов — гидродинамический и гидроморфологический, имеющих свои области применения и существенно дополняющих друг друга. Их дальнейшее развитие направлено на создание единой теории русловых процессов, включающей достижения как гидродинамического, так и гидроморфологического аспектов, в частности посредством перехода к разработке гидравлической теории различных морфологических образований.

Одновременно с теорией русловых процессов осуществляется разработка ее наиболее сложной составляющей — теории пойм. В начальный период внимание ученых в основном было сосредоточено на трех ее аспектах: происхождении, классификации и строении пойм. Основные достижения в этом направлении связаны с именами известных русских ученых В. В. Докучаева, В. Р. Вильямса, Р. А. Еленевского, С. Н. Никитина и др. Но только разработка теории русловых процессов позволила научно обосновать приведенные выше аспекты теории пойм. В этом направлении следует отметить исследования Е. В. Шанцера, Н. И. Маккавеева, И. В. Попова, Р. С. Чалова и др.

В последний период на основе комплексного подхода к проблеме пойм (в основном трудами Н. Е. Кондратьева, Г. В. Железнякова и Н. Б. Барышникова) была теоретически обоснована концепция, объединяющая в себе как морфологию, так и гидравлику пойм.

Интенсивное развитие гидротехнического строительства вызвало необходимость учета воздействия различных сооружений на русловые процессы. Разработке этих проблем посвящены исследования последнего периода, позволившие разработать методы расчета русловых деформаций при возведении гидротехнических сооружений различных типов.

Таким образом, наука «динамика русловых потоков и русловые процессы» изучает природные явления и закономерности движения потоков по руслам, сложенным размываемыми грунтами. Именно это определяет сложность проблемы и, что самое главное, неоднозначность ее решения, приводящего к разработке различных, иногда взаимоисключающих гипотез. Ряд вопросов имеет дискуссионный характер.

Режим течения воды в реках, как правило, турбулентный, поэтому динамика русловых потоков основывается прежде всего на законах турбулентного движения жидкости. В соответствии с этим в учебнике изложение курса начинается с рассмотрения гидромеханического анализа турбулентного руслового потока. Здесь приводятся уравнения движения такого потока и его кинематическая структура, влияние турбулентности на гидравлические сопротивления. Далее излагаются методики расчета полей скоростей и сопротивлений открытых русловых потоков, в потоках подо льдом и при изгибе русла. Детально рассматриваются потоки на пойме и вопросы взаимодействия руслового и пойменного потоков. Затем излагаются физические и гидромеханические основы теории потоков с деформируемым руслом, внимание в которых сосредоточено на механизме движения наносов и, как первое приближение к созданию теории русловых форм, рассматривается их грядовое движение. При изложении этих вопросов учитывается, что студентам ранее прочитаны специальные курсы гидромеханики и гидравлики. Поэтому рассматриваются только те вопросы, которые необходимы для оценки явлений руслового процесса.

Начало главы 3 посвящено общему рассмотрению понятий и взаимосвязи двух аспектов теории русловых процессов: гидродинамического и гидроморфологического. На этой основе излагается гидроморфологическая типизация русловых форм и характеризуются типы руслового процесса. Приводится типизация речных пойм и излагаются особенности руслового процесса на горных реках. Из-за слабой разработанности гидравлической теории русловых форм достичь полного согласования гидравлического и морфологического аспектов пока не удается. Однако из приведенного изложения проблемы пути дальнейших исследований характеризуются достаточно отчетливо.

В главе 4 рассмотрено воздействие на русловые процессы различных гидротехнических сооружений и методы оценки русловых деформаций в условиях интенсивного антропогенного воз-

действия. Описываются процессы деформации русел в бьефах гидроузлов, у мостовых переходов, в неукрепленных каналах, под влиянием карьеров, даются рекомендации по выбору местоположения локальных инженерных сооружений в руслах и на поймах рек.

Следует отметить, что отдельные разделы, являющиеся составной частью «Динамики русловых потоков и русловых процессов», в соответствии с учебным планом и программами приводятся в курсах «Теоретическая механика и гидромеханика» (теория турбулентности и плановая задача) и «Общая и речная гидравлика» (одномерная идеализация и другие), которые излагаются значительно раньше и знание которых необходимо для усвоения отдельных дисциплин или их разделов.

Для более углубленного изучения курса в конце учебника приведен краткий список литературы для каждой главы.

Глава 1

Гидромеханический анализ турбулентного руслового потока

1.1. Режимы движения жидкости

в реках и каналах.

Расчет параметров потоков ламинарного режима

Как известно из курса гидравлики, различают два режима движения жидкости: ламинарный и турбулентный, выделяя между ними переходную область. В открытых потоках — реках и каналах — обычно наблюдается турбулентный режим движения воды, но в меженный период возможно движение и в переходной области. Так, при значительном понижении уровней река разбивается перекатами на ряд бьефов, движение воды в которых происходит с очень малыми скоростями, соответствующими переходной области. Близкие к этому режимы наблюдаются при интенсивном зарастании русла реки растительностью и в зимнюю межень на реках, протекающих в зоне с суровыми климатическими условиями, в периоды, предшествующие их промерзанию. Ламинарный режим наиболее характерен для движения подземных вод, хотя он наблюдается и на малых водотоках (ручьях и других) в маловодный период.

В реках и каналах движение воды происходит под действием силы тяжести (G), которую можно разложить на нормальную ко дну (P_n) и касательную (P_0) составляющие. Именно за счет касательной силы, называемой действующей, и осуществляется движение воды в открытых руслах.

Как видно на рис. 1.1, действующая сила (на единицу площади), называемая касательным напряжением, равна

$$\tau_0 = GI = \rho g H I.$$

Выделим часть единичного объема $H-y$, для которого эта действующая сила равна

$$\tau_d = \rho g (H-y) I,$$

где I — уклон дна, при равномерном движении равный уклону свободной поверхности потока.

При ламинарном режиме действующая сила уравновешивается силой вязкости

$$\tau_c = \mu \frac{du}{dy},$$

где μ — динамическая вязкость; u — местная продольная скорость.

Равенство действующих сил и сил сопротивления дает уравнение движения ламинарного потока

$$\rho g (H - y) I = \mu \frac{du}{dy}.$$

Отсюда получаем

$$u = \frac{\rho g H^2 I}{\mu} \left(\frac{y}{H} - \frac{y^2}{2H^2} \right).$$

Максимальная скорость потока (u_0) наблюдается на поверхности, т. е. при $y = H$

$$u_0 = \frac{\rho g H^2 I}{2\mu}.$$

Средняя скорость равна

$$v = \frac{1}{H} \int_0^H u dy = \frac{\rho g H^2 I}{3\mu} = \frac{2}{3} u_0.$$

Таким образом, расчет параметров потоков ламинарного режима осуществляется довольно просто. Однако потоки такого

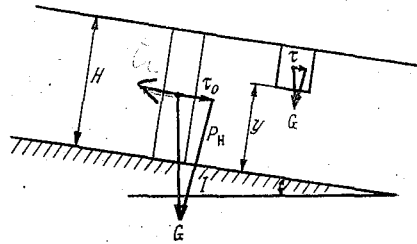


Рис. 1.1. Схематическое изображение действующих касательных напряжений.

режима встречаются в природных условиях, как уже указывалось, относительно редко. Более сложным и часто встречающимся в реках и каналах является турбулентный режим движения жидкости, описанию которого посвящены следующие разделы.

1.2. Система уравнений гидромеханики для описания движения турбулентного руслового потока. Плоский поток

Из курса гидромеханики известно, что для описания осредненного поля скоростей установившегося турбулентного руслового потока О. Рейнольдсом получена система из четырех уравнений с десятью неизвестными, которая в декартовой системе координат имеет вид:

$$\begin{aligned} & \rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{uu}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{uv}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{uw}) \right] = \\ & = \rho \bar{X} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \rho \overline{u'u'^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \rho \overline{u'v'} \right) + \\ & \quad + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \rho \overline{u'w'} \right), \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\begin{aligned} & \rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{vu}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{vv}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{vw}) \right] = \rho \bar{Y} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} + \\ & \quad + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \rho \overline{v'u'} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \rho \overline{v'^2} \right) + \\ & \quad + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \rho \overline{v'w'} \right), \end{aligned} \quad (1.2)$$

$$\begin{aligned} & \rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\overline{wu}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{wv}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{ww}) \right] = \\ & \quad \rho \bar{Z} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} - \rho \overline{w'u'} \right) + \\ & \quad + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} - \rho \overline{w'v'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \rho \overline{w'^2} \right), \end{aligned} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0, \quad (1.4)$$

где \bar{u} , \bar{v} и \bar{w} — проекции осредненной местной скорости на соответствующие оси координат (x , y , z); u' , v' , w' — проекции соответствующих пульсационных добавок на оси координат; \bar{X} , \bar{Y} , \bar{Z} , \bar{P} — проекции массовых сил и сил давления на оси координат, отнесенные к единице массы; ρ — плотность жидкости.

Уравнения (1.1) — (1.3) называются уравнениями движения, а (1.4) — уравнением неразрывности.

Система уравнений Рейнольдса — незамкнутая. Действительно, в ней имеется четыре уравнения, в которых десять неизвестных. Поэтому одной из основных задач теории турбулентности является замыкание этой системы уравнений и хотя бы ее приближенное решение.

Системы уравнений, полученные Ж. В. Буссинеском и В. М. Маккавеевым, также незамкнуты и не дают возможности получения однозначного решения задачи о распределении скоростей по сечению потока.

Одним из путей решения системы уравнений (1.1)—(1.4) явилось ее упрощение, основанное на анализе особенностей речных потоков. Эти особенности, как отмечает К. В. Гришанин, состоят в следующем:

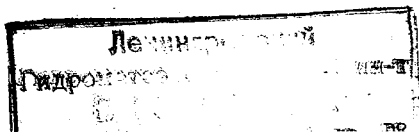
1. Глубины естественных потоков малы по сравнению с их горизонтальными размерами. Вследствие этого ускорения в осредненном движении жидкости вдоль оси ординат малы по сравнению с ускорениями вдоль других осей.

2. Эти же соотношения размеров потоков приводят к тому, что касательные напряжения в жидкости изменяются по оси ординат сильнее, чем по остальным осям. Исключением являются потоки вблизи от крутых берегов и там, где течения отрываются от берегов, образуя водоворотные области.

3. На равнинных реках, особенно в меженные периоды, скорости течения малы. Следовательно, турбулентное давление, обусловленное пульсациями скоростей, мало по сравнению с осредненным гидродинамическим давлением.

При этих упрощениях система уравнений (1.1)—(1.4) принимает следующий вид (ось ординат — z , а аппликата y направлена влево по отношению к оси x):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= \\ &= gI_0 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} &= \\ &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}, \\ 0 &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z}, \\ \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} &= 0. \end{aligned}$$



После несложных преобразований, принимая продольный и поперечный уклоны свободной поверхности равными $I_x = I_0 - \partial z' / \partial x$, $I_y = \partial z' / \partial y$, получаем уравнения движения в следующем виде:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = g I_x - \frac{\partial \bar{u}' \bar{w}'}{\partial z},$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -g I_y - \frac{\partial \bar{v}' \bar{w}'}{\partial z}.$$

Здесь z' — отметка свободной поверхности.

Эта система уравнений применяется для решения большинства задач, возникающих при движении естественных потоков, где соотношения между их глубинами и ширинами малы и не наблюдается отрывных течений. Однако решение и этой системы уравнений затруднительно, поскольку она тоже незамкнута. Здесь в трех уравнениях шесть неизвестных: \bar{u} , \bar{v} , \bar{w} , $\bar{u}' \bar{w}'$, $\bar{v}' \bar{w}'$ и z' . Поэтому другим путем решения системы уравнений (1.1) — (1.4) являлось дальнейшее всемерное упрощение задачи, выразившееся в переходе от рассмотрения естественных трехмерных потоков, к так называемым плоским потокам.

Плоским считается поток при равномерном течении в призматическом русле прямоугольного сечения очень большой ширины, в котором влиянием боковых стенок можно пренебречь (т. е. пристенные области не рассматриваются). Таким образом, реальный русловой поток, в котором продольная скорость (и другие его характеристики) являются функцией координат и времени, т. е. $u = f(x, y, z, t)$, предлагается заменить схематизированным, в котором значение u зависит только от ординаты, т. е. $u = f(y)$. Но решение даже такой одномерной задачи требует знания закономерностей формирования и структуры турбулентного потока.

Сложность теоретического анализа повлекла за собой интенсивное развитие экспериментального изучения как схематизированных лабораторных потоков, так и натуральных. Целью этих исследований являлось выявление кинематической структуры потока и закономерностей распределения скоростей в нем.

1.3. Кинематическая структура турбулентного руслового потока. Описание его характеристик

1.3.1. Экспериментальные исследования. Характеристики турбулентных русловых потоков

Наиболее полный обзор экспериментальных исследований турбулентных потоков приведен в работах Д. И. Гринвальда и В. И. Никоры «Речная турбулентность» и И. К. Никитина «Турбулентный русловой поток и процессы в природной области». Следует отметить, что до настоящего времени отсутствует единая стандартная методика проведения этих тонких и важных

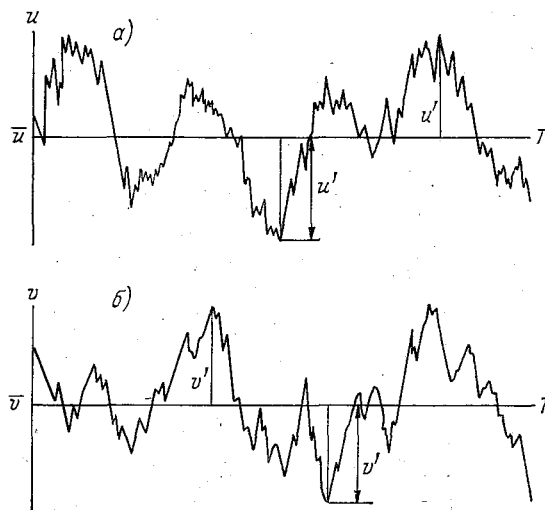


Рис. 1.2. Пульсационный характер изменения скоростей потока.
а — продольных, б — вертикальных.

экспериментов, что очень часто приводит к возникновению диаметрально противоположных гипотез, трактующих одинаковые явления.

Рассмотрим основные итоги исследований. Как показывают экспериментальные данные, скорости и другие характеристики потока непрерывно изменяются во времени около их среднего значения (рис. 1.2). Такой характер их изменения является аperiodическим и называется пульсационным. Это позволяет

ряду исследователей считать его случайным, что в свою очередь дает возможность применять к турбулентным потокам аппарат математической статистики и теории вероятности. Так, М. Д. Миллионщиков подчеркивает, что при больших числах Рейнольдса «снова возникает статистически упорядоченный режим течения, который мы и называем турбулентным».

На рис. 1.2 показано изменение продольной (u) и вертикальной (v) составляющих скорости в конкретной точке потока, измеренных малоинерционным датчиком. Мгновенные значения продольной и вертикальной составляющих скорости можно представить в виде суммы их осредненных значений (\bar{u} и \bar{v}) и пульсационных добавок (u' , v'):

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v'.$$

Определение осредненных значений скоростей производится по выражениям:

$$\bar{u} = \frac{\int_0^T u dt}{T}, \quad \bar{v} = \frac{\int_0^T v dt}{T}.$$

Следует отметить, что для плоского потока $\bar{v} = 0$.

1.3.2. Спектр турбулентных возмущений.

Крупномасштабные вихри в турбулентном потоке

Анализ данных натуральных и лабораторных измерений позволяет констатировать в потоке наряду с мелкомасштабными пульсациями наличие крупномасштабных пульсаций скоростей и других характеристик потока с периодами порядка десятков минут. Так, например, в результате непрерывных измерений скоростей в течение 48 мин одновременно на семи вертикалях в точке 0,6 глубины при устойчивом русле, выполненных на р. Поломети, выявлена низкочастотная по сравнению с обычными пульсациями периодичность изменения скоростей с амплитудой колебания, примерно равной 10 % ее осредненного значения. В литературе приводятся описания аналогичных результатов измерений как на отечественных реках (Сырдарье, Угаме, Турунчуке и других), так и на зарубежных (Удже и др.).

Объяснение причин этих пульсаций приводится с различных позиций. Так, например, В. В. Коваленко, выполняя анализ системы уравнений Сен-Венана, т. е. не используя непосредственно характеристики турбулентности, получил формулу для определения периода пульсаций в зависимости от шероховатости русла и гидравлических характеристик потока. Проведя лабораторные исследования, он пришел к выводу, что причиной низкочастотных пульсаций скоростей являются автоколеба-

ния параметров потока. Имеются и другие концепции, опирающиеся на теорию турбулентности. В частности, Д. И. Гринвальд и В. И. Никора объясняют причину этих низкочастотных пульсаций амплитудно-фазовыми модуляциями.

Основываясь на макромасштабной концепции турбулентности, наличие в потоке низкочастотных и высокочастотных пульсаций также объясняют прохождением вихрей соответствующих размеров. При этом размеры пульсаций скоростей и других характеристик потока тесно связывают с размерами вихревых структур. Установлено, что значение пульсаций скоростей возрастает с увеличением шероховатости русла и продольной скорости потока.

Все эти концепции имеют свои достоинства и недостатки, анализ которых приведен в специальной литературе. По-види-

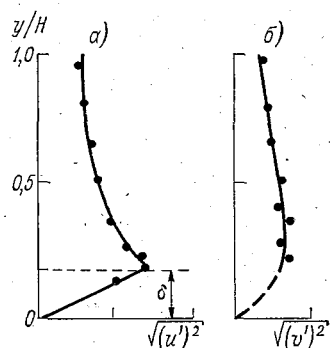


Рис. 1.3. Эпюры изменения осредненных пульсационных добавок по глубине потока. а — продольных, б — вертикальных, δ — высота пограничного слоя.

мому, при дальнейших исследованиях, особенно при использовании понятия «отрицательная вязкость», будет найдена возможность объединения этих концепций и создание единой теории, включающей как процесс модуляции, так и процесс автоколебаний.

Важное для нужд практики значение имеет вопрос выбора продолжительности измерения скорости (T), необходимой и достаточной для того, чтобы осредненная за этот интервал времени скорость была бы равна (в пределах требуемой точности) осредненной за длительный период времени скорости потока.

Обработка обширных натуральных и лабораторных данных и теоретический анализ позволили рекомендовать для натуральных измерений скоростей с помощью вертушек период осреднения, равный 100 с. Большинство исследователей считают это значение вполне приемлемым, отмечая, что при скоростях, близких к начальной скорости вертушки, ее необходимо существенно увеличить.

Распределение пульсаций продольных составляющих скоростей характеризуется наличием четко выраженного максимума вблизи дна потока (рис. 1.3). Значительно сложнее картина распределения пульсаций скоростей в естественных потоках. Немногочисленные исследования этого вопроса в натуральных условиях обобщены в упоминавшейся выше монографии Гринвальда и Никоры.

Таким образом, турбулентный режим — это статистически упорядоченный обмен, вызванный вихревыми образованиями различного масштаба. Поэтому, как отмечают А. С. Монин и А. М. Яглом: «Единственно возможным в теории турбулентности представляется статистическое описание, опирающееся на изучение специфических статистических закономерностей, присущих большим совокупностям однотипных объектов. Таким образом, основой теории турбулентности может быть лишь статистическая гидромеханика, изучающая свойства ансамблей течений или газов, находящихся в макроскопически одинаковых внешних условиях».

1.3.3. Кинематическая структура турбулентных русловых потоков

Рядом исследователей на основе экспериментальных данных были предложены различные схемы кинематической структуры турбулентного потока. В. Н. Гончаров выделяет в турбулентном потоке два вида возмущений (или вихрей): основные (или вихри первого рода) и вторичные.

Основные возмущения, возникая на тормозящей стенке при обтекании ее потоком, получают значительный запас кинетической энергии и имеют максимальную вертикальную составляющую скорости. Эти возмущения в виде локальных вихрей, перемещающиеся в толщу основного потока, затрачивают запас энергии на движение против силы тяжести, торможение продольно-поступательного движения, механизм турбулентного перемешивания и др. По мере дальнейшего перемещения в толще потока они, израсходовав значительную часть своей энергии, смешиваются с окружающей жидкостью и теряют свою индивидуальность. При этом вихри первого рода осуществляют массообмен между нижними и верхними слоями основного потока, формируют его скоростное поле, переносят наносы и осуществляют теплообмен. Каждое конкретное возмущение, зародившееся у стенки, характеризуется определенными размерами и значениями начальной скорости. Возмущения крупных размеров встречаются редко и называются низкочастотной частью спектра возмущений, а возмущения малых размеров встречаются часто и называются высокочастотной частью спектра.

Анализируя данные кинофотосъемки, Гончаров пришел

к выводу о наличии в потоке вторичных возмущений (второго рода), имеющих размеры, соизмеримые с размерами потока, и обладающих малым запасом энергии. Причина их образования не ясна, предполагается, что они являются вторичными образованиями из-за условий входа. По мнению Гончарова, считающего, что они обладают малым запасом энергии, их роль в потоке невелика. Эти вихри, двигаясь аналогично гусенице трактора, несколько увеличивают пульсации скорости в потоке.

Эксперименты, выполненные в последние годы зарубежными исследователями «пузырьковым методом», в основном подтвердили гипотезу Гончарова.

А. Б. Клавен, обобщив результаты собственных экспериментов, выполненных в стеклянных лотках наибольшей шириной



Рис. 1.4. Схема кинематической структуры турбулентного потока, по А. Б. Клавену.

21 см, а также результаты измерений и наблюдений других исследователей, установил, что поток заполнен вихревыми образованиями различных размеров и различной формы, более сконцентрированными в нижней половине сечения. Однако не во всех экспериментах эти структурные образования прослеживались достаточно четко. Так, только на 531 изображении структуры потока из 800 удалось выделить эти структурные образования.

На основе экспериментальных данных Клавен выявил двухмерную схему структуры потока (рис. 1.4). Представленные на этом рисунке крупные вихри имеют сложное строение. Внутри них обнаруживаются подобные же вихри меньшего размера, охваченные объединяющим их контуром. Продольные размеры наиболее крупных структур изменяются от 3,6 до 10 глубин потока, в среднем составляя 6,7 его глубины. Продольные размеры таких структур зависят от шероховатости русла. При ее увеличении они уменьшаются, их плотность на единицу длины потока при этом увеличивается.

Отношение средней на вертикали скорости потока к средней орбитальной скорости, названное Великановым мерой скольжения структурных элементов относительно дна, зависит от размеров структурных элементов и изменяется от 4 для наиболее

крупных структур до 18 для мелких. Наиболее устойчивыми являются структуры с поперечными размерами, близкими к глубине потока. Они наиболее упорядочены в пространстве и их можно рассматривать как квазипериодические элементы русловой турбулентности.

Дальнейшие исследования, проведенные в ГГИ, выявили наличие вихрей, соответствующих двум структурным уровням. Размеры мезовихрей соизмеримы с глубиной потока (один структурный уровень), а размеры «глобальных вихрей», соответствующих другому структурному уровню, соизмеримы с шириной потока.

Следует отметить, что в последние годы рядом исследователей введено понятие когерентных структур, под которыми понимают долгоживущие упорядоченные крупномасштабные об-

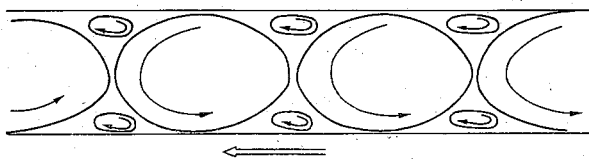


Рис. 1.5. Схема кинематической структуры потока в придонном слое, по Н. Е. Кондратьеву.

разования на фоне мелкомасштабной турбулентности, обладающие высокой степенью универсальности данного типа течений.

В какой-то степени близки к гипотезе В. Н. Гончарова концепции Н. Е. Кондратьева, Н. С. Знаменской, А. В. Караушева и М. Д. Миллионщикова, хотя каждая из них имеет свои существенные особенности. Общим является представление об образовании у тормозящей стенки вихревых структур, передающих сопротивления в толщу потока. Так, Кондратьев считает, что турбулентный поток обладает свойствами дискретной среды и рассматривает его отдельные фрагменты. В потоке с грядовым дном, для участка над напорным склоном гряды, он выделяет два фрагмента: транзитный поток, в котором частицы движутся по слабоизогнутым траекториям, где можно применить потенциальный закон течения, и придонный слой с траекториями циклоидальной формы. Этот слой заполнен катящимися по дну эллиптическими вальцами, по которым скользит транзитный поток (рис. 1.5). Промежутки между двумя большими соседними вальцами, имеющими одинаковое направление вращения, заполнены вальцами меньшего размера, противоположного направления вращения. Такое заполнение промежутков может быть бесконечным (рис. 1.6). Однако наименьший размер вихрей определяется силами вязкости, диссипирующими энергию в тепловую.

Н. С. Знаменская, развивая гипотезу Кондратьева для подваля гряды, схематизирует течения в нем в виде концентрических элементов и выделяет зону выброса из подваля гряды завихренной жидкости (рис. 1.7). Эта зона в реальных потоках

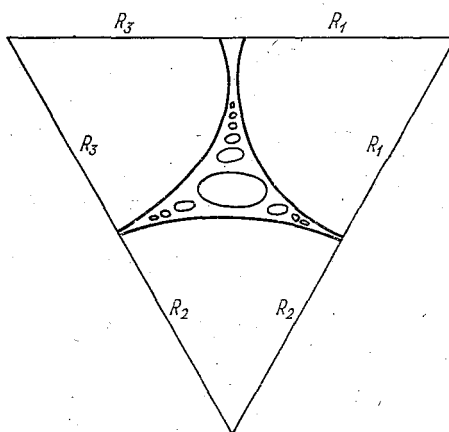


Рис. 1.6. Схема заполнения промежутков между двумя крупными соседними вихрями, по Н. Е. Кондратьеву.

очень сложна, но для плоского потока схематизируется в виде системы восходящих вихрей эллипсовидной формы.

Существенно отличная точка зрения изложена Великановым. Рассматривая спектр турбулентных пульсаций, он выделяет

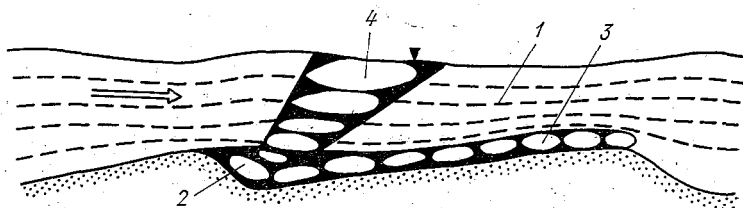


Рис. 1.7. Схема кинематической структуры потока при грядовой форме дна, по Н. С. Знаменской.

1 — транзитный поток, 2 — водоворотная зона подваля гряды, 3 — зона вихрей, катящихся по напорному склону гряды, 4 — зона вихрей, вырывающихся из подваля гряды в толщу потока.

в нем в качестве основной незначительную часть — вихри крупного размера, имеющие вид эллипсов. Эти вихри, возникая в толще потока в результате неустойчивости основного осредненного течения и охватывая его на полную глубину (рис. 1.8),

перемещаются в направлении осредненного течения с некоторым скольжением относительно дна. Между такими соседними вихрями максимального размера в областях перехода нисходящих токов одного вихря в восходящие — другого должны возникать вихри меньшего размера и противоположного знака вращения, т. е. так же, как и в концепции Кондратьева (рис. 1.6). На основе своей гипотезы Великанов предлагает разделить все поле скоростей на три составляющие: 1) поле осредненных скоростей, 2) поле их структурных пульсаций, определяемых перемещением в потоке крупномасштабных вихрей, и 3) поле случайных пульсаций, формируемое вихрями меньшего размера.



Рис. 1.8. Схема кинематической структуры потока, по М. А. Великанову.

Близка к предложенной Великановым гипотеза А. А. Таунсенда.

Оригинальная схема структуры потока предложена В. М. Маккавеевым, представившим поток в виде серии водоворотов с вертикальными осями вращения, занимающими всю глубину потока. В пределах каждого такого водоворота жидкость совершает осевые и вращательные движения. По длине потока наблюдается чередование водоворотов таким образом, что восходящие течения жидкости внутри них обязательно сменяются нисходящими (рис. 1.9). Таким образом, осуществляется смена

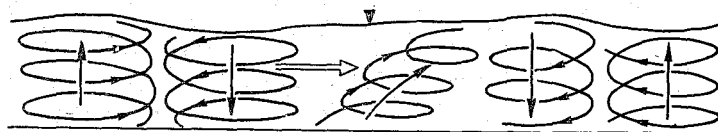


Рис. 1.9. Схема кинематической структуры потока, по В. М. Маккавееву.

восходящих и нисходящих течений жидкости, пронизывающих толщу потока на всю его глубину. Первоначально вертикальные оси вращения водоворотов искривляются под действием поля осредненных скоростей, что приводит к разрушению таких водоворотов. Образующиеся новые системы водоворотов обладают теми же свойствами, что и разрушенные.

Имеется еще ряд гипотез как отечественных, так и зарубежных авторов, содержание которых излагается в специальной литературе.

Как вытекает из гипотез кинематической структуры потока, некоторые авторы, а точнее группы авторов, иногда придерживаются противоположных взглядов, несмотря на то что в основу их гипотез положены фактически одни и те же экспериментальные данные (например, гипотезы Гончарова и Великанова). В. Н. Гончаров считает, что основная роль в передаче сопротивлений и формировании поля скоростей принадлежит возмущениям, формирующимся у стенки, а крупные возмущения, возникающие в толще потока, существенного влияния на его характеристики не оказывают. М. А. Великанов, наоборот, основную роль отводит именно этим крупным, макромасштабным возмущениям.

Невольно напрашивается вопрос, в чем же причина столь значительных расхождений? По-видимому, ее следует искать в сложности процесса, быстром изменении всех характеристик турбулентного потока, несовершенстве методов его экспериментального изучения. Структурное направление, изучающее закономерности формирования кинематической структуры потока, не противоречит статистическому подходу, а развивает и дополняет его.

1.4. Распределение скоростей по глубине потока. Осредненные и пульсационные скорости

Распределение скоростей по сечению естественных русел зависит от ряда факторов: шероховатости дна, глубины и уклона водной поверхности. Кроме этих, действует еще ряд дополнительных факторов: растительность в русле, ледяной покров, ветер, морфология русла и поймы, русловые деформации и пр. Все эти факторы, оказывая влияние на поле скоростей, затрудняют его теоретическое описание. В то же время для решения ряда практических и теоретических задач необходимо знание расчетной эпюры скоростей. Такое положение привело к аналитическому решению простейшей задачи распределения скоростей по глубине плоского потока с недеформируемым руслом, т. е. фактически к определению зависимости

$$\bar{u} = f\left(y, \frac{H}{\Delta}\right),$$

где \bar{u} — местная осредненная скорость; y — ордината, отсчитываемая от дна потока; H — глубина потока; Δ — высота высту-

пов шероховатости дна. Но и для этого простейшего случая теоретическое решение задачи отсутствует. Как уже указывалось, система уравнений, описывающих поле скоростей турбулентного потока, незамкнута. Это вынуждает исследователей искать частные пути ее решения, основанные на различных физических предположениях и допущениях, а также на анализе обширного натурального и экспериментального материала.

Одним из ранних путей решения системы уравнений Навье — Стокса явился вывод так называемого закона Лоренца, который до настоящего времени используется для получения формул, описывающих профиль распределения осредненных во времени скоростей по глубине потока

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} = \bar{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (1.6)$$

Применяя эту систему уравнений к плоскому потоку и пренебрегая значением $\nu \partial^2 u / \partial y^2$ как величиной второго порядка малости, получаем

$$v \frac{\partial u}{\partial y} = -gI. \quad (1.7)$$

Учитывая, что для плоского потока $\partial u / \partial x = 0$, из уравнения (1.6) получим $\partial v / \partial y = 0$. Прибавим к левой части уравнения (1.7) значение $u \partial v / \partial y = 0$, тогда

$$\frac{\partial}{\partial y} (uv) = -gI.$$

Принимая $u = \bar{u} + u'$, а $v = \bar{v} + v' = v'$ (для условий равномерного установившегося движения), получим $uv = \bar{u}v' + u'v'$, а проведя операцию осреднения, получим $\overline{uv} = \overline{u'v'}$, откуда

$$\frac{\partial}{\partial y} \overline{(u'v')} = -gI.$$

Интегрируя это выражение и допуская $\overline{u'v'} = 0$ при $y = H$, получаем

$$\rho \overline{(u'v')} = \rho g (H - y) I. \quad (1.8)$$

Это выражение является уравнением равномерного движения турбулентного руслового потока и получило название закона Лоренца. При изменении направления оси ординат уравнение (1.8) записывают в виде

$$\tau = -\rho \overline{(u'v')}.$$

Рассмотрим традиционный путь использования закона Лоренца для вывода уравнения, описывающего профиль скоростей по глубине плоского потока турбулентного режима. С этой целью представим механизм турбулентного течения, следуя Л. Прандтлю, в виде упрощенной схемы. Жидкий объем, перемещаясь вверх (от дна) в направлении, перпендикулярном к главному течению потока на расстояние l , названное Л. Прандтлем путем перемешивания, уменьшает скорость течения на величину Δu . Разность между новой и старой скоростями будет равна

$$\Delta u_1 = \bar{u}(y_1) - \bar{u}(y_1 - l) \approx l \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1.$$

Аналогичным образом для следующего слоя, также расположенного на расстоянии l , получим

$$\Delta u_2 = \bar{u}(y_1 + l) - \bar{u}(y_1) \approx l \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1.$$

Каждую из разностей скоростей (Δu_1 и Δu_2), вызванных поперечным движением, понимают как турбулентную пульсацию скорости в слое y_1 . Следовательно, осредненное во времени значение абсолютной величины этой пульсации будет

$$|\bar{u}'| = \frac{1}{2} (|\Delta u_1| + |\Delta u_2|) \approx l \left| \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1 \right|.$$

Далее, вводя допущение, что поперечная пульсационная скорость v' имеет тот же порядок, что и продольная пульсационная скорость u' , принимают

$$|\bar{v}'| = \alpha_1 |\bar{u}'| = \alpha_1 l \frac{d\bar{u}}{dy}. \quad (1.9)$$

Выполняя анализ изменения пульсационных скоростей, допускают, что $\overline{u'v'} = \alpha_2 |\bar{u}'| |\bar{v}'|$.

Подставляя это выражение в (1.9), получают

$$\overline{u'v'} = \alpha_2 \alpha_1^2 l^2 \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)^2 = \frac{\tau}{\rho}. \quad (1.10)$$

Длина пути перемешивания l зависит от ординаты. Однако характер зависимости $l = f(y)$ пока еще не выявлен и может быть в общем виде принят как

$$l = \alpha_3 y^{m_1}. \quad (1.11)$$

Определение параметров α_3 и m_1 выполняется по натурным или лабораторным данным весьма приближенно, что в первую

очередь обусловлено недостаточно высокой точностью исходной информации. В результате авторы получают значение параметра m_1 в довольно широких пределах, что в свою очередь приводит к различным видам кривых, описывающих распределение скоростей по глубине потока.

Действительно, решая совместно уравнения (1.10) и (1.11) и обозначая все постоянные через α , получаем

$$\bar{u} = \int \frac{\sqrt{g(H-y)I}}{\alpha y^{m_1}} dy = \int \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{\alpha y^{m_1}} dy. \quad (1.12)$$

Задаваясь различными значениями параметра m_1 и решая уравнение (1.12), можно получить качественно различные формулы, описывающие кривые распределения скоростей по глубине потока (логарифмическую, степенную и др.). Однако этот вывод основан на ряде малообоснованных допущений. В частности, Л. Прандтль одним из первых, решая уравнение (1.12) и принимая $m_1 = 1$, $\alpha = \kappa$, а τ — постоянным, получил логарифмический профиль скоростей

$$\bar{u} = \frac{v_d}{\kappa} \ln Ay + c_1, \quad (1.13)$$

где κ — постоянная Кармана, равная 0,4 (по последним данным, изменяется от 0,26 до 0,54); c_1 — постоянная интегрирования; A — постоянная.

Для определения постоянной c_1 принимают $u = u_0$ при $y = H$, т. е. на поверхности, и получают

$$u_0 = \frac{v_d}{\kappa} \ln AH + c_1.$$

Вычтя из этого равенства равенство (1.13), будем иметь

$$\frac{u_0 - \bar{u}}{v_d} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{AH}{y}.$$

Это равенство называют универсальным законом распределения скоростей.

Большинство исследователей считает, что логарифмическая кривая наилучшим образом соответствует натурным данным. Однако в литературе можно встретить и ряд других формул, рекомендуемых авторами для описания профиля скоростей по глубине потока. Не вдаваясь в детальный анализ допущений и самих выводов, рассмотрим лишь некоторые конечные результаты.

А. В. Карашевым предложена эллиптическая формула¹

$$u = u_0 \sqrt{1 - \left(0,57 + \frac{3,3}{C}\right) \left(1 - \frac{y}{H}\right)^2},$$

Базеном — параболическая

$$u = u_0 - \frac{mv}{C} \left(1 - \frac{y}{H}\right)^2,$$

Коллупайло — степенная

$$u = avy^{1/b},$$

где a , b — эмпирические коэффициенты; u_0 и v — соответственно максимальная и средняя скорости на вертикали; C — скоростной коэффициент Шези; $m = 24$ м/с — параметр Базена.

Это далеко не полный перечень предложений по расчету профилей скоростей по глубине потока. Чем же объяснить, что такие различные формулы рекомендуются для описания одного и того же профиля скоростей и насколько близки результаты расчетов по ним? Точность расчетов в первую очередь определяется обоснованностью допущений, принятых при выводе формулы, а также диапазоном и надежностью исходной информации, особенно данных натуральных наблюдений, использованных для определения постоянных. Сравнение результатов расчетов, выполненных по различным формулам, показывает, что наибольшие расхождения наблюдаются в придонном слое (рис. 1.10), где происходит зарождение турбулентных возмущений, а точность измерения скоростей наиболее низкая.

Следует отметить, что и в последующие годы ряд исследователей неоднократно обращался к выводу формул для описания профиля скоростей, преимущественно логарифмического.

Так, Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшиц вывели логарифмический профиль скоростей, в котором отсутствуют допущения, основанные на механизме турбулентного перемешивания. Они рассматривают плоский поток с осредненным течением вдоль оси x . Для гидравлически гладких стенок в качестве особых линейных масштабов принимают отношение кинематической вязкости жидкости к динамической скорости, т. е. ν/v_d , а для гидравлически шероховатых стенок в качестве линейного масштаба — среднюю высоту выступов шероховатости Δ . Последующий вывод основывают на соображениях размерности и трех постулатах.

¹ Здесь и далее знак осреднения над значением местной скорости опускается.

1. В силу граничного условия прилипания вязкой жидкости к твердой стенке скорость течения возрастает с удалением от стенки.

2. Молекулярное сопротивление для развитого турбулентного

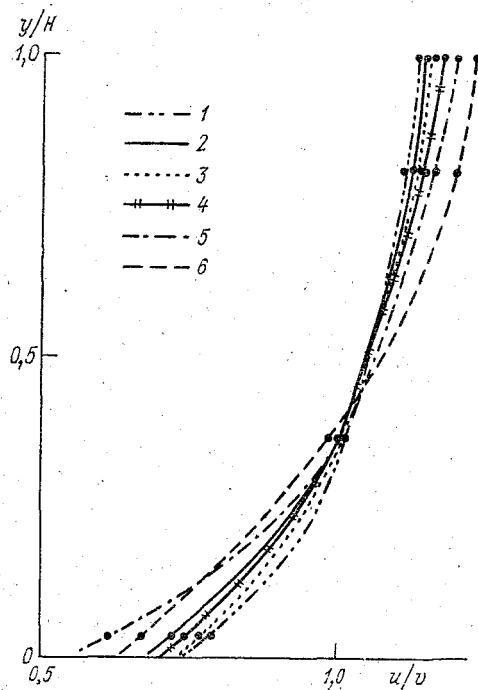


Рис. 1.10. Эпюры распределения продольных скоростей по вертикали по натурным данным и расчетным зависимостям.

1 — р. Надым, 97 км от устья, 2 — Коллунайло, 3 — Гончаров, 4 — Караушев, 5 — Прандтль, 6 — Базен.

потока пренебрежимо мало по сравнению с молярным, на всех расстояниях от стенки $y \gg \nu/v_{\text{д}}$.

3. На всех расстояниях $y > \Delta$ градиент осредненной скорости не зависит ни от Δ , ни от вида трения на стенке, а определяется значением касательного напряжения в потоке (τ).

Исходя из этих постулатов и соображений размерности, получают

$$\frac{du}{dy} = A\tau^a \rho^b y^d,$$

а затем

$$\frac{du}{dy} = A \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{y}. \quad (1.14)$$

Здесь a, b, d — показатели степени, определяемые на основе принципа размерности.

Принимая $A=1/\kappa$, $\sqrt{\tau/\rho}=v_d$, переписывают (1.14) в виде

$$\frac{du}{dy} = \frac{v_d}{\kappa y}$$

Интегрируя и выражая расстояния от стенки через линейный масштаб, получают логарифмические формулы для гладкой стенки

$$u = \frac{v_d}{\kappa} \ln \frac{v_d y}{\nu} + c_1$$

и для гидравлически шероховатой стенки

$$u = \frac{v_d}{\kappa} \ln \frac{y}{\Delta} + c_2.$$

Выполняя анализ этих формул, К. В. Гришанин указывает, что из величин τ , ρ , y нельзя составить выражение с размерностью скорости, и отмечает, что в этом есть глубокий физический смысл, ибо скорость на уровне y_1 определяется распределением скоростей во всем слое $0 \leq y \leq y_1$ и, следовательно, не может зависеть только от вязкости жидкости и высоты выступов шероховатости.

Рассмотрим также предложение В. Н. Гончарова. Вывод формулы он сделал на основе разработанной им концепции кинематической структуры потока. Помимо уравнений движения и неразрывности, он рассмотрел следующую систему уравнений:

$$u_* \approx v_*, \quad u_* = S \frac{du}{dy}, \quad \frac{v_*}{v_{*0}} = \frac{c}{y+c},$$

где v_* и v_{*0} — соответственно местная и начальная вертикальные составляющие скорости возмущений; u_* — продольная составляющая скорости возмущений относительно масс жидкости основного потока; $c=0,06\Delta$ — постоянная, имеющая размерность длины; S — коэффициент пропорциональности; принимается Гончаровым не зависящим от y . По своей сути он близок к пути перемешивания l .

Решая систему уравнений для плоского турбулентного потока, он получает зависимость между местной и максимальной скоростями на вертикали

$$\frac{u}{u_0} = \frac{\ln \frac{y+c}{c}}{\ln \frac{H}{c}} = \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7H}{\Delta}} \quad (1.15)$$

Используя формулу для расчета расхода воды, Гончаров получает зависимость между средней и максимальной скоростями

$$\frac{v}{u_0} = \frac{\ln \frac{H}{2,7c}}{\ln \frac{H}{c}} = \frac{\lg \frac{6,15H}{\Delta}}{\lg \frac{16,7H}{\Delta}} \quad (1.16)$$

Подставляя значение u_0 из (1.16) в (1.15), он получил

$$u = v \frac{\ln \frac{y+c}{c}}{\ln \frac{H}{2,7c}} = v \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}} \quad (1.17)$$

Формула (1.17) близка по своей структуре к (1.15), но в качестве основной расчетной величины в нее введена средняя скорость потока.

При определении ряда параметров потоков часто возникает необходимость расчета донной скорости, за которую можно принять скорость потока на высоте выступов шероховатости (u_Δ). Для ее определения подставим в (1.17) значение $y = \Delta$, тогда получим

$$u_\Delta = v \frac{\lg \frac{17,7}{\Delta}}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}} = \frac{1,25v}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}} \quad (1.18)$$

Таким образом, в настоящее время нет однозначного решения системы уравнений движения и неразрывности с целью определения расчетного профиля скоростей по глубине потока. Частные решения, основанные на различных допущениях, приводят к существенно разным формулам, описывающим профиль скоростей плоского потока. Эти формулы, однако, дают близкие результаты за исключением придонной области, где расхождения весьма велики. Большинство исследователей, оценивая степень соответствия различного вида формул лабораторным данным, отдает предпочтение логарифмической. В то же время сравнение расчетных данных по различным формулам (логарифмической, эллиптической, степенной и параболической) с натурными показывает их приемлемое соответствие. Несколько худшие результаты обычно получаются при расчетах по параболической формуле Базена. Это можно объяснить как недостаточной высокой точностью исходной информации, так и тем фактом, что все указанные формулы аппроксимируют фактическую кривую распределения скоростей по глубине потока. Поэтому сходимость расчетных и натуральных данных во многом определяется обоснованностью постоянных в расчетных формулах,

в частности диапазоном исходной информации, применяемой для их определения. Наибольшие расхождения получаются, как и по лабораторным данным, в придонной области. Уместно отметить, что при выполнении стандартных наблюдений на сети Госкомгидромета СССР и тем более при различных гидрологических изысканиях донная скорость не измеряется, ибо даже при измерении скоростей вертушкой со штанги ось прибора не опускается ниже 10 см от дна.

Для улучшения сходимости расчетной логарифмической кривой распределения скоростей в придонной области с кривой, полученной по экспериментальным данным, были разработаны двух- и трехслойные модели, описание которых приведено ниже.

1.5. Механизм торможения потока руслом. Зависимость коэффициента гидравлического сопротивления от числа Рейнольдса

1.5.1. Силы, отрывающие вихри от стенки

В п. 1.3 приведены гипотезы различных авторов, описывающих кинематическую структуру потока. Большинство из них считает, что основные вихри, формирующие поле скоростей и определяющие режимы сопротивления движению турбулентного потока, образуются на тормозящей стенке. Эти вихри, отрываясь от стенки и перемещаясь в толщу потока, имеют вертикальную составляющую скорости (v_*), которая уменьшается по мере удаления от дна. Изменение этой скорости по глубине может быть описано формулой, предложенной Гончаровым

$$v_*/v_{*0} = c/(y + c).$$

Следовательно, возникает вопрос, за счет каких сил вихри (возмущения) перемещаются вверх против действия силы тяжести? За счет каких сил они получают начальный запас кинетической энергии, равный $mv_{*0}^2/2$ (где m — масса вихря) и расходуют на увеличение запаса потенциальной энергии и преодоление сил сопротивления? Не менее важным является и ответ на второй вопрос — определение величины начальной скорости вихрей (v_{*0}).

Ответ на первый вопрос был получен в 1934 г. А. А. Саткевичем. Для этой цели он выполнил анализ системы уравнений движения в форме Громеки — Лемба для невязкой жидкости, вывод которых приводится в курсе гидромеханики. Запишем эти уравнения в декартовой системе координат. Ось абсцисс x расположим горизонтально, а ось ординат y направим верти-

кально вверх. Тогда система этих уравнений может быть записана в виде:

$$\begin{aligned} F_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_z \omega_y - u_y \omega_z), \\ F_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_x \omega_z - u_z \omega_x), \\ F_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_y \omega_x - u_x \omega_y). \end{aligned} \quad (1.19)$$

Она аналогична системе уравнений Эйлера, с той существенной разницей, что уравнениями Громеки — Лемба описывается не только сумма сил, но и их связь с характером движения жидкой среды. В этих уравнениях приняты следующие обозначения: F_x, F_y, F_z — проекции массовых сил, отнесенных к единице массы (т. е. ускорений), на соответствующие оси координат; P и $u^2/2$ — соответственно силы давления и инерционные, также отнесенные к единице массы; u_x, u_y, u_z — проекции скорости течения; $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ — проекции угловой скорости на соответствующие оси координат.

Умножая построчно обе части уравнений соответственно на приращения пути dx, dy, dz и почленно суммируя их, получаем в левой части три многочлена, первый из которых имеет вид

$$F_x dx + F_y dy + F_z dz. \quad (1.20)$$

Ограничиваясь движением открытых потоков, происходящих под действием только массовой силы тяжести, направленной по оси y в сторону отрицательных значений и равной $F_y = -g$, получаем значения других проекций массовых сил равными нулю, т. е. $F_x = F_z = 0$. Тогда многочлен (1.20) будет равен $-g dy$.

Второй и третий многочлены можно представить в виде:

$$-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right), \quad (1.21)$$

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{2} \right) dx + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) dy + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u^2}{2} \right) dz \right]. \quad (1.22)$$

Если к этим двум многочленам добавить соответственно частную производную по времени, умноженную на $dt \left[\frac{\partial P}{\partial t} dt \right]$ и $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2}{2} \right) dt$, то выражения (1.21) и (1.22) будут являться полными дифференциалами, т. е.

$$-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial t} dt + \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right) = -\frac{dP}{\rho},$$

$$-\left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2}{2} \right) dt + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{2} \right) dx + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) dy + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u^2}{2} \right) dz \right] = -d \left(\frac{u^2}{2} \right).$$

Учитывая, что рассматривается установившееся движение, для которого частные производные по времени равны нулю ($\frac{\partial P}{\partial t} = 0$ и $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2}{2} \right) = 0$), многочлены (1.21) и (1.22) также будут являться полными дифференциалами.

Таким образом, сумма всех трех многочленов левой части системы уравнений (1.19) (после умножения каждого из них соответственно на dx , dy , dz) приводится к выражению

$$-gdy - \frac{dP}{\rho} - d \left(\frac{u^2}{2} \right),$$

которое является полным дифференциалом удельной энергии сечения потока

$$-gd \left(y + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g} \right) = -gdE.$$

Сумма левых частей уравнений (1.19) равна сумме произведений членов правых частей этих уравнений, умноженных на соответствующее приращение пути по осям координат — dx , dy , dz , т. е.

$$\rho g dE = -2\rho [(u_z \omega_y - u_y \omega_z) dx + (u_x \omega_z - u_z \omega_x) dy + (u_y \omega_x - u_x \omega_y) dz]. \quad (1.23)$$

А. А. Саткевич, анализируя это уравнение, рассмотрел условия, при которых его левая, а значит и правая части равны нулю, и установил, что это возможно только в двух случаях. Первый случай имеет место, когда частицы жидкости перемещаются без вращения, т. е. в безвихревом режиме движения, при котором $\omega_x = \omega_y = \omega_z = 0$.

Учитывая, что

$$\omega_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right), \quad \omega_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right),$$

$$\omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right),$$

получим для этого случая

$$\frac{\partial u_x}{\partial y} = \frac{\partial u_y}{\partial x}, \quad \frac{\partial u_x}{\partial z} = \frac{\partial u_z}{\partial x}, \quad \frac{\partial u_z}{\partial y} = \frac{\partial u_y}{\partial z}.$$

Второй случай соответствует условию, когда выражения в правой части уравнения (1.23), заключенные в круглые скобки, равны нулю, т. е.

$$\begin{aligned} u_x \omega_z - u_z \omega_x &= 0, & u_z \omega_y - u_y \omega_z &= 0, \\ u_y \omega_x - u_x \omega_y &= 0. \end{aligned}$$

Отсюда вытекает второе условие движения невязкой жидкости в виде

$$\frac{u_x}{\omega_x} = \frac{u_y}{\omega_y} = \frac{u_z}{\omega_z} = \text{const.}$$

Отвечающие этому условию течения называются продольно-винтовыми. А. А. Саткевич, выполняя анализ уравнения (1.23), пришел к выводу, что, если эти два условия отсутствуют, то изменение энергии (левая часть уравнения) равно работе некоторых сил (правая часть уравнения) вихревой природы, умноженных на приращение пути, т. е. $A = Fds$. Проекция вектора силы (F) на оси координат можно записать следующим образом:

$$\begin{aligned} F_x &= -2\rho(u_z \omega_y - u_y \omega_z), \\ F_y &= -2\rho(u_x \omega_z - u_z \omega_x), \\ F_z &= -2\rho(u_y \omega_x - u_x \omega_y). \end{aligned}$$

Сам вектор силы, направленный по нормали к плоскости u , ω , может быть записан в общем виде

$$F = -2\rho u \omega \sin(u \wedge \omega).$$

Наибольшее значение эта сила будет иметь при угле между векторами u и ω , равном $\pi/2$,

$$F_{\text{макс}} = -2\rho u \omega, \quad (1.24)$$

а наименьшее, равное нулю — при угле между этими векторами, равном нулю.

Применим это выражение к плоскому турбулентному потоку, движение в котором совершается в плоскости x, y . Угловая скорость вращения вихря ω в таком потоке равна угловой скорости вращения вихря вокруг оси z , т. е.

$$\omega = \omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right). \quad (1.25)$$

При равномерном движении изменение скоростей по длине потока не происходит, следовательно, $\partial u_y / \partial x = 0$, тогда из (1.25) получим

$$\omega = -\frac{1}{2} \frac{\partial u_x}{\partial y}.$$

Подставляя это значение в (1.24), будем иметь

$$F_{\text{макс}} = \rho u \frac{\partial u_x}{\partial y}.$$

Для плоского потока $u_x = u$, тогда

$$F_{\text{макс}} = \rho u \frac{\partial u}{\partial y} = \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right).$$

Эта сила будет действовать по нормали к плоскости ω , u и направлена вверх, поэтому она и называется подъемной силой Саткевича. Наибольшего значения сила достигает у дна, где наибольшее значение имеет и вектор $\omega_z = -\frac{1}{2} \frac{\partial u}{\partial y}$, т. е. тормозящая стенка, развивая на группах частиц, образующих вихрь, эту подъемную силу, принуждает вихри отделяться от стенки в толщу потока, поэтому Саткевич и назвал их принужденными вихрями.

При угле (u/ω) , равном нулю, направление оси вихря совпадает с направлением скорости. В этом случае $\sin(u/\omega)$ равен нулю, а вместе с этим равна нулю и подъемная сила. Вихри, находящиеся в этих условиях, Саткевич называет свободными. Поскольку последние не играют заметной роли в механизме плоского турбулентного потока, далее понятие о свободных вихрях уже не используется.

При равномерном движении турбулентного потока принужденные вихри имеют физическую структуру основных возмущений турбулизации, порождаемых стенкой (дном). Они представляют собой, как это изложено ранее, отдельные группы частиц, имеющие различные размеры, частоту и различную ориентацию. Поэтому для большой совокупности таких вихрей при различной их ориентации среднее значение подъемной силы составляет лишь долю максимального значения, равную α , т. е. среднее значение подъемной силы будет равно для единицы объема жидкости вихря

$$F = \alpha \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (1.26)$$

Очевидно, что для вихрей (возмущений) разных размеров различными будут и подъемные усилия.

После определения величины и физического обоснования причин возникновения подъемной силы необходимо решить вопрос, поставленный выше — определить начальную вертикальную составляющую скорости вихрей (v_{*0}). Это значение скорости, максимальное у дна, и наблюдается при отрыве вихрей от тормозящей стенки. Для определения его значения восполь-

зуемся предложением Гончарова, который исходит из положения о равенстве импульса подъемной силы, возникающей на возмущении, изменению количества его движения. Действительно, импульс подъемной силы F за время dt сообщит единице объема возмущения количество движения, равное ρdv_* .

Таким образом, $Fdt = \rho dv_*$.

Подставляя значение F из (1.26), получаем

$$F = \rho \frac{dv_*}{dt} = \alpha \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right),$$

отсюда

$$\frac{dv_*}{dt} = \alpha \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (1.27)$$

Левая часть уравнения (1.27) является полной производной от вертикальной составляющей скорости возмущений (v_*) по времени

$$\frac{dv_*}{dt} = \frac{\partial v_*}{\partial t} + \frac{\partial v_*}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial v_*}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial v_*}{\partial z} \frac{dz}{dt}. \quad (1.28)$$

Для плоского потока изменения во времени, по абсциссе (x) и аппликате (z) не происходят. Следовательно, члены уравнения

$$\frac{\partial v_*}{\partial t} = \frac{\partial v_*}{\partial x} \frac{dx}{dt} = \frac{\partial v_*}{\partial z} \frac{dz}{dt} = 0.$$

Тогда из (1.28) получим

$$\frac{dv_*}{dt} = \frac{\partial v_*}{\partial y} \frac{dy}{dt}. \quad (1.29)$$

В этом выражении dy/dt — скорость вертикальных перемещений масс жидкости. Как известно, в потоке имеются как возмущения, перемещающиеся вверх от тормозящей стенки, так и замещающие течения, направленные вниз, т. е. величина dy/dt не является однозначной и даже может иметь разные знаки. Поэтому Гончаров, принимая $dy/dt \approx v_*$, делает произвольное допущение. Подставляя в (1.29) вместо dy/dt значение v_* , получаем

$$\frac{dv_*}{dt} = v_* \frac{\partial v_*}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v_*^2}{2} \right). \quad (1.30)$$

Из (1.27) с учетом (1.30) получим

$$\alpha \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v_*^2}{2} \right).$$

Переходя от частных производных к полным, что вполне приемлемо для плоского потока, получим

$$\alpha \frac{d}{dy} \left(\frac{u^2}{2} \right) = \frac{d}{dy} \left(\frac{v_*^2}{2} \right). \quad (1.31)$$

Подъемная сила имеет существенное значение лишь у дна потока, в месте отрыва вихря от стенки. Обозначив расстояние от дна до центра вихря через «в», на котором скорость ($v_{*в}$) имеет наибольшее значение, и местную продольную скорость на той же высоте через $u_в$, из (1.31) получим

$$v_{*в} = \sqrt{\alpha} u_в + c. \quad (1.32)$$

Определяем постоянную c на основе граничных условий. Она равна нулю ($c=0$), так как при $u_в=0$ $v_{*в}$ также равно нулю.

Определив значение $u_в$ по формуле (1.17), получим

$$u_в = v \frac{\lg \frac{16,7b + \Delta}{\Delta}}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}} = \frac{\alpha_1 v}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}}. \quad (1.33)$$

Подставив значение $u_в$ из (1.33) в (1.32), получим

$$v_{*в} = \frac{\alpha_1 \sqrt{\alpha} v}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}}. \quad (1.34)$$

Значение постоянной $\alpha_2 = \alpha_1 \sqrt{\alpha}$ определяется с помощью специальных экспериментов. Дно потока при этом формируется из зерен одинаковой крупности k несвязных грунтов. Постепенно увеличивая скорость, доводят ее до критического значения, при котором зерна начинают отрываться от дна потока. Принимаем, что значение начальной скорости отрыва вихрей от дна потока ($v_{*в}$) будет примерно равно гидравлической крупности этих зерен, т. е. $v_{*в} = w$.

Далее, принимая $\Delta = 0,7k$ и изменяя значения глубин H и средних скоростей потока v , на основе формулы (1.34) определяем значение коэффициента

$$\alpha_2 = \frac{w}{v} \lg \frac{8,8H}{k}.$$

Учитывая, что все параметры, входящие в это уравнение, измеряются с различной степенью точности и ошибки измере-

ний могут быть достаточно большие, необходимо выполнить несколько серий опытов, в которых изменяется значение крупности зерен k .

В. Н. Гончаров рекомендует значение коэффициента $\alpha_2 = 1$ как среднеарифметическое из всех значений, полученных по данным измерений. Тогда из (1.34) получаем окончательное выражение для расчета вертикальной составляющей скоростей вихрей у дна в виде

$$v_{*v} = \frac{v}{\lg \frac{6,15H}{\Delta}}$$

1.5.2. Коэффициент турбулентного обмена

Незамкнутость системы уравнений движения и неразрывности для потоков турбулентного режима привела к разработке ряда гипотез. Одной из них является концепция, основанная на введении в расчеты так называемого коэффициента турбулентного обмена (A). Этот коэффициент введен Ж. В. Буссинеском по аналогии с коэффициентом динамической вязкости и по аналогии с ним его также часто называют коэффициентом турбулентной вязкости. Действительно, для ламинарного режима движения потока касательное напряжение равно

$$\tau_l = \mu \frac{du}{dy}$$

Записывая выражение для расчета касательного напряжения турбулентного потока по аналогии с ламинарным, получим

$$\tau_T = A \frac{d\bar{u}}{dy}$$

Здесь вместо истинной скорости (u) входит осредненная скорость \bar{u} .

Вместо «динамического» коэффициента турбулентного обмена A часто вводится кинематический коэффициент «кажущейся» вязкости $\nu_T = A/\rho$ турбулентного течения, соответствующий коэффициенту кинематической вязкости $\nu = \mu/\rho$ ламинарного течения. В этом случае приведенные выше формулы для касательных напряжений принимают вид

$$\tau_l = \rho\nu \frac{du}{dy}, \quad \tau_T = \rho\nu_T \frac{d\bar{u}}{dy}$$

Если коэффициент динамической вязкости μ , зависящий от свойств жидкости и ее температуры, имеет строгий физический смысл, то этого нельзя сказать о параметре A . Его значение

обычно определяется обратным расчетом по экспериментальным данным на основе градиентных наблюдений

$$A = \frac{\tau_r}{\frac{du}{dy}} \approx \frac{\rho g (H - y) l}{\frac{\Delta u}{\Delta y}}$$

Значение параметра A и его распределение по глубине также можно получить, определяя градиенты скоростей по одной из многочисленных формул, описывающих распределение скоростей по глубине потока. Однако при этом эпюры распределения параметра A по глубине потока получаются даже качественно различными. В этом нетрудно убедиться, если построить эпюры $A=f(y)$, полученные расчетом по одной из логарифмических формул и по параболической формуле Базена или эллиптической формуле Караушева.

Для расчета коэффициента турбулентного обмена предложен ряд эмпирических формул, детальный анализ которых выполняется в курсе гидромеханики. Здесь приведем лишь одну из них, основанную на предложенной Л. Прандтлем понятии длины пути перемешивания. Для коэффициента турбулентного обмена она имеет вид

$$A = \rho l^2 \left| \frac{d\bar{u}}{dy} \right|,$$

а для кинематического коэффициента турбулентного обмена —

$$\nu_r = l^2 \left| \frac{d\bar{u}}{dy} \right|.$$

1.5.3. Зависимость коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса

Как уже указывалось в открытых русловых потоках массы жидкости перемещаются под действием силы, равной проекции силы тяжести на направление движения.

При равномерном плоском движении жидкости действующее касательное напряжение уравнивается касательным напряжением сопротивления: $\tau_d = \tau_c$. При ламинарном режиме сила сопротивления обусловлена молекулярными силами вязкости. Для переходной области и турбулентного режима получить выражение для силы сопротивления аналитическим путем не удалось, что обусловлено сложностью и недостаточной изученностью структуры турбулентного потока.

Касательное напряжение сопротивления может быть рассчитано по формуле, которая в развернутом виде для плоского потока в целом может быть записана в виде

$$\tau_c = \mu \frac{du}{dy} + A \frac{d\bar{u}}{dy}. \quad (1.35)$$

Второе слагаемое равенства характеризует сопротивление за счет так называемого молярного обмена, т. е. за счет интенсивного массообмена между придонными слоями и основной толщей потока, в процессе которого осуществляется торможение турбулентного потока. При этом градиент скорости имеет тот же физический смысл, что и для первого члена равенства (1.35), но, как уже указывалось, под \bar{u} понимается осредненная продольная скорость.

Формула (1.35) констатирует, что в реальном турбулентном потоке процесс торможения осуществляется за счет турбулентной и молекулярной вязкости. В случае ламинарного движения второй член правой части формулы (1.35) равен нулю, при этом касательное напряжение трения на стенке пропорционально первой степени скорости.

В развитом турбулентном потоке, при больших значениях чисел Рейнольдса, первый член правой части формулы (1.35) значительно меньше второго и им можно пренебречь. Тогда касательное напряжение будет пропорционально второй степени скорости, т. е.

$$\tau_c = \rho \lambda \frac{v^2}{2}.$$

Для переходной области оба слагаемых правой части формулы (1.35) могут быть соизмеримы, причем касательное напряжение оказывается пропорциональным скорости в степени, меньшей двух.

Отсутствие теоретического решения вопроса о расчете сопротивлений в переходной области и для турбулентного режима привело к многочисленным экспериментальным исследованиям. Наиболее интересные результаты были получены Никурадзе (для напорных трубопроводов) и Зегждой (для лотков и открытых каналов). Анализ данных экспериментов позволил им установить зависимость коэффициента гидравлического трения (λ) от определяющих факторов в виде $\lambda = f(\text{Re}, H/\Delta)$ (рис. 1.11).

Как видно на рис. 1.11, эта зависимость имеет весьма сложный вид. Детальный ее анализ выполнен в курсе гидравлики, поэтому остановимся только на основных принципиальных выводах, которые потребуются нам при изложении последующих разделов курса.

В поле координат $\lambda=f(\text{Re}, H/\Delta)$ можно выделить несколько зон. Зона I — зона ламинарного режима (рис. 1.11, зона I), характеризуется линейной зависимостью $\lambda=f(\text{Re})$ в логарифмических координатах, т. е. степенной зависимостью самих величин, причем λ убывает с ростом Re .

Зона II — зона неустойчивого режима (расположена между вертикалями 0—1, заштрихована). Ее обычно называют переходной зоной.

Зона III — зона турбулентного режима расположена правее вертикали 1. Эту зону целесообразно разделить на три области.

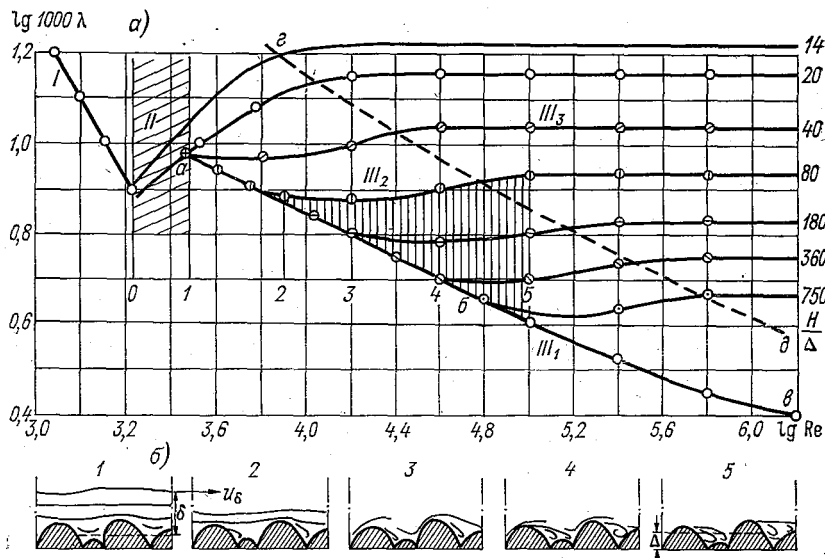


Рис. 1.11. а — зависимость $\lambda=f(\text{Re}, H/\Delta)$.

I — ламинарный режим, II — переходная область, III — турбулентный режим; III₁ — гладкие стенки, III₂ — полугладкие стенки, III₃ — шероховатые стенки.

б — схема обтекания выступов шероховатости.

Первая область (III₁) — область гладких русел (на рис. 1.11 линия *ab*). Эта область характеризуется тем, что в ней коэффициент λ не зависит от шероховатости (считается, что выступы шероховатости «втоплены» в пограничный слой и передача сопротивлений от дна в толщу потока осуществляется только через этот слой), а зависит от числа Рейнольдса, т. е. $\lambda=f(\text{Re})$, причем опять-таки λ убывает с ростом Re .

Имеются различные частные выражения этой зависимости, основанные на экспериментальном материале. Так, Прандтль

в 1932 г. для гладких труб предложил зависимость $\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2 \lg(\text{Re}_d \sqrt{\lambda}) - 0,8$. В последующий период резко возросло количество таких эмпирических зависимостей, на основе дополнительной информации уточняющих зависимость, полученную Прандтлем, и в настоящее время их число измеряется несколькими десятками.

Вторая область (III_2) — область «доквадратичного сопротивления шероховатых русел». На рис. 1.11 она расположена между линиями abv и gd . В этой области $\lambda = f(\text{Re}, H/\Delta)$ характер зависимости весьма сложный и недостаточно изученный. В частности, Гончаров считает, что эта область соответствует полугладким и полупероховатым стенкам.

Третья область (III_3) — область квадратичного сопротивления шероховатых русел; располагается правее линии gd . В этой области коэффициент λ не зависит от числа Рейнольдса (все линии графика — прямые, параллельные оси чисел Рейнольдса), а только от относительной шероховатости. Поэтому данную область называют автомоделной. В ней сопротивление пропорционально квадрату средней скорости

$$\tau_c = \rho \lambda \frac{v^2}{2}. \quad (1.36)$$

Для определения значения параметра λ рядом авторов предложено значительное количество формул, основанных на различных гипотезах. В качестве примера можно привести формулу Гончарова

$$\lambda = \frac{1}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta}\right)^2}. \quad (1.37)$$

Подставляя значение λ из (1.37) в (1.36), получим формулу для расчета сопротивления движению плоского потока турбулентного режима в виде

$$\tau_c = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta}\right)^2} \frac{v^2}{2}. \quad (1.37')$$

Учитывая, что $\tau_d = \tau_c$ или

$$\rho g H I = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta}\right)^2} \frac{v^2}{2},$$

получим формулу для расчета средней скорости плоского потока (по Гончарову)

$$v = 4 \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{2gHI}. \quad (1.38)$$

Приравнивая значение скорости по (1.38) аналогичному значению по формуле Шези, получаем выражение для расчета коэффициента Шези плоского потока

$$C = 41 \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{2g} = 17,7 \lg \frac{6,15H}{\Delta}.$$

Как вытекает из анализа этой формулы, коэффициент Шези зависит только от относительной шероховатости и не зависит от других видов сопротивлений. Такой вид формулы приемлем для расчетов коэффициентов шероховатости для ограниченного числа водотоков, в частности для горных рек, и неприемлем для расчетов на реках с грядовым режимом перемещения наносов.

1.6. Пограничный слой

1.6.1. Ламинарный пограничный слой

В начале XX в. Л. Прандтлем было введено понятие пограничного слоя, образующегося между тормозящей стенкой и ядром потока, оказавшееся очень плодотворным при решении ряда задач практической аэро- и гидродинамики. Первоначально предполагалось, что движение жидкости в этом слое ламинарное, а между ним и турбулентным ядром потока существует переходный слой, в котором и возникают турбулентные возмущения.

В последующие годы предложения Прандтля были уточнены и дополнены как самим автором, так и другими исследователями. Наибольший успех был достигнут при изучении потоков с гладкими тормозящими стенками. Рассмотрим кратко основные итоги этих работ и те проблемы, которые остались нерешенными в настоящее время, а несколько позднее перейдем к анализу данных о потоках с шероховатыми стенками.

При обтекании вязкой жидкостью неподвижных гладких поверхностей распределение скоростей всегда неравномерное, так как твердая поверхность оказывает на жидкость тормозящее действие, являющееся следствием прилипания к ней жидких частиц. При малых числах Рейнольдса переход от нулевых скоростей на стенке к их конечным значениям может происходить постепенно — так, что область тормозящего влияния стенки оказывается сравнимой со всей областью течения. Рассчитать такое течение можно, используя полные уравнения Навье — Стокса (или уравнения Рейнольдса, если поток турбулентный), решение которых является непростой задачей. Однако при больших числах Рейнольдса течение приобретает

некоторые особенности, позволяющие эту задачу упростить. Так, по мере возрастания числа Re область вблизи стенки, где происходит интенсивное нарастание скоростей, становится все более узкой; в этой области сосредотачивается основное влияние вязкости: в ней локализуется интенсивное вихреобразование, а за ее пределами поток оказывается слабозавихренным и может приближенно считаться потенциальным.

Такая структура течения при больших числах Рейнольдса позволяет разбить всю область течения на две части:

1) пристенный пограничный слой, для которого характерны значительные градиенты скорости и интенсивное вихреобразование;

2) внешний поток, завихренность которого относительно мала; пренебрегая ею, поток можно считать потенциальным.

Поскольку проявление вязкости во внешнем потоке мало, неравномерность распределения скоростей в нем обусловлена, так же как и в идеальной жидкости, только вытесняющим действием обтекаемых тел. Чаще всего течение во внешнем потоке является турбулентным, так как числа Re велики. Однако в пограничном слое ввиду резкого падения скоростей при приближении к стенке режим течения может быть или ламинарным, или турбулентным. Поэтому различают ламинарный и турбулентный пограничные слои, методы расчета каждого из которых существенно различны. Рассмотрим ламинарный пограничный слой, теория которого основана на упрощенных уравнениях Навье — Стокса.

При течении жидкости в канале, трубе или русле пограничный слой образуется на начальном участке, где формируется эпюра скорости. Здесь у каждой из стенок возникает пограничный слой, толщина которого недостаточна для заполнения всего сечения канала; в центральной его части сохраняется равномерное распределение скоростей.

Важно подчеркнуть, что приближение скорости в пограничном слое к скорости внешнего потока имеет асимптотический характер и, строго говоря, конечной толщины пограничного слоя не существует. Однако одной из основных особенностей течения в пограничном слое является то, что уже на относительно малом расстоянии δ от твердой стенки разность этих скоростей столь мала, что ею можно с достаточной точностью пренебречь. Но все же толщина δ пограничного слоя, определяемая условно, будет зависеть от той точности, которую назначаем для равенства скорости пограничного слоя и скорости внешнего потока на их общей границе. Поэтому в современной теории пограничного слоя чаще всего пользуются понятиями толщины вытеснения δ^* и толщины потери импульса δ^{**} , которые косвенным образом характеризуют поперечный размер пограничного слоя, но определяются более точно, чем толщина δ

слоя. Для пояснения первого из этих понятий рассмотрим схему обтекания невозмущенным потоком вязкой жидкости плоской пластины, поставленной параллельно вектору скорости потока.

Пусть граница пограничного слоя OA (рис. 1.12) определяется его толщиной δ , выбранной условно, как указано выше. Линии тока невозмущенного потока перед пластиной ($x < 0$) представляют собой параллельные пластине прямые, однако над пластиной ($x > 0$) они должны отклоняться. Действительно, поскольку в сечении mn , где толщина пограничного слоя δ , ско-

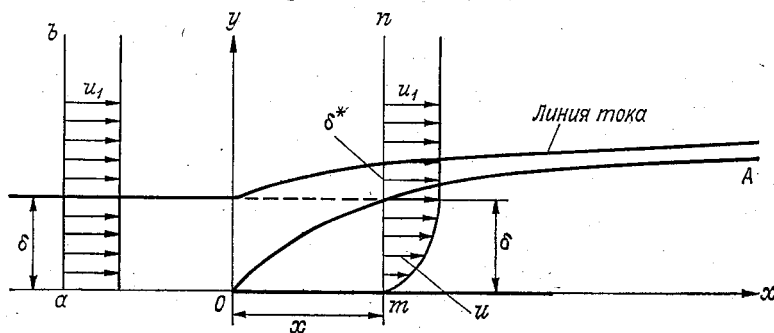


Рис. 1.12. Отклонение линий тока вблизи плоской пластины вследствие образования пограничного слоя.

рости u в пределах этого слоя всюду меньше, чем скорость невозмущенного потока, расход жидкости через это сечение будет меньше, чем через сечение ab того же размера δ , но проведенное в невозмущенном потоке. Поэтому линия тока над пластиной, чтобы пропустить расход $u_1\delta$, должна отклониться на некоторую величину δ^* . Тогда уравнение баланса расходов для сечений ab и mn запишем в виде

$$u_1\delta = u_1\delta^* + \int_0^{\delta} u dy.$$

Здесь $u_1\delta^*$ выражает расход через сечение высотой δ^* , в котором продольная (вдоль оси x) составляющая скорости практически равна u_1 .

Так как $\delta = \int_0^{\delta} dy$, из последнего уравнения можно определить толщину вытеснения

$$\delta^* = \frac{1}{u_1} \int_0^{\delta} (u_1 - u) dy = \int_0^{\delta} \left(1 - \frac{u}{u_1}\right) dy. \quad (1.39)$$

Из вывода этой формулы видно, что толщина вытеснения δ^* представляет собой отклонение линий тока вязкой жидкости от линий тока идеальной жидкости, которое вызвано тормозящим действием твердой поверхности (т. е. образованием пограничного слоя). Важно заметить, что величина δ^* практически не зависит от точности определения δ , так как начиная с некоторых значений расстояния от стенки $u \approx u_1$. Рассматривая асимптотический пограничный слой, что ближе к истинной картине течения, можно для верхнего предела интеграла (1.39) принять $\delta = \infty$. Поэтому иногда применяют следующую форму записи:

$$\delta^* = \int_0^{\infty} \left(1 - \frac{u}{u_1}\right) dy.$$

Если вместо асимптотического пограничного слоя принята модель слоя конечной толщины, то, как видно из выражения (1.39), связь между величинами δ и δ^* можно установить, если известно распределение продольной составляющей скорости в пограничном слое.

Обратим внимание на то, что отклонение линий тока пограничным слоем обуславливает двумерный характер течения даже в простейшем случае обтекания бесконечно тонкой пластины. Поэтому при описании движения необходимо учитывать наличие в пограничном слое двух проекций скорости u и v (для плоской задачи).

Хотя понятие толщины вытеснения пояснено на частном примере обтекания пластины, оно сохраняет свой смысл и для обтекания других поверхностей.

В пограничном слое, сформированном трением о гладкую тормозящую стенку, обычно выделяются отдельные подслои: прилипшей к стенке неподвижной жидкости, вязкий и переходный. Существование пограничного слоя на границе потока и стенки обуславливает наличие в нем явлений поверхностного эффекта, связанных с изменением некоторых обычных физических свойств среды. Они вызываются действием молекулярных сил, достигающих высоких значений на границе и не выявляющихся внутри жидкой среды. В случае смачиваемой стенки прилипший слой, толщина которого, по данным Гончарова, составляет $0,7 \cdot 10^{-5}$ см, сростается с ней настолько, что жидкость не отрывается от нее даже под действием собственного веса. В этом слое влияние молекулярной вязкости значительно возрастает у стенки и уменьшается в направлении толщи потока.

Вязкий слой непосредственно примыкает к прилипшему. Своё название он получил из-за преобладающего в нем влияния сил вязкости.

Действительно, в турбулентном потоке касательное напряжение сил сопротивления (τ) можно представить как сумму

двух составляющих $\tau = \tau_T + \tau_B$, где $\tau_T = A \frac{du}{dy}$, а $\tau_B = \mu \frac{du}{dy}$; τ_T и τ_B — касательные напряжения соответственно за счет турбулентных и молекулярных сил вязкости; A и μ — коэффициенты турбулентной и динамической вязкости. Применяя это уравнение к вязкому слою, делаем вывод, что для него $\tau_B \gg \tau_T$.

Толщину вязкого слоя δ большинство исследователей обычно определяет традиционными методами из соотношения $N = v_d \delta / \nu$, где $v_d = \sqrt{gHI}$ — динамическая скорость; ν — кинематический коэффициент вязкости. Величина N , которую иногда называют числом Рейнольдса пограничного слоя, считается постоянной, но из-за невысокой точности экспериментов исследователи рекомендуют различные ее значения (от 3 до 12). Например, М. А. Мостков рекомендует $N = 3,5$, В. Н. Гончаров — 4, И. К. Никитин — 5, 6, Никурадзе — 11,6.

Выше вязкого слоя поток имеет турбулентный, характер. Принято считать, что резкого перехода от вязкого слоя к турбулентному ядру потока нет. Поэтому и выделяют переходный слой, в котором и происходит формирование возмущений. Верхняя граница этого слоя обычно определяется числом $v_{dy}/\nu = 30 \div 70$, а слоя постоянного напряжения числом $v_{dy}/\nu = 500 \div 1000$.

В переходном слое преимущественное значение имеют касательные напряжения сопротивления за счет турбулентных сил вязкости. В турбулентном ядре касательные напряжения за счет молекулярных сил вязкости малы и в расчетах ими обычно пренебрегают.

1.6.2. Структура пристенного турбулентного пограничного слоя

По результатам современных экспериментальных исследований можно составить следующее приближенное представление о кинематической структуре течения в пристенном турбулентном пограничном слое.

В непосредственной близости к стенке существует вязкий подслой, в котором молекулярная вязкость существенно превосходит турбулентную $\mu \gg A$. Толщина вязкого подслоя составляет 0,001, ..., 0,01 толщины всего турбулентного слоя. Далее следует зона логарифмического профиля, которая вместе с вязким подслоем и переходной областью образует пристенную область. В этой области, составляющей около 20 % толщины пограничного слоя, накапливается главная часть его пульсационной энергии. Это означает, что в пристенном пограничном слое турбулентность генерируется главным образом вблизи стенки в об-

ласти, гораздо более узкой, чем вся толщина пограничного слоя. Закономерности, описывающие течение в пристеночной области, часто называют «законом стенки».

Между пристеночной областью и внешней границей пограничного слоя располагается внешняя область, которая характеризуется относительно небольшой генерацией турбулентных пульсаций и в которой распределение скоростей несколько отклоняется от логарифмического закона.

Между внешней областью и внешним безвихревым потоком лежит еще одна область, получившая название надслоя. Для нее характерны явления нестационарности и перемежаемости, обусловленной периодическим проникновением в надслой малотурбулизованных масс из внешнего потока и восстановлением степени турбулентности, присущей пограничному слою.

Таким образом, структура турбулентного пограничного слоя значительно сложнее структуры ламинарного слоя.

Дифференциальные уравнения турбулентного пограничного слоя можно получить из уравнений Рейнольдса, оценив значения их членов. Если при этом пренебречь нормальными турбулентными напряжениями, то для плоского установившегося пограничного слоя получим:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\rho \overline{u'v'}),$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0.$$

В частности, Б. Т. Емцев предлагает путь решения этих уравнений, основываясь на том, что для внешнего потока справедливо уравнение Бернулли в виде $p + 0,5\rho u_\delta^2 = \text{const}$; используя обозначения

$$\tau = \mu \frac{du}{dy} - \rho \overline{u'v'} = \tau_v + \tau_t,$$

он переписывает последние уравнения в виде

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = u_\delta \frac{du_\delta}{dy} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial y}, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0.$$

Здесь u_δ — скорость на верхней границе пограничного слоя.

Эти уравнения можно использовать для построения методов расчета турбулентного пограничного слоя.

1.6.3. Пограничный слой у шероховатых стенок

Значительно сложнее и менее изучена структура пограничного слоя у шероховатых стенок. Это объясняется недостаточной экспериментальной изученностью проблемы, обусловленной влиянием формы, густоты, характера размещения, а также не-

однородности выступов шероховатости на структуру потока и на сопротивление его движению.

Существование режима гидравлически гладкого русла при шероховатой стенке, когда выступы шероховатости не увеличивают коэффициенты сопротивления по сравнению с гладкой тормозящей стенкой, принято объяснять тем, что выступы шероховатости втоплены в вязкий слой и их обтекание имеет ламинарный характер. Примеры такого обтекания выступов приведены на рис. 1.11 б (1—5).

При режиме, соответствующем переходной области сопротивления, выступы шероховатости высотой Δ лишь частично находятся в области вязкого слоя δ , т. е. $\Delta > \delta$. При обтекании их вершин турбулизированным потоком образуются вихри. При течении с квадратичным режимом сопротивления вязкий слой полностью отсутствует. Выступы шероховатости по всей высоте находятся в зоне турбулентного течения и их обтекание характеризуется квадратичным режимом сопротивления. Однако теоретического обоснования этой схемы нет.

И. К. Никитин, проведя детальные эксперименты по изучению механизма пограничного слоя, пришел к выводу о необходимости замены понятия «пограничный слой» на понятие «придонный слой», имеющий ряд принципиальных отличий от первого при условии обтекания потоком шероховатой тормозящей стенки. Для гладкой стенки они практически совпадают. В чем же заключаются эти отличия?

1. Толщина этого слоя (δ') либо равна, либо больше высоты выступов шероховатости, т. е. $\delta' \geq \Delta$. Для режимов, относящихся к переходной и квадратичной областям сопротивлений, верхняя граница придонного слоя располагается несколько выше вершин выступов шероховатости (при примерно равной высоте выступов), но режим течения в этом слое соответственно переходный или турбулентный.

2. Течение в придонном слое определяется не молекулярной, а полной вязкостью, значение которой (ϵ_δ) для верхней границы слоя Никитин предлагает определять по формуле

$$\epsilon_\delta = \nu - \left(\frac{u'v'}{du/dy} \right)_\delta.$$

3. Средняя для этого слоя скорость зависит только от динамической скорости $v_\delta = 5,6v_d$.

4. Верхняя граница слоя соответствует максимуму эпюры распределения по глубине средних квадратических пульсационных составляющих продольной скорости потока (см. рис. 1.3).

Исследования Никитина являются значительным шагом вперед в изучении механизма пограничного слоя у шероховатой стенки. В то же время его экспериментами подтверждена справедливость положения о пограничном слое для гладких стенок. При этом автор отметил, что для течений в гладких руслах и в шероховатых при режимах гидравлически гладкого течения величина ϵ_δ близка к молекулярной вязкости, т. е. $\epsilon_\delta \approx \nu$.

Учитывая, что для вязкого слоя постоянное значение N рекомендуется исходя из условий ламинарного движения жидкости в нем, рассмотрим, как это положение согласуется с тем, что слой является составляющим турбулентного потока, движущегося по законам квадратичного сопротивления, число Рейнольдса которого изменяется при изменении характеристик потока.

Объяснение этого явления приведено Гончаровым

$$\tau \approx \mu \frac{u_\delta}{\delta} = \rho \nu \frac{u_\delta^2}{\delta u_\delta} = \rho g \frac{2\nu}{u_\delta \delta} \frac{u_\delta^2}{2g}$$

Учитывая, что $v_\delta = u_\delta/2$, а $N = v_\delta \delta / \nu$, получим

$$\tau = \frac{\rho g}{N} \frac{u_\delta^2}{2g} = \mu \frac{u_\delta}{\delta}$$

Условие о пропорциональности касательного напряжения квадрату скорости при турбулентном режиме движения потока выполняется только при постоянном значении N . Следовательно, необходимо принять, что $N = \text{const}$.

Развитие учения о пограничном слое привело к разработке так называемых двух- и трехслойных моделей турбулентного движения, в которых поток подразделяется по глубине соответственно на две или три части. Для каждой части применяется свой закон распределения скоростей. Так, для двухслойной модели применяется линейный закон распределения скоростей в пределах пограничного слоя и логарифмический — для турбулентного ядра потока. Для трехслойной модели Карман дополнительно выделяет переходный слой, находящийся между пограничным слоем и турбулентным ядром потока. Как указывает И. К. Никитин, двух- и трехслойную модели не следует противопоставлять полуэмпирическим теориям. В частности, выполняя анализ двухслойной модели, Никитин отмечает: «В основу этой модели положен известный логарифмический закон сопротивления и ее универсальность является прежде всего следствием универсальности этого закона. Отличие модели от теории Прандтля заключается лишь в отказе от постоянства коэффициентов и в конкретизации движения в пристенных слоях на основе принципа осреднения по элементу ше-

роховатой поверхности и обоснованного выбора положения совмещенного начала координат $u=0, y=0''$.

Здесь приведены лишь краткие сведения о пограничном слое. Всех интересующихся этим вопросом и желающих более полно изучить его авторы отсылают к монографиям Г. Шлихтинга, И. К. Никитина и др.

1.7. Гладкие и полугладкие стенки. Особенности расчета сопротивлений и полей скоростей

Как указывалось в предыдущих разделах, эксперименты, проведенные Никурадзе в трубах и Зегждой в каналах, позволили им получить графическую зависимость $\lambda=f(\text{Re}, H/\Delta)$, близкую к приведенной на рис. 1.11. Анализируя этот рисунок, следует, что характер зависимости $\lambda=f(\text{Re})$ определяется относительной шероховатостью (H/Δ) . При больших ее значениях и числах Рейнольдса, превышающих критические, коэффициенты сопротивления практически не зависят от числа Рейнольдса, т. е. изображаются линиями, почти параллельными оси абсцисс (чисел Re). При уменьшении относительной шероховатости критические значения чисел Re увеличиваются и, наконец, при малых значениях относительной шероховатости они становятся настолько большими, что превышают значения, обычно наблюдаемые в реальных потоках. Это приводит к тому, что во всем диапазоне чисел Re , освещенных измерениями, наблюдается зависимость вида $\lambda=f(\text{Re})$ (рис. 1.11, нижняя кривая). Такой характер зависимости позволил ввести понятия гладких и полугладких стенок.

Следует отметить, что, в принципе любые стенки являются шероховатыми, а понятия гладкой и полугладкой стенок являются условными, тем более, что четких количественных рекомендаций о том, при какой высоте выступов шероховатости тормозящую стенку следует считать гладкой, полугладкой, полшероховатой или шероховатой, нет. В то же время деление тормозящих стенок на гладкие и шероховатые имеет большое практическое значение, в частности при моделировании.

Рассмотрим, что же понимается под гладкой стенкой. Под гидромеханически гладкой стенкой понимается тормозящая поверхность, имеющая минимальную однородную шероховатость. Толщина пограничного слоя у такой стенки неизменна по ее длине и ширине. Пограничный слой около этой стенки должен сохраняться при всех числах Re , встречающихся в реальных потоках, и при модельных испытаниях. Как видно, определение

в значительной мере является условным. Наиболее близкой к гладким стенкам является поверхность полированного зеркала.

Таким образом, для гладкой стенки обязательным условием является передача сопротивлений от нее в толщу потока через пограничный слой, где $\tau_\delta = \mu \frac{u_\delta}{\delta}$, u_δ — наибольшая скорость на верхней границе пограничного слоя, δ — толщина этого слоя.

Однако в натуральных и модельных потоках дно и тормозящие стенки практически никогда не бывают идеально гладкими, тем более в потоках достаточно больших размеров. Именно это привело к введению понятия полугладких стенок, к которым обычно относят реальные тормозящие стенки (бетонные, металлические и др.). Характерным для них является наличие небольших, удобно обтекаемых или плохо обтекаемых, но редко расположенных выступов шероховатости (стыки труб, рельсов и пр.).

Над выступами толщина пограничного слоя уменьшается, следовательно, сопротивление движению потока увеличивается. Действительно, $\tau_\delta = \mu \frac{u_\delta}{\delta}$. Поскольку значение u_δ считается неизменным по длине потока, μ также постоянно, то значение τ возрастает.

Наличие редко расположенных выступов шероховатости на стенке приводит к местному срыву пограничного слоя за ними, но затем он восстанавливается. Это также приводит к увеличению сопротивлений движению потока. Как видно на рис. 1.11, кривые зависимости $\lambda = f(Re)$ для полугладких стенок располагаются несколько выше аналогичных кривых для гладких стенок, что обусловлено увеличением сопротивлений при тех же числах Рейнольдса.

Некоторые исследователи выделяют в самостоятельный класс полужероховатые стенки. Это стенки, режим сопротивления которых при малых числах Re соответствует полугладким, а при больших — шероховатым стенкам. Выделение такого класса стенок несколько условно. Действительно, как видно на рис. 1.11, для всех шероховатых стенок характер зависимостей $\lambda = f(Re, H/\Delta)$ при малых числах Re близок к аналогичным для полугладких стенок и только при определенных критических значениях чисел Re эти кривые переходят в прямые, не зависящие от чисел Re .

Формулы для расчета скоростей и сопротивлений потоков, разработанные для шероховатых стенок, основаны на учете в качестве основного расчетного параметра высоты выступов шероховатости (H/Δ) или коэффициента шероховатости (n) и неприемлемы для расчета параметров потоков с гладкими стенками. Поэтому ряд исследователей предлагает для расчета па-

раметров таких потоков ввести понятие $\Delta_{гд}$ или $H/\Delta_{гд}$. В частности, Гончаров под $\Delta_{гд}$ понимает высоту выступов шероховатости стенки, равнозначную по сопротивлению гладкой стенке, и приводит для ее расчета эмпирическую формулу

$$\frac{H}{\Delta_{гд}} = \left(\frac{Re + 100}{111} \right)^{0,92}$$

С ее учетом формулы для расчета средних скоростей и сопротивлений движению потока (1.38) и (1.37) приобретают вид:

$$v = 3,7 \lg \left(\frac{Re + 41}{111} \right) \sqrt{2gHI},$$

$$\tau = \frac{\rho}{\left[3,7 \lg \left(\frac{Re + 41}{111} \right) \right]^2} \frac{v^2}{2}.$$

Как указывает Гончаров, точность расчета по ней составляет $\pm 3\%$.

При расчете полугладких стенок можно применять аналогичные формулы, но расчетное значение Δ значительно больше $\Delta_{гд}$.

1.8. Турбулентное рассеяние

В связи с тем что скорость в точке пульсирует не только по величине, но и по направлению, частицы любой субстанции, имеющие ту же плотность, что и несущие массы жидкости, проходящие через данную точку, перемещаются по различным случайным траекториям, имеющим весьма сложный характер. Это явление принято называть турбулентным рассеянием.

Экспериментальное изучение этого процесса довольно сложно, так как все известные методы основаны на введении в конкретную точку потока либо красителей и химических реактивов, либо твердых веществ, например шариков сополимерстирола, имеющих плотность, равную плотности воды, что, нарушая структуру потока, искажает естественный ход процесса. В качестве примера можно привести устройство, разработанное И. К. Никитиным. Принципиальная схема его состоит из датчика в виде стеклянной трубки с калиброванным выпускным отверстием, через которое в конкретной точке в поток вводится 10 %-ный раствор $CuSO_4$. Приемное устройство в виде редкой металлической сетки располагается на той же глубине, что и датчик, но ниже него по направлению течения потока. Под воздействием раствора $CuSO_4$ на металлической решетке образу-

ется круглое пятно черного цвета. По степени почернения и размеру пятна (по данным градуировки) определяют значение и интенсивность рассеяния частиц.

Как показали эксперименты, вертикальные и горизонтальные отклонения траекторий равны между собой и пропорциональны расстоянию от датчика. Их дисперсии также равны между собой, т. е. $\sigma_y = \sigma_z$, и пропорциональны расстоянию.

Наибольшую сложность представляет установление зависимости σ_y от расстояния и других определяющих факторов. В. Н. Гончаров, используя предложение М. А. Великанова принимать $\sigma_y = \alpha x$, если $x \leq x_0$, и $\sigma_y = \alpha x^{0,5}$, если $x > x_0$, и, исходя из анализа размерностей, получил

$$\sigma_y/x = \alpha' (\Delta/x)^{0,25}.$$

Принимая значение безразмерного коэффициента $\alpha' = \frac{2\sqrt{2g}}{C \left(1 + \frac{y-b}{H}\right)^2}$, Гончаров получает окончательное выражение для расчета дисперсии

$$\frac{\sigma_y}{x} = \frac{2\sqrt{2g}}{C \left(1 + \frac{y-b}{H}\right)^2} \left(\frac{\Delta}{x}\right)^{0,25},$$

где x — абсцисса; y — ордината; b — размер вихря; C — коэффициент Шези.

Анализом экспериментальных данных установлено, что плотность распределения частиц как по глубине, так и по ширине потока близка к нормальному симметричному распределению, описываемому уравнением

$$p = f(y) = \frac{1}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} e^{-y^2/2\sigma_y^2}.$$

Этим уравнением определяется, что общий контур турбулентного рассеяния, внутри которого сосредоточено 99,7 % всей совокупности отклонений, находится в пределах $\pm 3\sigma_y$. В пределах $\pm 2\sigma_y$ находится 97,4 % всей совокупности, а в пределах $\pm \sigma_y$ — 68,3 %. Так как вертикальные и поперечные отклонения имеют одинаковый порядок, то уравнение

$$\frac{3\sigma_y}{x} = \frac{6\sqrt{2g}}{C \left(1 + \frac{y-b}{H}\right)^2} \left(\frac{\Delta}{x}\right)^{0,25} \quad (1.40)$$

будет описывать кривую, образующуюся в результате сечения пространственного коноида турбулентного рассеяния плоскостью.

При решении задачи очищения промышленных стоков от примесей существенное значение имеет расчет длины пути, на котором происходит полное перемешивание сточных вод, сбрасываемых в реки.

Допуская, что сточные воды сбрасываются в поток через точечный источник, расположенный на половине глубины потока, то расстояние x_H , на котором сточные воды распространяются на всю глубину, определяется тем, что $H = 6\sigma_y$. Однако, учитывая, что в промежутке между $\pm 2\sigma_y$ и $\pm 3\sigma_y$ располагается только около 2% частиц, в практических расчетах следует принимать $H = 4\sigma_y$. Тогда

$$x_H = \frac{CH \left(1 + \frac{y-b}{H}\right)^{4/3}}{8 \sqrt{2g} \Delta^{0,25}}$$

Аналогично выполняются расчеты расстояния x_B , на котором сточные воды распространяются на всю ширину потока при условии ввода их в середине водотока

$$x_B = \frac{CB \left(1 + \frac{y-b}{H}\right)^{4/3}}{8 \sqrt{2g} \Delta^{0,25}}$$

Эти формулы справедливы только для условий расположения места сброса сточных вод соответственно на половине глубины или по середине водотока. При других условиях значения x_H и x_B следует увеличивать в зависимости от местоположения точки выпуска сточных вод.

Уместно отметить, что метод смешения, применяемый в гидрометрии для измерения расходов воды, основан на принципе турбулентного рассеяния.

Аналитические расчеты распространения загрязнений выполняются по уравнениям, полученным на основании теории турбулентной диффузии, разработанной В. М. Маккавеевым и его учениками. Основы этой теории приведены в следующих разделах.

1.9. Поля скоростей и сопротивлений потоков в руслах прямоугольного сечения

1.9.1. Методика расчета полей скоростей и сопротивлений

После рассмотрения теории плоского потока и методов, применяемых для расчета его полей скоростей и сопротивлений, перейдем к изучению более сложных двухмерных потоков, про-

стейшими из которых являются потоки в руслах прямоугольного поперечного сечения. Русла равнинных рек, как правило, имеют большие значения относительных шириин ($2B/H$), достигающих значений 100 и более. Хотя форма поперечного сечения таких русел и описывается параболической зависимостью, но в первом приближении она может быть заменена прямоугольным сечением. Русла искусственных каналов часто также близки к прямоугольной форме сечения.

Рассмотрим методы расчета полей скоростей и сопротивлений прямолинейных равномерных потоков прямоугольного сечения.

Примем следующие обозначения (рис. 1.13): $2B$ — ширина потока; H — глубина; Δ_d и Δ_c — соответственно высота выступов

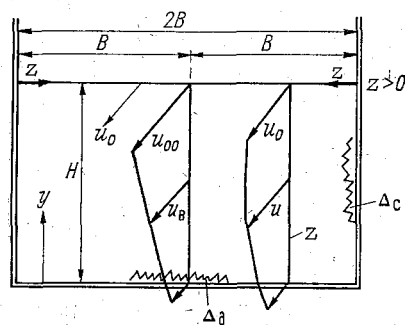


Рис. 1.13. Эпюры скоростей потока в русле прямоугольного сечения.

шероховатости дна и стенок; y — ордината, направленная от дна к поверхности потока; z — аппликата, направленная от стенок в толщу потока. Ее значение изменяется от 0 (на стенках) до B (в середине потока); u , v , u_0 — соответственно местная, средняя и максимальная скорости потока на вертикалях; V и u_{00} — соответственно средняя и максимальная скорости всего потока.

При выводе формулы, описывающей распределение скоростей по сечению потока, введем следующие допущения: 1) поток симметричен, т. е. характер изменения скоростей и других его параметров в левой и правой частях идентичен; 2) значение местной скорости на вертикали зависит только от средней скорости и от расстояния до тормозящей стенки. Следовательно, на все частицы жидкости, находящиеся на скоростной вертикали, боковые стенки оказывают одинаковое воздействие. Максимальные по вертикали скорости в этом случае должны находиться на наибольшем удалении от тормозящей стенки, т. е. на поверхности, а максимальная скорость всего потока — на поверхности осевой вертикали.

Введение этих допущений позволяет применять формулы, полученные для плоского потока, к расчету распределения ско-

ростей по вертикалям и горизонталям. С этой целью используем логарифмическую зависимость, полученную Гончаровым, для расчета скоростей на любой произвольно взятой вертикали. Тогда

$$u = u_l \frac{\ln [(r+c)/c]}{\ln (l/c)}, \quad (1.41)$$

где l — наибольшее расстояние от тормозящей стенки (в нашем случае дна) до точки, где располагается максимальная скорость; r — любая координата (y или z). Для открытого потока $l=H$; u_l — максимальная скорость потока на вертикали, расположенная на его поверхности (u_0). С учетом того, что $l=H$, формула (1.41) может быть записана в виде

$$u = u_0 \frac{\ln \frac{y+c_d}{c_d}}{\ln (H/c_d)} = u_0 \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7H}{\Delta_d}}. \quad (1.42)$$

Подставив в (1.42) вместо максимальной скорости из (1.16) значение скорости, средней на вертикали, получим

$$u = v \frac{\lg \left(16,7 \frac{y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}}.$$

Расчет распределения скоростей по ширине потока осуществляется аналогичным образом. Применяв формулу (1.41) к расчету распределения поверхностных скоростей по ширине потока, получим

$$u_0 = u_{00} \frac{\ln \frac{z+c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} = u_{00} \frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}}. \quad (1.43)$$

Подставляя (1.43) в (1.42), получаем

$$u = u_{00} \frac{\ln \frac{y+c_d}{c_d}}{\ln \frac{H}{c_d}} \frac{\ln \frac{z+c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} = u_{00} \frac{\ln \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\ln \frac{16,7H}{\Delta_d}} \times \\ \times \frac{\ln \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\ln \frac{16,7B}{\Delta_c}} = u_{00} \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7H}{\Delta_d}} \frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}}. \quad (1.44)$$

Для расчета местных скоростей через среднюю скорость потока необходимо подсчитать расход воды

$$Q = 2 \int_0^B \int_0^H u dy dz = 2BHv. \quad (1.45)$$

Подставляя (1.44) в (1.45) и делая ряд допущений, Гончаров получает

$$v = u_{00} \frac{\ln \frac{6,15H}{\Delta_d} \ln \frac{6,15B}{\Delta_c}}{\ln \frac{16,7H}{\Delta_d} \ln \frac{16,7B}{\Delta_c}}. \quad (1.46)$$

Преобразуя (1.44) с учетом (1.46), получаем

$$u = v \frac{\ln \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\ln \frac{6,15H}{\Delta_d}} \frac{\ln \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\ln \frac{6,15B}{\Delta_c}} = v \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}} \times \times \frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}}. \quad (1.47)$$

По формуле (1.47) можно рассчитать поле скоростей потока прямоугольного сечения (рис. 1.14).

С учетом тех же допущений можно получить расчетные выражения для определения сопротивления движению потоков в открытых руслах прямоугольного сечения. Учитывая, что для

плоского потока $\tau = \frac{\rho}{4 \lg \frac{l}{c_d}} \frac{u_l^2}{2}$, и применяя это выражение для

любой произвольно взятой скоростной вертикали, получаем

$$\tau_d = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{H}{c_d}\right)^2} \frac{u_0^2}{2} = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7H}{\Delta_d}\right)^2} \frac{u_0^2}{2}. \quad (1.48)$$

Выражая максимальную скорость на вертикали через максимальную скорость потока из (1.43), запишем

$$\begin{aligned} \tau_d &= \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{H}{c_d}\right)^2} \left(\frac{\ln \frac{z+c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} \right)^2 \frac{u_{00}^2}{2} = \\ &= \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7H}{\Delta_d}\right)^2} \left[\frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}} \right]^2 \frac{u_{00}^2}{2}. \end{aligned}$$

С учетом (1.46), получим

$$\tau_d = \frac{0,0625}{\left(\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}\right)^2} \left[\frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}} \right]^2 \frac{v^2}{2}.$$

Аналогичным образом устанавливаются касательные напряжения и для боковых стенок

$$\begin{aligned} \tau_c &= \frac{0,0625}{\left(\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}\right)^2} \left[\frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}} \right]^2 \frac{v^2}{2} = \\ &= \frac{0,0625}{\left(\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}\right)^2} \left[\frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7H}{\Delta_d}} \right]^2 \frac{u_{00}^2}{2}. \end{aligned}$$

Как вытекает из анализа этих формул, касательные напряжения сил сопротивления, в противоположность таковым для плоского потока, изменяют свои значения по периметру сечения, достигая наибольших значений на стенках у поверхности потока, а на дне — на середине сечения.

Рассмотрим полное сопротивление движению потока (на единицу длины)

$$W_c = 2 \int_0^H \tau_c dy + 2 \int_0^B \tau_d dz. \quad (1.49)$$

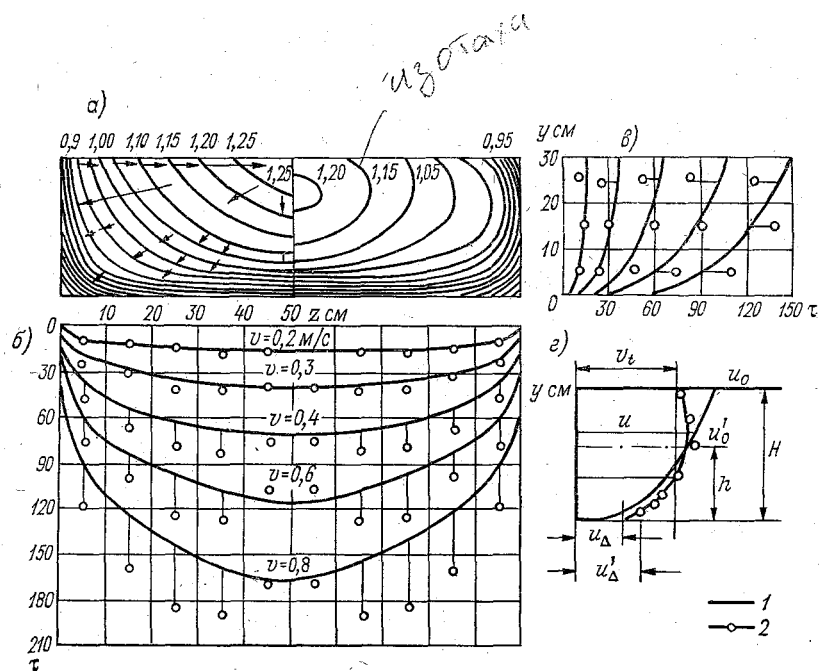


Рис. 1.14. Поля скоростей потока и касательные напряжения в открытом прямоугольном сечении по расчетным и экспериментальным данным ($2B/H < 8$).

a — поля скоростей, *b* — поля сопротивлений, *в* — эпюра распределения сопротивлений по глубине потока, *г* — эпюра скоростей; 1 — расчетные, 2 — экспериментальные.

Подставляя в (1.49) соответствующие выражения для τ_d и τ_c и пропуская промежуточные преобразования, получаем

$$W_c = \frac{1,02\rho}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta_d}\right)^2} \frac{v^2}{2} \left[2H \left(\frac{\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}}{\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}} \right)^2 + 2B \right].$$

Учитывая, что

$$W_c = (2B + 2H) \tau_{cp} = \rho \lambda \frac{v^2}{2} (2B + 2H),$$

получаем

$$\lambda = \frac{1,02}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta_d}\right)^2} \frac{\rho}{\chi} \approx \frac{1}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta_d}\right)^2} \frac{\rho}{\chi}, \quad (1.50)$$

где

$$p = 2H \left(\frac{\lg \frac{6,15H}{\Delta_d}}{\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}} \right)^2 + 2B, \quad \chi = 2B + 2H.$$

Так как $W_d = 2\rho g B H I$, а $W_d = W_c$, получим

$$2\rho g B H I = \rho \lambda \frac{v^2}{2} \chi.$$

Подставляя значение λ из (1.50) и пропуская промежуточные преобразования, получаем

$$v = 4 \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{2gRI} \sqrt{\frac{\chi}{p}}.$$

Сравнивая расчетные выражения для определения средних скоростей плоского потока (1.38) и потока прямоугольного сечения, следует отметить, что они отличаются только наличием множителя радикала $\sqrt{\chi/p}$, значение которого уменьшается при увеличении соотношения $2B/H$.

1.9.2. Оценка применимости расчетных методов

Приведенные выше формулы для расчета полей скоростей и сопротивлений, а также для расчета средних скоростей и полных значений сопротивлений русел прямоугольного сечения движению потоков в них выполнены на основе ряда допущений. Поэтому необходимо сравнить результаты расчетов по ним с экспериментальными данными.

Следует подчеркнуть, что любая гипотеза, любое расчетное выражение могут быть использованы для расчетов только в том случае, если расчетные данные имеют приемлемую сходимость с экспериментальными (натурными или лабораторными).

Анализ и сравнение расчетных значений скоростей и касательных напряжений сил сопротивления, полученных по формулам (1.42)—(1.50) и данным Гончарова, показывает хорошее соответствие с экспериментальными данными для широких потоков ($2B/H \geq 8-10$). Для узких же потоков их расхождения весьма значительны. Исходя из этого, оценим основные отклонения расчетных данных от экспериментальных сначала для широких, а затем для узких потоков и рассмотрим причины этих расхождений.

Измерения полей скоростей и касательных напряжений в руслах прямоугольного сечения выполнялись в лотках, многими

исследователями (А. И. Лосиевским, Г. Н. Лапшиным, В. Н. Гончаровым, И. П. Спицыным и др.). Сравнение этих данных с расчетными для широких потоков указывает на их довольно хорошее соответствие. Исключение составляют два момента: 1) в пристенных областях экспериментальные поля скоростей и касательных напряжений сопротивлений существенно отличаются от расчетных (рис. 1.15), 2) экспериментальные изотахи имеют волнообразный вид, а на расчетных изотахах волны отсутствуют.

Если первое несоответствие объясняется недостаточным учетом влияния боковых стенок, то второе — наличием в потоке восходящих и нисходящих вторичных течений, накладываю-

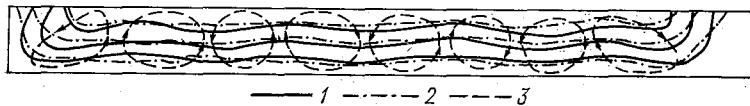


Рис. 1.15. Поля скоростей в открытом потоке прямоугольного сечения ($2B/H \gg 10$).

1 — экспериментальные данные, 2 — расчетные, 3 — вторичные течения.

щихся на основное продольное. Действительно, как видно на рис. 1.15, наблюдается чередование подъемов и понижений изотак. Подъемы изотак обусловлены восходящими вторичными течениями, а их понижения — нисходящими вторичными течениями. Эти восходящие и нисходящие течения являются пространственными, а их проекции на плоскость поперечного сечения образуют замкнутые циклы; число таких циклов в сечении всегда четное.

Такая структура турбулентного потока, напоминающая схему, предложенную В. М. Маккавеевым (рис. 1.9), может быть описана только трехмерной математической моделью.

Рассмотрим теперь экспериментальные данные по узким потокам. Как отмечается в опубликованных работах, расхождение между расчетными и лабораторными данными весьма значительны. Эпюры скоростей близки к аналогичным для широких потоков, но только в пристенной области. В чем же состоит отличие? Оно заключается в том, что поля скоростей и касательных напряжений сложно трансформированы в сторону выравнивания.

Наиболее детальные эксперименты в узких лотках выполнены В. Н. Гончаровым совместно с Н. Г. Лапшиным. Как видно на рис. 1.14 а и б, экспериментальные значения касательных напряжений сопротивлений на дне лотка всегда больше расчетных и имеют два максимума, расположенных на расстоянии, примерно равном $0,2B$ от середины сечения. На боковых

стенках значения расчетных касательных напряжений сопротивлений существенно меньше измеренных в нижних частях стенок, а в верхних частях немного больше последних.

Данные об измеренных касательных напряжениях сопротивлений находятся в хорошем соответствии с данными об измеренных скоростях. Так, эпюры распределения сопротивлений и скоростей по глубине лотка, построенные Гончаровым по расчетным и измеренным данным (рис. 1.14 *в* и *г*), различаются не только количественно, но и качественно. Максимум эпюры скоростей, построенной по данным измерений, заглублен под поверхность и имеет меньшее значение. Вся эпюра как бы выровнена по глубине, но, что особенно важно при расчетах расходов наносов, донная скорость значительно больше. Аналогична и трансформация поля скоростей (рис. 1.14 *а*) по сечению.

В чем же причина такого несоответствия? Она заключается в неравенстве по периметру потока действующих касательных напряжений касательным напряжениям сопротивлений (рис. 1.14 *б*). Действующее касательное напряжение на дне, равное $\tau_d = \rho g H I$, неизменно по его ширине. В то же время касательное напряжение сопротивления на дне потока изменяется по его ширине и может быть как больше, так и меньше действующего. На вертикальных стенках $\tau_d = 0$, а τ_c имеет конечное значение.

Все это приводит к появлению на дне и стенках неуравновешенных касательных напряжений, являющихся причиной появления вторичных циркуляционных течений, стремящихся уменьшить значение неуравновешенных касательных напряжений.

Учитывая, что касательные напряжения сил сопротивления ($\tau_c = \rho \lambda \frac{v^2}{2}$) пропорциональны квадрату скорости, а действующие $\tau_d = \rho g H I$, значение неуравновешенных касательных напряжений ($\Delta \tau = \tau_c - \tau_d = \rho \lambda \frac{v^2}{2g} - \rho g H I$) тем больше, чем меньше относительная ширина лотка ($2B/H$). В широких потоках эти разности касательных напряжений ($\Delta \tau$) малы и не могут вызвать существенной трансформации полей скоростей.

Таким образом, расчетная методика может быть с успехом применена к широкому равномерным потокам, а для узких потоков в нее надо вносить существенные коррективы, т. е. последние нельзя рассчитывать по формулам, разработанным для плоских потоков. Именно такие узкие потоки Гончаров и назвал потоками «пространственного режима». Однако четкого деления потоков на широкие и узкие им не дано. Имеются предложения авторов, доведенные до расчетных формул, позволяю-

щие делить все потоки на потоки пространственные или непространственные (плоские). По-видимому, наиболее объективным критерием может быть характер распределения соотношения действующих касательных напряжений и напряжений сил сопротивления по периметру сечения потока. Однако это встречает ряд затруднений. В частности, на стенках эта величина переходит в бесконечность, да и формулы, объективно характеризующие эту величину, также отсутствуют. Поэтому рядом исследователей были предложены различные эмпирические значения критериев. В основу большинства из них положено соотношение h/H , где h — центр гидравлического сечения эпюры скоростей, т. е. расстояние от дна до точки с максимальной скоростью потока (рис. 1.14 з). При $h/H=1,0$ поток имеет плоский, непространственный режим течения, при $h/H < 1,0$ — пространственный. Этот критерий является объективным для лабораторных потоков, при отсутствии ветра, льда, интенсивного лесосплава и др., но не всегда применим к натурным потокам. В то же время расчет этой величины также затруднен. Для ее определения предложено несколько эмпирических формул вида $h/H = f(2B/H, \Delta_d/H, \Delta_c/B)$. В качестве примера можно привести формулу Гончарова

$$\frac{h}{H} = 1,13 \sqrt[3]{\frac{2B}{H} \sqrt{\frac{\Delta_d}{H}}}$$

При расчетах по этой формуле значения h/H могут получаться и больше единицы, хотя физически это не может быть объяснено. Следовательно, при $h/H \geq 1$ потоки относятся к плоским потокам, а при $h/H < 1$ — к пространственным.

И. Ф. Карасев, проанализировав данные (примерно 500 измерений) по 80 каналам и рекам, пришел к выводу, что эффект пространственности в них проявляется при значительно больших, чем по данным Гончарова, значениях соотношения ширины русел к их глубинам ($2B/H$). Им предложен критерий оценки влияния эффекта пространственности

$$\Theta = \frac{2B}{H} \sqrt{\frac{2g}{\lambda}}$$

в котором, помимо относительной ширины, введен коэффициент гидравлического сопротивления $\lambda = 2g/C^2$. И. Ф. Карасев отмечает: «Ширина естественных русел всегда значительно превосходит глубину. Этим обеспечивается квазиоднородность внутренней структуры турбулентного потока, при которой $\Theta > 1$. Если влияния пульсационных составляющих и пристенных градиентов скоростей на кинематическую структуру потока соизмеримы, что характерно для лотков, каналов и относительно

узких речных русел при прохождении паводков, то значения критерия уменьшаются и находятся в пределах $\Theta = 0,30 \div 0,50''$.

Анализ критерия Карасева (Θ) показывает, что его значение близко по форме к критерию Гончарова. Действительно, критерий Θ с учетом аппроксимации и формулы Маннинга может быть преобразован к следующему виду:

$$\Theta \approx \alpha \sqrt{2g} \frac{2B}{H} \left(\frac{\Delta}{H} \right)^{1/6},$$

где α — постоянный коэффициент.

В то же время коэффициент λ для естественных русел учитывает не только путевые сопротивления, но и другие виды сопротивлений. Этот вопрос более детально будет рассмотрен в следующих разделах.

К сожалению, Карасев не привел конкретных числовых показателей введенного им параметра Θ , позволяющих подразделять потоки на потоки плоского и пространственного режимов.

1.10. Распределение скоростей в естественных русловых потоках

1.10.1. Влияние формы сечения русла на профиль осредненных скоростей русловых потоков

Основными факторами, определяющими характер распределения скоростей в русловых потоках, являются форма поперечного сечения русла и характер распределения шероховатости по ширине и длине русел и пойм. Учитывая, что створы измерений обычно располагают на узких участках, где шероховатость русла по ширине створа изменяется незначительно, а ее влияние особенно резко проявляется на поймах, то вопрос о влиянии распределения шероховатости будет рассмотрен в следующих разделах. Здесь же выполним оценку влияния формы сечения на скоростное поле руслового потока и его пропускную способность. Формы сечений естественных русел весьма разнообразны и трудно поддаются математическому описанию. В первом приближении их можно подразделить на простые и сложные (составные).

К простым относится большинство меженных речных русел, характеризующихся плавным изменением глубины и имеющих ширину, значительно большую глубины. Как правило, их можно схематизировать в виде сечений прямоугольной формы.

К сложным относятся составные русла, в отдельных частях которых наблюдается резкое изменение глубин. Частным

случаем таких русел являются русла с одной или двусторонней поймами, в которых при слиянии руслового и пойменного потоков на границе раздела из-за различия значений скоростей возникают дополнительные сопротивления, уменьшающие, как правило, пропускную способность руслового отсека и потока в целом. Это явление Г. В. Железняков назвал кинематическим эффектом, возникающим при взаимодействии руслового и пойменного потоков. Аналогичные процессы наблюдаются при побочном типе руслового процесса, когда над побочным наблюдается течение воды, и в руслах с резко различной шероховатостью по ширине.

Вопросы влияния формы сечений на пропускную способность русел при равномерном движении потока начали рассматриваться еще в конце XVIII в. Так, французский инженер Антуан Шези в 1785 г. предложил широко известную в наше время формулу для расчета скоростей равномерных русловых потоков в виде $v = C\sqrt{RI}$, названную в честь автора формулой Шези. А. Шези предполагал, что учет влияния формы сечения на скорость потока отражается гидравлическим радиусом, а значение параметра C считал постоянным.

В последующий период было проведено большое число исследований и сделан ряд интересных предложений, обобщенных в работе П. Ф. Горбачева. Необходимо отметить работы Дарси, Базена, Христена и Зидека, пришедших на основе экспериментальных исследований к выводу, что скорости течения, а следовательно, и пропускная способность русел полукруглой формы на 7—10 % больше, чем для прямоугольной и треугольной формы при тех же гидравлических радиусах. Это положение впоследствии было подтверждено многими исследователями, в частности Куттером, который даже рекомендовал увеличить значение коэффициента Шези на 5—6 единиц для сечений полукруглой формы.

В п. 1.9 было показано, что даже потоки в руслах прямоугольной формы имеют различные скорости, и пропускная способность таких русел при различных отношениях ширины к глубине также различна. При значениях этого отношения, меньших 6—10, происходит значительная трансформация полей скоростей (по сравнению с полями скоростей при больших отношениях).

Наиболее фундаментальное исследование вопроса влияния формы сечения на пропускную способность русла выполнено А. А. Маастиком, который пришел к ряду важных выводов.

1. Закономерной зависимости сопротивления движению воды в открытых гладких руслах от формы сечения не обнаруживается.

2. В шероховатых руслах влияние формы сечения на коэф-

коэффициент сопротивления (λ) увеличивается с возрастанием абсолютной шероховатости, а при постоянной шероховатости уменьшается с увеличением гидравлического радиуса потока.

3. Влияние формы сечения объясняется вторичными течениями.

Все эти работы были направлены на вскрытие физической сущности процесса, но они не дают рекомендаций по учету вскрытых закономерностей в расчетных методах. Поэтому интересно рассмотреть методы расчета, рекомендуемые для учета влияния простых форм сечения на пропускную способность естественных русел и каналов.

Следует отметить, что формы поперечных сечений естественных русел исключительно многообразны. Фактически нет двух одинаковых по форме сечения русел. Кроме того, форма сечения естественных русел изменяется, и притом весьма значительно, по длине водотока, а характер этого изменения также оказывает существенное влияние на пропускную способность русла. Именно поэтому гидрометрические створы располагают на прямолинейных участках, где изменения формы сечения русел по длине минимальны.

Попытки математического описания каждого поперечного сечения, по-видимому, бесперспективны. Поэтому необходимо разработать более строгую их типизацию.

На первом этапе целесообразно рассмотреть предложения разных авторов по учету влияния формы сечения на скорости и пропускную способность русел. Так, М. А. Мостков предложил производить учет влияния формы сечения каналов на их пропускную способность с помощью параметра

$$\delta = R/\sqrt{F} = \sqrt{F}/\chi, \quad (1.51)$$

где F — площадь поперечного сечения русла (канала); R — гидравлический радиус. По данным Мосткова, только за счет изменения угла откоса канала трапецеидальной формы возможно увеличение его пропускной способности на 10—11 %.

В. Н. Гончаров предложил представлять любую форму сечения в виде симметричной кривой глубин, математическим описанием которой может служить формула

$$H/H_0 = (b/B)^r,$$

где H и b — соответственно глубина и полуширина русла при любом расчетном уровне; H_0 и B — наибольшая глубина и полуширина русла при наивысшем из расчетных уровней; $r = H_0/H_{\text{ср}} - 1$ — показатель формы сечения. Тогда пропускная способность русла любой формы сечения может быть определена по формуле

$$Q = \beta Q_{\text{п}}, \quad (1.51')$$

где Q_n и Q — пропускная способность русел прямоугольной и расчетной формы сечений; $\beta = \frac{(1+r)^{1,67}}{1+1,67r}$ — коэффициент, учитывающий влияние формы сечения на его пропускную способность, может быть больше или равен единице (для русел прямоугольной формы).

Как показывают элементарные расчеты по формулам (1.51), или (1.51') русла треугольной формы сечения должны иметь большую пропускную способность, чем округлые, что не соответствует действительности. Следовательно, коэффициенты δ по Мосткову и β по Гончарову имеют ограниченное применение и расчеты с их учетом не всегда соответствуют экспериментальным данным.

Более обоснованным является предложение Г. В. Железняка, основанное на учете распределения глубин по ширине потока,

$$\beta_* = \frac{1}{F\sqrt{H_c}} \int_0^B H^{3/2} db.$$

Однако критерий β_* , названный параметром формы живого сечения, также нельзя признать универсальным. Действительно, расходы воды, подсчитанные с учетом этого критерия в руслах прямоугольной и треугольной форм сечений, отличаются на 13%. Причем последние превышают расходы воды в руслах округлой формы, что также не соответствует данным экспериментов.

Данной проблеме посвящено значительное количество отечественных и зарубежных исследований. Однако, как и приведенные, они, как правило, основаны на учете только геометрических характеристик сечений и недоучитывают изменения структуры потока и потому неприменимы для расчетов пропускной способности русел естественных форм сечений.

Как видно из приведенного краткого обзора имеющихся предложений, в настоящее время отсутствует универсальный критерий, учитывающий влияние простых форм сечений на пропускную способность русел. Следовательно, этот вопрос нуждается в дальнейшей проработке как в теоретическом, так и в экспериментальном направлениях.

1.10.2. Средняя скорость руслового потока

В 1871 г. Сен-Венан разработал систему уравнений для описания неравномерного, неустановившегося движения русловых потоков, которая с небольшими изменениями, внесенными в нее в последующие годы, может быть представлена в виде

$$I_d - \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{v|v|}{C^2 h} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K v^2}{2g} \right) + \frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{qv}{gF},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = q. \quad (1.52)$$

В первом, называемом уравнением движения или динамического равновесия

$$I = I_d - \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (1.53)$$

где I и I_d — уклоны соответственно водной поверхности и дна; $\partial h/\partial x$ — изменение глубин по длине русла.

Первый член правой части уравнения (1.52), характеризующий уклон трения, имеет для речных потоков решающее значение. Фактически он характеризует сопротивление при равномерном движении потока.

Второй и третий члены правой части уравнения (1.52), называемые инерционными, характеризуют соответственно уклоны за счет неравномерного и неустановившегося движения. На прямолинейных, беспойменных участках, особенно в межженный период, их доля по сравнению с первым мала, но при движении волны попуска, наличии поймы и в ряде других случаев их учет становится обязательным.

Коэффициенты Кориолиса $\alpha_K = \frac{\int_F u^2 df}{v^2 F}$ и Буссинеска $\alpha' = \frac{\int_F u^2 df}{v^2 F}$ учитывают неравномерность распределения скоростей по сечению потока. В большинстве курсов гидравлики рекомендуется принимать их значения равными 1,0—1,1. Однако в ряде случаев, в частности в потоках с поймами и на горных реках, они могут достигать трех и более.

Последний член уравнения (1.52) $\left(\frac{qv}{gF} \right)$ учитывает затраты энергии на боковой приток (q_n), эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков (q_b) и пойменное регулирование q_n ($q = q_n + q_b + q_p$).

Для равномерного движения на бесприточном участке реки второй, третий и четвертый члены правой части уравнения (1.52) равны нулю, тогда с учетом (1.53) получим $I = \frac{v|v|}{C^2 h}$ и

далее $v = C \sqrt{hI}$, т. е. общеизвестную формулу Шези, характеризующую равномерный режим движения и наиболее часто

применяемую для расчета средних скоростей беспойменных речных потоков.

Уравнение (1.52) является общим для всех случаев движения жидкости в русловых потоках, и его анализ будет продолжен в других разделах.

Н. М. Бернадский доказал возможность применения формулы Шези также и для отдельной скоростной вертикали. Расчет средних скоростей по этой формуле основан на значении коэффициента Шези (C), определяемого по одной из многочисленных эмпирических формул, анализ которых будет выполнен в последующих разделах.

1.10.3. Распределение скоростей по сечению руслового потока

Этот вопрос разработан недостаточно. Как указано в п. 1.9, Гончаров для русла прямоугольного сечения достаточно большой ширины ($2B/H > 8-10$) предложил методику расчета поля скоростей, основанную на допущении, что влияние боковых стенок на значение скорости во всех точках на вертикали является одинаковым, т. е. оно зависит от глубины расположения точки, в которой определяется скорость.

Результаты сравнения расчетных и наблюдаемых данных (рис. 1.15) позволяют сделать вывод о довольно близком их совпадении для широких потоков. Отклонения расчетных значений от фактических наибольшие в пристенных областях. Второе отличие заключается в том, что изотахи, построенные по фактическим данным, характеризуются слабовыраженными подъемами и спадами, напоминающими волновую поверхность, которые обусловлены вторичными течениями, образующими замкнутые циклы.

В узких руслах прямоугольного сечения ($2B/H < 8-10$) наблюдается более значительное расхождение между расчетными и фактическими данными (рис. 1.14).

Значительно сложнее расчет полей скоростей в естественных руслах. Если допустить, что распределение скоростей по вертикали вполне соответствует одному из аналитических выражений (1.13) или (1.15), то решение поставленной задачи сводится к нахождению кривой распределения средних на вертикалях скоростей по ширине потока.

Рассмотрим методику, предложенную А. В. Караушевым для расчета распределения средних скоростей по ширине потока в руслах простых форм сечения в условиях равномерного движения. Формула Шези приемлема для отдельной вертикали при условии, что в зоне ее расположения течение близко к равномерному $v_i = C_i \sqrt{h_i I}$, где v_i — средняя скорость на вертикали; C_i — коэффициент Шези, h_i — глубина на i -й вертикали.

С учетом формулы Павловского для расчета коэффициента Шези получим

$$v_i = \frac{h_i^{0,5+y} I^{0,5}}{n_i}$$

Определив h_i и n_i по данным о профиле сечения, грунтах, описательной характеристике русла и таблице коэффициентов шероховатости (Срибного, Чоу и др.) и приняв уклон свободной поверхности неизменным по ширине потока, что для прямолинейного участка реки простейшей формы сечения является вполне приемлемым, можно рассчитать расход воды через данное сечение реки

$$Q = \sum_{i=1}^m \bar{v}_i f_i = I^{0,5} \sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i$$

где m — число участков, на которые разделено поперечное сечение; f_i — площадь сечения между скоростными вертикалями; \bar{v}_i — осредненная между вертикалями скорость течения.

Если при этом известен фактический расход воды, то принимаем полученные по таблицам значения n_i — условными ($n_{i \text{ усл}}$), находящимися с истинными значениями n_i в соотношении

$$n_i = \frac{n_{i \text{ усл}}}{k_i},$$

где k_i — постоянный поправочный коэффициент.

Принимая $k_i = k\sqrt{I}$, получаем для расхода воды

$$Q = k \sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i$$

тогда

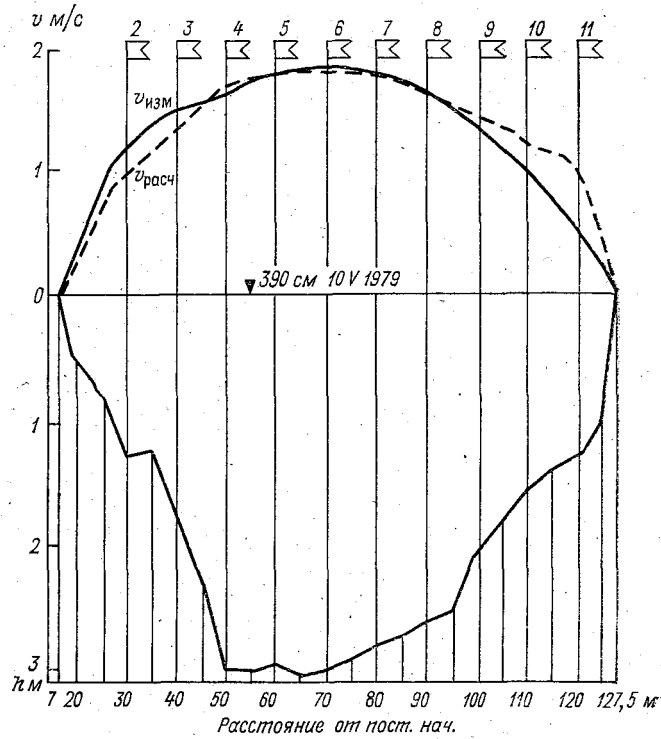
$$k = \frac{Q}{\sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i}$$

Определив значение k , можем вычислить как средние на участках, так и средние на вертикалях скорости потока по формуле

$$v_i = k \frac{h_i^{0,5+y}}{n_{i \text{ усл}}}$$

и построить эпюру их распределения по ширине реки.

Данная методика не лишена недостатков, ибо в ней не учитывается влияние берегов и турбулентного взаимодействия между смежными отсеками потока и, самое важное, она приемлема только для условий равномерного режима.



Глубина, м	0,55	0,77	1,33	1,22	1,82	2,30	3,02	3,00	2,96	3,05	3,02	2,92	2,81	2,66	2,62	2,47	2,00	1,82	1,58	1,43	1,31	1,00	0,00	
Измеренная скорость, м/с		1,20	1,53	1,58	1,82	1,82	1,82	1,78	1,62	1,53	1,37	1,17	1,03	0,53										
Расчетная скорость, м/с		1,04	1,29	1,67	1,77	1,80	1,71	1,63	1,37	1,17	1,04													

Рис. 1.16. Профиль поперечного сечения р. Лебедь у с. Усть-Лебедь и эпюры распределения средних на вертикалях скоростей по ширине потока.

Окончательный вывод можно сделать только на основании сопоставления расчетных и натуральных данных. На рис. 1.16 в качестве примера представлены эпюры распределения скоростей по сечению р. Лебедь у с. Усть-Лебедь по данным измерений и расчетов. Отклонения расчетных данных от факти-

ческих существенно только в прибрежных отсеках, а в целом, расчетная эпюра близка к полученной по данным измерений.

1.11. Сопротивление русел движению потоков по ним

1.11.1. Сопротивление шероховатых русел, учет сопротивлений выступов шероховатости

Полное сопротивление движению потоков в руслах каналов и рек λ складывается из четырех частей: 1) сопротивления зернистой шероховатости, 2) сопротивления различных видов донных гряд, 3) сопротивления формы русла и 4) дополнительных сопротивлений

$$\lambda = \lambda_{ш} + \lambda_{г} + \lambda_{ф} + \lambda_{д}, \quad \text{и вычисл.} \quad (1.54)$$

где $\lambda_{ш}$, $\lambda_{г}$, $\lambda_{ф}$ и $\lambda_{д}$ — коэффициенты гидравлического трения соответственно за счет выступов шероховатости (иногда называемых зернистой шероховатостью), донных гряд, формы русла и дополнительных сопротивлений.

Соотношение между коэффициентами гидравлического трения соответствует соотношению между гидравлическими уклонами $I = I_{ш} + I_{г} + I_{ф} + I_{д}$ и коэффициентами Шези

$$\frac{1}{c^2} = \frac{1}{c_{ш}^2} + \frac{1}{c_{г}^2} + \frac{1}{c_{ф}^2} + \frac{1}{c_{д}^2} \cdot \text{естест. вод}$$

Многочисленные лабораторные исследования, выполнявшиеся на установках, где моделировалось русло, сопротивление которого определялось зернистой шероховатостью, позволили изучить ее влияние на сопротивление движению потоков.

Как уже было указано в п. 1.5.3, на основе изучения сопротивлений движению потоков в каналах Зегждой был получен расчетный график (рис. 1.11) вида $\lambda = f(Re, H/\Delta)$, анализ которого позволяет сделать вывод, что сопротивление зернисто-шероховатых стенок движению турбулентных потоков в автомодельной области III_3 не зависит от числа Рейнольдса, а зависит только от относительной шероховатости Δ/H . Оно увеличивается при увеличении высоты выступов шероховатости и уменьшается при увеличении глубины.

Для расчета коэффициента $\lambda_{ш}$ разработаны многочисленные эмпирические и полуэмпирические формулы. В качестве

примера можно привести формулы, основанные на логарифмическом законе распределения скоростей, Зегжды

$$\lambda_{\text{ш}} = \frac{1}{\left(4 \lg \frac{H}{\Delta} + 4,25\right)^2}$$

или Гончарова

$$\lambda_{\text{ш}} = \frac{1}{\left(4 \lg \frac{6,15H}{\Delta}\right)^2},$$

а также более простую формулу Маннинга — Штриклера степенного вида

$$\lambda_{\text{ш}} = \frac{0,046}{\left(\frac{H}{k}\right)^{1/3}}.$$

В большинстве формул в качестве расчетного принимается значение высоты выступов шероховатости Δ , однозначно связанное с крупностью наносов, слагающих русло. Однако установить вид этой зависимости аналитическим путем не представляется возможным.

Для русел, сложенных однородными грунтами, значение Δ обычно принимают равным половине средней крупности, т. е. $\Delta = 0,5k$. Значительно сложнее вопрос, если дно сложено разнородными грунтами. Так, для определения значений Δ в качестве расчетного значения принимают k_5 , k_{10} или какую-либо другую наибольшую крупность донных отложений, содержание которых в смеси составляет от 5 до 30 %. При этом принимают $\Delta = \alpha_1 k_i$, где $\alpha_1 \approx 0,7$, а $i = 5 \div 30$ %.

1.11.2. Связь между высотой выступов шероховатости и гидравлической шероховатостью

Интегральной характеристикой всех видов сопротивлений является гидравлическая шероховатость n или, как ее обычно называют, коэффициент шероховатости.

Однозначная зависимость между коэффициентом шероховатости и высотой выступов шероховатости отсутствует. Это обусловлено тем, что коэффициент шероховатости является обобщенной характеристикой, включающей в себя все виды сопротивлений, в том числе и зернистую шероховатость. Поэтому однозначная зависимость между коэффициентами шероховатости и абсолютной высотой шероховатости возможна только для зернисто-шероховатых русел.

В качестве примера рассмотрим вывод этой зависимости на основе формул средней скорости, полученных Гончаровым и Шези,

$$v = 4 \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{2gHI} = C \sqrt{HI}.$$

Следовательно,

$$C = 4 \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{2g} \approx 17,7 \lg \frac{6,15H}{\Delta}.$$

Применяя для расчета коэффициента Шези формулу Маннинга, получаем

$$\frac{H^{1/6}}{n} = 17,7 \lg \frac{6,15H}{\Delta}.$$

С учетом аппроксимации

$$\lg \frac{6,15H}{\Delta} \approx 1,28 \left(\frac{H}{\Delta} \right)^{1/6}$$

получим

$$n = 0,044 \Delta^{1/6}. \quad (1.55)$$

Кроме (1.55), имеется ряд аналогичных зависимостей, полученных разными авторами, общий вид которых

$$n = \alpha_1 \Delta^m,$$

где α_1 изменяется от 0,02 до 0,08, а m — от 1/8 до 1/2.

Такой широкий диапазон изменения значений этих параметров обусловлен использованием для их определения исходной информации по натурным потокам, сопротивление движению которых определяется не только зернистой шероховатостью, но и другими факторами (донными грядами, растительностью и проч.). По-видимому, такой метод определения параметров α и m нельзя считать корректным.

1.11.3. Сопротивление естественных русел.

Влияние формы русла на сопротивления равнинных и горных рек

Полученные в предыдущих разделах выводы и зависимости основаны на данных лабораторных экспериментов и наблюдений в искусственных каналах. Естественные же водотоки протекают в шероховатых и, как правило, деформирующихся руслах. Полное сопротивление естественных русел движению воды складывается из четырех составляющих (1.54).

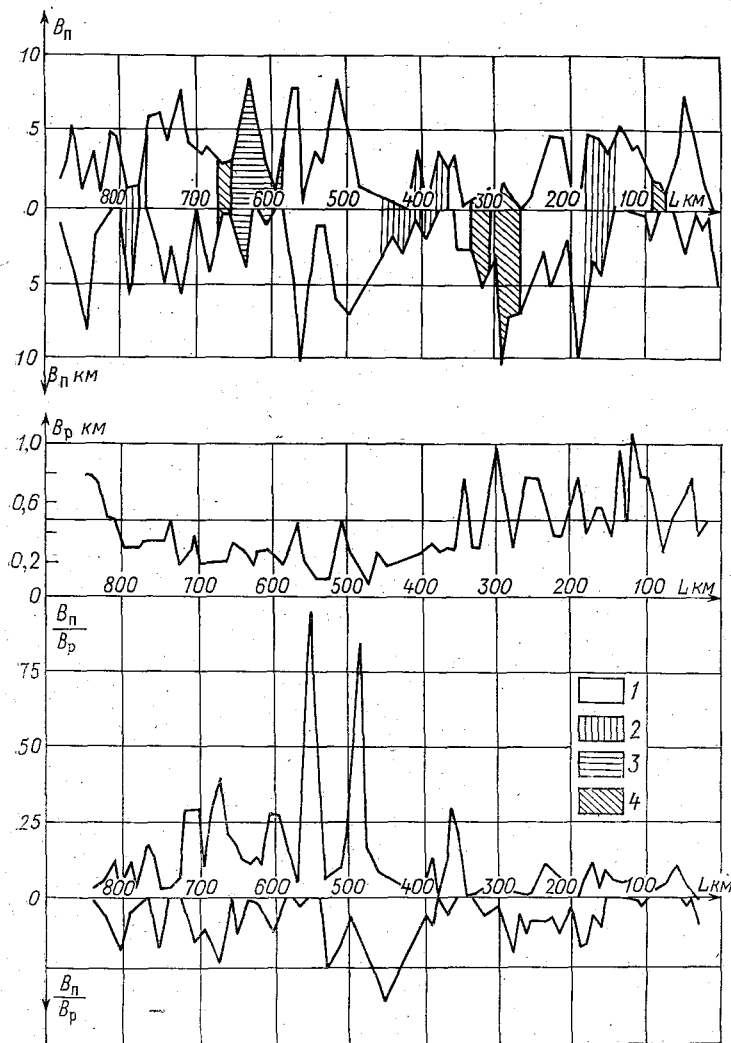


Рис. 1.17. График изменения ширины русла и поймы по длине р. Оки.
 1 — свободное меандрирование, 2 — немеандрирующие русла, 3 — ограниченное меандрирование, 4 — данные о типе руслового процесса отсутствуют.

При расчетах пропускной способности речных русел за интегральную характеристику их сопротивления принимают коэффициент шероховатости (n), обычно определяемые по таблицам (Срибного, Бредли, Чоу и др.) и описательной характеристике. Такой метод позволяет определять значения сопротивления только в первом приближении и нуждается в совершенствовании. В то же время в ряде случаев он дает вполне приемлемые результаты, особенно при расчетах на горных реках. Это обусловлено различным влиянием на значение сопротивления формы русла и других факторов на горных и равнинных реках. Действительно, если учитывать, что проблема сопротивления движению потоков в руслах сложной формы сечения, наиболее типичным случаем которых являются русла с поймами, в значительной мере обусловлена влиянием эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков (ее анализ будет выполнен в последующих разделах), то по вопросу влияния на сопротивление русел простой формы сечения необходимо отметить следующее.

Все реки протекают в руслах, сформированных самими речными потоками и, как правило, сложенных аллювиальными отложениями. Сопротивление же формы русла в основном определяется характером изменения площадей живых сечений вдоль потока. Существенных значений эти сопротивления достигают в местах резкого изменения площадей живых сечений. Под воздействием речных потоков такие участки обычно деформируются, и изменение площадей сечений, а, следовательно, ширина и глубина по длине равнинных рек происходит плавно.

В качестве примера на рис. 1.17 приведен график изменения ширины русла и поймы р. Оки на участке длиной 800 км.

На горных реках, русла которых сложены скальными породами, часто наблюдаются резкие изменения формы сечения, определяющие изменения площадей сечения, глубин и ширины русла по длине. Поэтому в качестве расчетных обычно выбирают прямолинейные однородные участки без резких изменений морфологических характеристик русла по длине, чем значительно уменьшают сопротивление за счет изменения формы сечения.

Наиболее существенным отличием сопротивлений русел равнинных рек от сопротивлений русел горных рек является резкое увеличение сопротивлений за счет образования донных гряд, являющихся формой транспорта наносов на равнинных реках. В то же время на горных реках донные гряды, как правило, не образуются, и расчет сопротивлений на них можно выполнять по формулам, не учитывающим эту составляющую сопротивлений.

1.11.4. Влияние донных гряд на сопротивление движению русловых потоков

Вопрос о сопротивлении грядового рельефа дна значительно сложнее, чем о сопротивлении зернистой шероховатости. Это объясняется многообразием форм гряд (рифеля, бары, антидюны и проч.) и несовершенством наших знаний о причинах их образования.

Основным фактором, определяющим значение сопротивления, является крутизна гряд, т. е. отношение их высоты (Δ_r) к длине (l_r). Действительно, при увеличении крутизны гряд возрастает доля площади, занятая водоворотными зонами, находящимися в подвалье гряды.

Е. М. Лорсен установил зависимость между относительной высотой гряд Δ_r/H и коэффициентом гидравлического трения, причем эта связь идентична зависимости $\lambda_{шт} = f(k/H)$, где k — крупность зерен донных отложений.

К. В. Гришанин считает, что коэффициент λ_r должен зависеть как от крутизны, так и от относительной высоты гряд, т. е.

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_r}} = f\left(\frac{\Delta_r}{H}, \frac{\Delta_r}{l_r}\right).$$

При этом он отмечает, что получение этой зависимости в явном виде не решит задачи расчета сопротивлений гряд, ибо ее использование невозможно без знания связей размеров гряд с характеристиками потока и наносов. Более перспективными Гришанин считает те зависимости, в которых λ_r определяется непосредственно в функции характеристик потока и крупности наносов. В качестве примера можно привести полученную М. Абу Аламом и Д. Кеннеди эмпирическую зависимость

$$\lg \frac{1}{\sqrt{\lambda_r}} = 0,85 + 0,0005 \frac{v^2}{\sqrt{gk}}.$$

Формулы для расчета сопротивлений донных гряд от характеристик потока и наносов предлагались рядом других авторов, но все они не являются универсальными, ибо недоучитывают большей инерционности донно-грядовой формы перемещения наносов по сравнению с инерционностью характеристик потока (скоростей, расходов воды, глубин и проч.), что приводит к отставанию деформаций гряд от изменений гидрографа стока, особенно в меженный период. В результате в руслах рек наблюдаются застывшие, присущие паводочному периоду, русловые образования: побочни, длинные гряды и проч. (о чем подробнее будет указано в последующих параграфах), на которых образуются гряды меньших размеров, параметры которых соответствуют характеристикам потоков последующего, меженного периода.

Донногрядная фаза перемещения наносов присуща равнинным рекам, дно которых сложено песчаными отложениями. Поэтому для равнинных рек $\lambda_r > \lambda_{ш}$, а для горных рек, русла которых сложены галечниками и валунами, как правило, $\lambda_r < \lambda_{ш}$.

Проблема расчета гидравлических сопротивлений русла в настоящее время не решена; Д. Кеннеди назвал ее «камнем преткновения, о который споткнулся не один исследователь». Поэтому в настоящее время в инженерной практике применяется упрощенная методика расчета гидравлических сопротивлений, основанная на уравнении равномерного движения и общеизвестной формуле Шези, учет сопротивлений в которой производится приближенно с помощью коэффициентов Шези (C) и шероховатости (n). Коэффициент Шези однозначно связан с коэффициентом λ ($C = \sqrt{2g/\lambda}$).

Коэффициент гидравлического трения для квадратичной области сопротивлений зависит от относительной шероховатости русла, режима перемещения наносов (λ_r) и других факторов (1.54). Поэтому коэффициент Шези также должен зависеть от тех же факторов. Особенно сложной является эта зависимость для естественных водотоков. Расчет коэффициентов Шези обычно выполняется по различным эмпирическим формулам, как правило, на основе коэффициента шероховатости n .

В 1936 г. П. Ф. Горбачев выполнил анализ более 200 формул для расчета коэффициента Шези, а на сегодняшний день их количество превышает 300. Все известные формулы можно разделить на две группы. Первая группа включает формулы, основанные на коэффициентах шероховатости (n или γ), определяемых по таблицам (Срибного, Чоу, Бредли и др.), и описательной характеристике русла и поймы. Такие формулы имеют вид $C = f(H, n)$ или $C = f(H, \gamma)$.

Наиболее часто употребляемыми для практических расчетов являются формулы:

Маннинга

$$C = \frac{1}{n} H^{1/6}, \quad (1.56)$$

Павловского

$$C = \frac{1}{n} H^y, \quad (1.57)$$

Штриклера с коррективами Караушева

$$C = 33 \left(\frac{H}{k} \right)^{1/6},$$

Железнякова

$$C = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{n} - \frac{\sqrt{g}}{0,13} (1 - \lg H) \right] + \sqrt{\frac{1}{4} \left[\frac{1}{n} - \frac{\sqrt{g}}{0,13} (1 - \lg H) \right]^2 + \frac{\sqrt{g}}{0,13} \left(\frac{1}{n} + \sqrt{g} \lg H \right)},$$

Талмазы

$$C = \frac{1}{n} (21 - 100n) \lg H,$$

где $y = 2,5n + 0,13 - 0,75\sqrt{H}(\sqrt{n} - 0,1)$ (для $H < 3$); k — средняя крупность частиц, слагающих дно потока.

Анализ формул этой группы неоднократно выполнялся различными авторами и после Горбачева, но однозначного ответа о преимуществе той или иной формулы дать в настоящее время не представляется возможным. Еще Н. Н. Павловский указывал на несовершенство формулы (1.56). Это обусловлено тем, что коэффициенты шероховатости n являются интегральной характеристикой сопротивлений в русловом потоке, а попытки установления однозначной зависимости между ними и абсолютной шероховатостью русла (Δ) или крупностью частиц, слагающих его дно (k), не достигают успеха.

Действительно, на большинстве равнинных рек перемещение наносов происходит в виде донных гряд, формы и размеры которых зависят от характеристик потока и изменяются с изменением последних. Сопротивление движению потока при образовании донных гряд может увеличиться в 5—7 раз по сравнению с безгрядной фазой. Ряд других факторов (растительность и др.) также оказывает переменное влияние на сопротивление русла, хотя это лишь частично отражено в таблицах для определения значений n . Поэтому в настоящее время необходима разработка методики определения коэффициента шероховатости n в зависимости от определяющих факторов или введение вместо n другого параметра, более объективно характеризующего сопротивление.

Вторая группа формул для определения коэффициента C основана на предположении, что поток сам вырабатывает себе русло и поэтому коэффициент Шези определяется в зависимости от уклона свободной поверхности и глубины $C = f(I, H)$. Формулы этой группы являются перспективными, ибо в них вместо коэффициента шероховатости n , определяемого несколько субъективно, введен уклон свободной поверхности. Недостатком этих формул является низкая точность измерения уклона свободной поверхности в натуральных условиях. К тому же формулы этой группы теоретически обоснованы недостаточно и, как правило, являются региональными. Вопрос о дополнительных сопротивлениях рассмотрен в п. 1.19.

1.12. Потоки под ледяным покровом

1.12.1. Общие положения

Изучением зимнего режима рек занимались многие ведущие отечественные и зарубежные исследователи. Так, в конце XIX в. были опубликованы труды К. С. Веселовского и М. А. Рыкачева, а в начале XX в. — В. М. Лохтина, В. Б. Шестаковича и др. Детальный анализ исследований зимнего режима рек выполнен Б. П. Пановым и Я. Л. Готлибом и др. В работах приведены как классификации рек по особенностям зимнего режима, так и методы расчета потоков под ледяным покровом.

В курсе гидрологии суши детально рассматривались типизации рек по зимнему режиму. Однако для разработки методики расчета параметров потоков под ледяным покровом эти типизации непригодны, так как основной нашей задачей является исследование возможностей применения достижений теории плоского потока к расчету потоков под ледяным покровом. К плоским же потокам относятся только те, которые протекают под сплошным ледяным покровом, плавающим на воде, т. е. напорные потоки. Практически возможен расчет параметров потоков и при наличии многослойного льда внутри них, но только при условии, что каждый слой льда занимает всю ширину потока и имеет достаточно большое распространение по длине реки, т. е. необходимо соблюдение условий равномерности движения таких потоков и неизменности их шероховатости.

Прежде чем перейти к изложению методов расчета параметров таких потоков, необходимо рассмотреть процессы замерзания рек, которые определяют значение и характер изменения шероховатости нижней поверхности ледяного покрова. Они существенно различны в зависимости от водности реки и направления ее течения относительно стран света.

Можно выделить в отдельную группу большие реки, текущие с юга на север. Это большие сибирские реки Обь, Енисей и Лена, а также реки, протекающие по Европейской части СССР (Печора, Северная Двина, Неман и др.). На большинстве из них наблюдается довольно интенсивный осенний ледоход, обычно сопровождаемый образованием заторов и зажоров. Ледяной покров на таких реках образуется в результате смерзания отдельных льдин различных размеров и ориентации (горизонтальных, вертикальных или промежуточных положений). Именно это приводит к резкому увеличению шероховатости нижней поверхности ледяного покрова (n_d) в момент образования ледостава.

Немногочисленные наблюдения, проведенные в полевых условиях на некоторых реках страны (например, на Енисее, Ангаре), позволили построить зависимость $n_{\text{л}} = f(t)$. Как видно на рис. 1.18, значение коэффициента шероховатости $n_{\text{л}}$ сразу после образования ледяного покрова равняется 0,08—0,12 и уменьшается по экспоненциальной зависимости до значений 0,016—0,022 в конце зимы. Такой характер зависимости $n_{\text{л}} = f(t)$ обусловлен следующим. Из-за смерзания льдин во время осеннего ледохода, часто сопровождаемого заторами, нижняя поверхность льда имеет очень большую шероховатость, значение которой существенно изменяется от года к году. Затем под

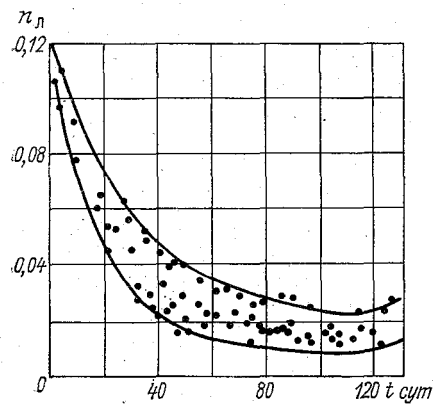


Рис. 1.18. Хронологический график изменения коэффициента шероховатости нижней поверхности льда в зависимости от числа суток, прошедших после установления ледостава.

влиянием текущей воды и нарастания льда на его нижней поверхности высота выступов шероховатости уменьшается, они как бы обтаивают, острые выступы сглаживаются, что приводит к постепенному уменьшению значений коэффициентов шероховатости от 0,018 до 0,030 (рис. 1.18). Этот процесс практически продолжается весь зимний период и только весной перед вскрытием реки иногда отмечается небольшое увеличение значений $n_{\text{л}}$, обусловленное изменением структуры льда. Данный график является типичным для рек, текущих на север с осенним ледоходом и устойчивым ледоставом в зимний период.

Важной характеристикой для рек с устойчивым ледоставом является положение динамической оси в сечении потока, под которой понимают линию, совпадающую с положением наибольшей скорости на вертикали. Ее положение обычно зависит от величины $n_{\text{л}}/n_{\text{д}}$ (рис. 1.19).

Несколько отличный процесс замерзания наблюдается на малых и средних реках, текущих с севера на юг. Замерзание на них начинается с появления заберегов сначала у берегов, где скорости течения наименьшие. Постепенно забереги раз-

растаются и, достигая стрежня реки, срastaются. Высота выступов шероховатости значительно меньше, чем в предыдущем случае, и значения коэффициентов шероховатости достигают лишь $n_{\text{л}}=0,04 \div 0,06$. Однако и в этом случае наблюдается постепенное уменьшение коэффициентов шероховатости во времени, хотя интенсивность этого изменения будет значительно меньшей, чем в первом случае. Причиной уменьшения коэффициентов шероховатости здесь также является сглаживание (обтаивание) выступов шероховатости на нижней поверхности

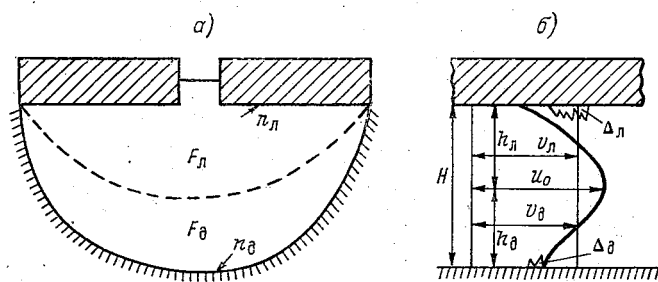


Рис. 1.19. Схема деления поперечного сечения потока подо льдом (а) и эпюра распределения скоростей по глубине потока (б).

льда текущей водой. В этом случае положение динамической оси потока является более устойчивым и значительно меньше изменяется во времени и в пространстве.

Можно выделить еще несколько промежуточных типов замерзания рек, но это не имеет принципиального значения для разработки и применения расчетных методов.

Все описанные процессы замерзания относятся к незарегулированным рекам. На зарегулированных реках процесс их замерзания имеет ряд особенностей. Так, известно, что верхние бьефы особенно больших водохранилищ замерзают за 2—3 недели позднее, чем в бытовых условиях. В нижних бьефах водохранилищ образуется полынья, размеры которой могут достигать нескольких десятков, а иногда и сотен километров. Кроме того, из-за пускового режима работы ГЭС посредине ледяного покрова в нижнем бьефе образуется продольно расположенная трещина, длина которой может достигать нескольких десятков километров. Это явление также необходимо учитывать при разработке расчетной методики.

1.12.2. Методы расчета параметров потока под ледяным покровом

Методы расчета, основанные на теории плоского потока. Все методы расчета параметров потоков под ледяным покровом можно разделить на две группы. К первой относятся методы, основанные на теории плоского потока, ко второй — на определении расчетного значения осредненного по сечению коэффициента шероховатости.

Примером методов первой группы является методика, разработанная В. Н. Гончаровым. Примем глубину и скорость потока в бытовых условиях равными H_0 и v_0 и шероховатость дна Δ_d . При этом допускается, что шероховатость дна при образовании ледяного покрова не изменяется. При образовании ледяного покрова глубина потока H увеличивается, а его скорость v уменьшается. Задачей расчета является определение глубины и скорости потока под ледяным покровом по соответствующим их значениям при открытом русле (при постоянном значении расхода воды) и значениям выступов шероховатости дна (Δ_d) и льда (Δ_l).

Разделим поток под ледяным покровом на два: 1) поток подо льдом и 2) поток у дна (рис. 1.19). Обозначим параметры этих потоков соответствующими индексами. Для потока подо льдом введем индекс «л», например h_l , v_l , Δ_l ; для потока у дна — индекс «д», например h_d , v_d , Δ_d . Движение жидкости во всех потоках примем равномерным.

Исходя из теории плоского потока, выразим касательные напряжения сил сопротивления, создаваемые дном и ледяным покровом, через максимальную скорость потока:

$$\tau_l = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7h_l}{\Delta_l}\right)^2} \frac{u_0^2}{2},$$
$$\tau_d = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7h_d}{\Delta_d}\right)^2} \frac{u_0^2}{2}.$$

Соответственно действующие касательные напряжения для этих потоков можно записать в виде

$$\tau_l = \rho g h_l I_l; \quad \tau_d = \rho g h_d I_d.$$

В. Н. Гончаров принимает допущение о том, что уклон свободной поверхности потока при открытом русле равен уклону потока под ледяным покровом, а также, что уклоны частей потока равны уклону всего потока под ледяным покровом, т. е. $I = I_l = I_d$.

Приравнивая действующие касательные напряжения соответствующим напряжениям сил сопротивления, получаем:

$$2gh_n I = \frac{u_0^2}{\left(4 \lg \frac{16,7h_n}{\Delta_n}\right)^2},$$

$$2gh_d I = \frac{u_0^2}{\left(4 \lg \frac{16,7h_d}{\Delta_d}\right)^2}.$$

Разделив первое равенство почленно на второе и применив аппроксимацию логарифмического выражения в виде

$$\lg \frac{16,7h}{\Delta} \approx 1,78 \left(\frac{h}{\Delta}\right)^{1/8},$$

получим

$$\frac{\left(\lg \frac{16,7h_d}{\Delta_d}\right)^2}{\left(\lg \frac{16,7h_n}{\Delta_n}\right)^2} \approx \left(\frac{\Delta_n h_d}{\Delta_d h_n}\right)^{1/4} \approx \frac{h_n}{h_d},$$

откуда

$$h_n/h_d = (\Delta_n/\Delta_d)^{1/5}. \quad (1.58)$$

Учитывая, что

$$H = h_n + h_d = h_n \left(1 + \frac{h_n}{h_d}\right), \quad \frac{h_n}{H} = \frac{1}{1 + \frac{h_n}{h_d}},$$

получим

$$\frac{h_n}{H} = \frac{1}{1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_d}\right)^{1/5}}. \quad (1.59)$$

Определим соотношение между средними скоростями всего потока под ледяным покровом и его составляющими (v_n и v_d), исходя из равенства касательных напряжений сил сопротивления действующим, т. е.

$$\tau_n = \rho g h_n I = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{6,15h_n}{\Delta_n}\right)^2} \frac{v_n^2}{2},$$

$$\tau_d = \rho g h_d I = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{6,15h_d}{\Delta_d}\right)^2} \frac{v_d^2}{2}.$$

Разделим первое равенство почленно на второе и после преобразования получим

$$\frac{v_{\text{л}}}{v_{\text{д}}} = \sqrt{\frac{h_{\text{л}}}{h_{\text{д}}}} \frac{\lg \frac{6,15h_{\text{л}}}{\Delta_{\text{л}}}}{\lg \frac{6,15h_{\text{д}}}{\Delta_{\text{д}}}}$$

Применяя аппроксимацию вида

$$\lg \frac{6,15h}{\Delta} \approx 1,6 \left(\frac{h}{\Delta} \right)^{1/8},$$

получаем

$$\frac{v_{\text{л}}}{v_{\text{д}}} = \left(\frac{h_{\text{л}}}{h_{\text{д}}} \right)^{5/8} \left(\frac{\Delta_{\text{д}}}{\Delta_{\text{л}}} \right)^{1/8}.$$

Подставляя в это выражение значение $\Delta_{\text{л}}/\Delta_{\text{д}}$ из (1.58), получаем $v_{\text{л}}=v_{\text{д}}=1$, т. е. средние скорости частей потока под ледяным покровом равны между собой, следовательно, они должны быть равны средней скорости всего потока, т. е. $v_{\text{л}}=v_{\text{д}}=v$.

Учитывая основное условие — постоянство расхода воды, получим

$$\begin{aligned} q_0 = q = v_0 H_0 = v H = v (h_{\text{д}} + h_{\text{л}}) &= v h_{\text{д}} \left(1 + \frac{h_{\text{л}}}{h_{\text{д}}} \right) = \\ &= v h_{\text{д}} \left[1 + \left(\frac{\Delta_{\text{л}}}{\Delta_{\text{д}}} \right)^{1/5} \right]. \end{aligned} \quad (1.60)$$

Принимая

$$v = v_{\text{д}} = 4 \lg \frac{6,15h_{\text{д}}}{\Delta_{\text{д}}} \sqrt{2gh_{\text{д}}I},$$

$$v_0 = 4 \lg \frac{6,15H_0}{\Delta_{\text{д}}} \sqrt{2gH_0I},$$

с учетом аппроксимации получаем

$$v = v_{\text{д}} = 6,4 \left(\frac{h_{\text{д}}}{\Delta_{\text{д}}} \right)^{1/8} \sqrt{2gh_{\text{д}}I},$$

$$v_0 = 6,4 \left(\frac{H_0}{\Delta_{\text{д}}} \right)^{1/8} \sqrt{2gH_0I}.$$

Следовательно,

$$v/v_0 = \left(\frac{h_{\text{д}}}{H_0} \right)^{5/8}.$$

Подставляя это выражение в (1.60), получаем

$$\frac{h_d}{H_0} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{\Delta_d}{\Delta_d}\right)^{0,2}\right]^{8/13}}$$

Имея в виду (1.59), получим

$$\frac{H}{H_0} = \left[1 + \left(\frac{\Delta_d}{\Delta_d}\right)^{0,2}\right]^{0,385}$$

Таким образом, теория плоского потока дает возможность рассчитывать увеличение глубины при пропуске расхода воды под ледяным покровом, а следовательно, и решать обратную задачу: по данным о глубинах (уровнях) и значениям высоты выступов шероховатости льда и дна определить глубину, при которой данный расход воды прошел бы при открытом русле. Это в свою очередь открывает перспективу подсчета расходов воды зимнего периода по кривым расходов воды открытого русла. Основная трудность при этом состоит в определении величины Δ_d .

Методы расчета, основанные на определении приведенного коэффициента шероховатости. Второе направление, как указывалось выше, основано на вычислении осредненного для сечения русла в целом коэффициента шероховатости, называемого приведенным коэффициентом шероховатости. Последующий расчет рекомендуется выполнять по формулам Шези — Павловского или даже Шези — Маннинга.

Поток, текущий подо льдом, по характеру течения наиболее близок к течению жидкости в напорной трубе, но с переменной шероховатостью по ширине. Поэтому большинство авторов считает, что коэффициент Шези потока подо льдом также учитывает и влияние формы сечения русла.

Прежде чем выполнить анализ предложений и расчетных схем различных авторов, рассмотрим те допущения и основополагающие соображения, которые они используют при выводе расчетных формул.

1. Все авторы принимают движение потока под ледяным покровом равномерным и считают возможным для расчета его скоростей использовать формулу Шези.

2. Предполагается, что живое сечение потока состоит из двух частей, скоростной режим в каждой из которых формируется соответствующей частью смоченного периметра (дна и ледяного покрова).

3. Деление живого сечения на указанные в предыдущем пункте части осуществляется либо пропорционально длине соответствующей части смоченного периметра (Н. Н. Павлов-

ский, Г. К. Лоттер и др.), либо по линии раздела, соединяющей точки, соответствующие положению максимальных на вертикали скоростей (П. Н. Белоконь, И. М. Коновалов, В. М. Маккавеев и др.). Такой характер деления сечения приводит к субъективному назначению частей сечения. Так, часто принимают $F_{л} = F_{д}$ или $R_{л} = R_{д} = R$.

4. При выводе формул большинство авторов (Н. Н. Павловский, Г. К. Лоттер и др.) рассматривают фактическое живое сечение, закрытое сверху поверхностью с отличной от дна шероховатостью. Однако ряд авторов (П. Н. Белоконь и др.) рассматривают открытое русло, считая дополнительные сопротивления от льда равномерно распределенными по смоченному периметру.

Рассмотрим наиболее распространенные и обоснованные расчетные методы.

Одним из первых методов расчета осредненного коэффициента шероховатости (n_c) для русел с резко различной по периметру сечения шероховатостью предложил Н. Н. Павловский. Он исходил из положения о равенстве касательных напряжений сил сопротивления по периметру потока действующим в данном сечении касательным напряжениям

$$\tau_{д}\chi_{д} + \tau_{л}\chi_{л} = \rho g F I, \quad (1.61)$$

где $\tau_{д}$ и $\tau_{л}$ — осредненные касательные напряжения сопротивления частей смоченного периметра русла с резко различной шероховатостью дна ($\chi_{д}$) и льда ($\chi_{л}$).

Исходя из уравнения (1.61), Павловский рекомендует выполнять расчет коэффициента Шези для русла в целом по формуле

$$C_c = C_{д} C_{л} \sqrt{\frac{1 + \alpha_2}{\alpha_2 C_{д}^2 + C_{л}^2}}, \quad (1.62)$$

где $C_{д}$ и $C_{л}$ — скоростные коэффициенты Шези для частей потока, подверженных воздействию различной шероховатости ($n_{д}$ и $n_{л}$); $\alpha_2 = \chi_{л}/\chi_{д}$. Для расчета приведенного коэффициента шероховатости он рекомендует формулу

$$n_c = \sqrt{\frac{n_{д}^2 + \alpha_2 n_{л}^2}{1 + \alpha_2}}. \quad (1.63)$$

Сложность применения формул (1.61) — (1.63) заключается в субъективности при определении частей площади сечения потока, соответствующих тормозящему влиянию стенок с различной шероховатостью.

Для потоков с глубинами менее 3 м Павловский для вычисления коэффициентов Шези рекомендует формулу (1.57).

Впервые уравнение (1.61) для расчетов параметров потоков под ледяным покровом применил П. Н. Белоконь, использовавший вместо уклона дна гидравлический уклон. Он разделил поток на два отсека по линии максимальной скорости (рис. 1.19), а касательные напряжения на дне и нижней поверхности льда рекомендует определять по зависимостям:

$$\tau_l = \rho g \frac{v_l^2}{C_l^2}, \quad \tau_d = \rho g \frac{v_d^2}{C_d^2}.$$

Коэффициенты Шези потоков под ледяным покровом и у дна Белоконь рекомендует вычислять по формуле Маннинга (1.53), а средние скорости этих потоков — по формуле Шези.

Гидравлические радиусы отсеков потоков рекомендуется определять по формулам: $R_l = F_l / \chi_l$, $R_d = F_d / \chi_d$, для широких русел обычно принимают $\chi_l = \chi_d = B$.

Приведенный коэффициент Шези определяется по формуле

$$\frac{1}{C_c^2} = \frac{1}{C_l^2} + \frac{1}{C_d^2}, \quad (1.64)$$

а приведенный коэффициент шероховатости русла по формуле

$$n_c = n_d \left[1 + \alpha_2 \left(\frac{n_l}{n_d} \right)^{1,5} \right]^{2/3}. \quad (1.65)$$

Недостатком методики является субъективность и опять-таки неопределенность разделения площади сечения потока на две части. Это обусловлено недостаточной точностью измерения скоростей и, как следствие, неточным определением положения линии максимальных на вертикалях скоростей. Кроме этого, А. А. Сабанев считает, что при выводе уравнения Белоконь упустил множитель 2, т. е. формулу (1.64) необходимо записать в виде

$$\frac{2}{C_c^2} = \frac{1}{C_l^2} + \frac{1}{C_d^2}.$$

Соответственно формула (1.65) будет иметь вид

$$n_c = n_d \left[\frac{1 + \alpha_2 (n_l/n_d)^{2/(2y+1)}}{1 + \alpha_2} \right]^{y+0,5},$$

где y — показатель степени в формуле Павловского (1.57).

В последующие годы методика расчета n_c неоднократно совершенствовалась и уточнялась. Рассмотрим основные предложения.

Так, Р. А. Нежиховский рекомендует определять приведенные коэффициенты шероховатости рек под ледяным покровом, исходя из формулы Шези — Маннинга

$$n_c = k \frac{\bar{h}^{2/3} I^{1/2}}{v},$$

где \bar{h} — средняя глубина потока до нижней поверхности шуго-ледяного покрова; $k=0,63$ — постоянный коэффициент, полученный из формулы Сабанеева. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуго-ледяного покрова он рекомендует вычислять по формуле

$$n_n = (2n_c^{3/2} - n_d^{3/2})^{2/3},$$

полученной на основе формул Сабанеева и Белокопя.

Ф. Ф. Раззоронов для расчета коэффициентов шероховатости нижней поверхности шуго-ледяного покрова р. Ангары рекомендовал зависимость

$$n_n = n_d \left[\left(\frac{Q_o}{Q_3} \right)^{3/2} \left(\frac{H_o - H}{H_o} \right)^{3/2} \left(\frac{I_3}{I_o} \right)^{3/4} - 1 \right]^{2/3},$$

где Q_o и Q_3 — расходы воды соответственно в открытом русле и при наличии ледяного покрова; H_o и H — средние глубины в русле, соответствующие расходам воды Q_o и Q_3 ; I_o и I_3 — уклоны водной поверхности соответственно при открытом русле и под ледяным покровом.

Оригинальной является методика, разработанная В. И. Синотиним, который провел детальные эксперименты как на гидравлической, так и на воздушной моделях. Он считает, что в экспериментах обеспечивался плоский характер движения потока, а эффект пространственности наблюдался только в пристенных отсеках. Анализируя и обрабатывая данные экспериментов, Синотин получил ряд интересных выводов и зависимостей:

1. Получена графическая зависимость $h_n/H = f(n_d/n_n)$, аналитическое выражение которой имеет вид

$$\frac{h_n}{H} = 0,6 \lg \frac{n_d}{n_n} + 0,5. \quad (1.66)$$

2. Используя зависимости И. К. Никитина для расчета средних скоростей (v) и толщины придонного слоя (δ), им получена формула для определения соотношения коэффициентов шероховатости дна и нижней поверхности льда в виде

$$\frac{n_d}{n_n} = \left(\frac{h_d}{h_n} \right)^{0,25} \frac{2,67 \lg \frac{h_n}{\delta_n} + 5,2}{2,67 \lg \frac{h_d}{\delta_d} + 5,2}.$$

По этой формуле при наличии сведений о соотношении коэффициентов шероховатости дна и нижней поверхности льда (n_d/n_n) можно вскрыть закономерность изменения положения динамической оси потока.

3. На основании допущения о равномерности режима движения потока под ледяным покровом, т. е. на основе формулы Шези, получено выражение для расчета приведенного коэффициента шероховатости русла:

а) для всего смоченного периметра (дна и нижней поверхности льда)

$$n_c = \frac{n_d}{1,67 \left[\left(0,6 \lg \frac{n_d}{n_n} + 0,5 \right)^{1,75} + \frac{n_d}{n_n} \left(0,5 - 0,6 \lg \frac{n_d}{n_n} \right)^{1,75} \right]}, \quad (1.67)$$

б) для смоченного периметра без учета нижней поверхности льда

$$n_c = \frac{n_d}{\left(0,6 \lg \frac{n_d}{n_n} + 0,5 \right)^{1,75} + \frac{n_d}{n_n} \left(0,5 - 0,6 \lg \frac{n_d}{n_n} \right)^{1,75}}. \quad (1.68)$$

Методика Синотина более обоснована, чем ранее приведенные, однако и она имеет ряд недостатков, основными из которых являются:

1) она основана только на данных экспериментов, полученных в узких напорных лотках, и нуждается в проверке на натурном материале;

2) при проведении экспериментов не исключено влияние эффекта пространственности. Как указывалось в п. 1.9, этот эффект, по данным Гончарова, проявляется до значений $2B/H = 10$, а по данным Карасева — и при значительно больших значениях. В то же время эксперименты на гидравлической модели выполнялись при значениях $2B/H = 6,25$, а на воздушной модели при $2B/H = 5,3 \div 5,4$;

3) как указывает Синотин, на характер зависимости (1.66) значительное влияние оказывает абсолютная величина коэффициента шероховатости.

Таким образом, расчетные формулы (1.67) и другие могут быть использованы:

1) для определения приведенного коэффициента шероховатости, если известны коэффициенты шероховатости русла (n_d) и нижней поверхности ледяного покрова (n_n);

2) для определения коэффициента шероховатости нижней поверхности ледяного покрова по данным натурных измерений параметров потоков подо льдом.

Для расчета параметров потоков, движущихся под ледяным покровом, необходимо проведение детальных натурных исследований с целью создания таблицы коэффициентов шероховатости нижней поверхности льда, подобных таблицам Срибного, Чоу, Бредли и другим для открытого русла. При наличии таких таблиц расчет приведенного коэффициента шероховатости можно выполнять по одной из формул (1.63), (1.67) и других, а расчет средних скоростей потоков под шуго-ледяным покровом — по формуле Шези

$$v = C_c \sqrt{RT},$$

где $C_c = R^y/n$; y — показатель степени в формуле Павловского (1.57); по-видимому, в потоках подо льдом его значение отличается от $1/6$, как это принято Маннингом для открытого русла. Действительно, Гончаров рекомендует принимать значение $y = 1/8$, а Синотин — $y = 1/4$.

1.13. Изгиб руслового потока

1.13.1. Центростремительное и кориолисово ускорения, их влияние на течения воды в открытых руслах.

Принцип отражения и возможности его применения к расчету полей скоростей руслового потока на изгибе

Криволинейные в плане русла — наиболее распространенный в природных условиях тип русел. В частности, при меандрировании (свободное, ограниченное или незавершенное) русла рек в плане представляют собой системы одиночных излучин, переходящих одна в другую или соединенных прямолинейными участками. Именно поэтому изучению поведения потоков в криволинейных руслах с целью создания научно обоснованных методов расчета их параметров в последние годы уделяется очень большое внимание.

При рассмотрении ускоренного движения тела в соответствующей (ускоренной) системе отсчета следует, кроме обычных сил, учитывать силы инерции. В частности, в случае вращательного движения наряду с центростремительной силой, обусловленной перепадом давления, следует учитывать приложенную к телу центробежную силу инерции. При движении жидкости первоначальным источником центростремительной силы является сила упругости деформируемой стенки. Эта сила уравнивается равной ей центробежной силой. В неподвижной же системе отсчета на частицу действует только центростремительная сила, которая и обеспечивает ее движение.

Основной сложностью, препятствующей созданию теории движения потоков на повороте русел, а следовательно, и методики расчета их параметров, является недостаточность на-

ших знаний о механизме движения потоков не только на сложном изгибе, но и на одиночном. Именно это привело к разработке двух принципиально различных концепций, объясняющих особенности движения потоков на изгибах русел несмотря на то, что они основаны на одном и том же экспериментальном материале, как правило, полученном в лабораторных условиях.

В основу первой концепции принято положение о том, что, преодолевая изгиб, частицы жидкости движутся по криволинейным траекториям. Следовательно, на них оказывает воздействие центростремительная сила, учет которой в расчетных схемах является обязательным. Эта концепция хорошо разработана теоретически и доведена до конкретных решений.

Вторую концепцию в 1779 г. выдвинул французский исследователь Дюбуа, представлявший движение потока на изгибе как последовательное его отражение от стенок канала. В последующий период эта концепция разрабатывалась рядом исследователей, но только в последние годы была доведена до практической реализации при расчете деформаций излучин Н. Е. Кондратьевым. При этом допускается, что массы жидкости как бы ударяются о вогнутый берег и отражаются от него как солнечный луч от зеркала. Это отражение происходит не в горизонтальной плоскости, а в пространстве, но основное условие теории отражения о равенстве углов падения углам отражения выполняется неукоснительно. Заглубление отраженной струи будет тем меньше, чем больше отношение ее кинетической энергии к потенциальной. К сожалению, данная концепция не доведена до расчетных формул.

Прежде чем перейти к теоретическому анализу проблемы, необходимо отметить, что многочисленные лабораторные эксперименты выполнялись на моделях одиночного изгиба руслового потока ограниченной ширины. Отношение ширины русла к глубине ($2B/H$) на таких моделях, как правило, не превышало 5—10. В то же время в естественных условиях, особенно на больших реках, значения этих отношений достигают нескольких десятков, а иногда и сотен. Поэтому при разработке теоретических схем и расчетных зависимостей необходимо учитывать влияние масштабного эффекта.

1.13.2. Экспериментальные исследования гидравлики потоков в жестких криволинейных руслах

Лабораторные эксперименты, как правило, выполнялись на установке, где смонтирован одиночный изгиб русла с различными углами поворота, причем наибольшее количество

экспериментов проведено при изгибе русла с углом поворота 2π (рис. 1.20). Измерение скоростей и других параметров потоков на таких установках выполнялось на ограниченном числе створов (обычно через $0,17\pi$ — $0,25\pi$) и только Т. И. Яковлевой были выполнены более детальные исследования полей скоростей. Измерительные створы в ее экспериментах располагались через 5 — 10° .

Необходимо отметить классические эксперименты А. Я. Миловича, выполненные в 1913 г. и заложившие основу экспериментально-теоретического анализа процесса движения потока на изгибе жесткого русла. В частности, именно Милович установил, что движение поплавка (с нанесенной на нем стрелкой) на изгибе русла происходит без его вращения вокруг собственной оси (рис. 1.20). Анализ данных экспериментов позволил ему сделать вывод о том, что поток преодолевает изгиб с наименьшей затратой энергии (на дополнительные сопротивления) и назвать его нерабочим изгибом потока.

Следует также отметить экспериментальные исследования А. Шукри, вскрывшего

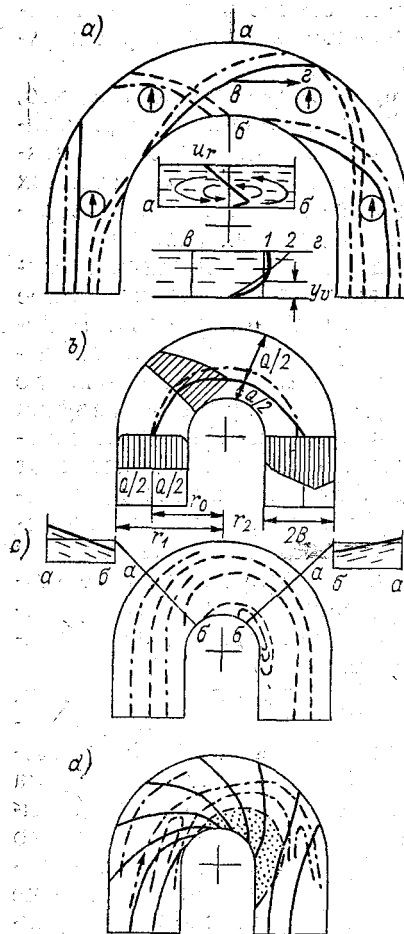


Рис. 1.20. Схема движения потока на одиночном изгибе русла.

a — движение струй и циркуляционные течения, *b* — эпюры распределения скоростей по ширине потока, *c* — план течения поверхностных струй, *d* — то же донных.

ряд закономерностей поведения потока на изгибе и обосновавшего введение понятия «основной створ».

Натурных исследований крайне мало. В качестве примера можно привести измерения параметров потоков на одиночных изгибах r . Десны с углом поворота π и r . Снови с углом поворота $\pi/2$, выполненные под руководством И. Л. Розовского, и на излучение r . Оредеж с углом поворота $\pi/2$, выполненные

сотрудниками ЛГМИ; а также работы американских исследователей на реках Айова и Миссисипи.

Рассмотрим основные итоги этих исследований.

Практически все экспериментаторы отмечают наличие донных поперечных течений, возникающих несколько выше входного створа при любых углах поворота и направленных от вогнутого берега к выпуклому. Поверхностные же струи смещаются к вогнутому берегу, но это смещение начинается около входного створа или даже несколько ниже него (см. рис. 1.20).

Экспериментальные и натурные исследования свидетельствуют о трансформации полей продольных скоростей. В первой половине изгиба максимум скоростей смещается к выпуклому берегу (рис. 1.20 *b*). Положение створа, где эпюра скоростей выравнивается и их распределение вновь становится близким к распределению скоростей на прямолинейном участке, изменяется в зависимости от глубины потока, шероховатости русла, числа Re и других параметров потока примерно от $0,5 \pi$ до $0,7 \pi$. Во второй половине изгиба, как правило, отмечается смещение максимума эпюры скоростей к вогнутому берегу, которое наблюдается и на нижерасположенном прямолинейном участке.

А. Шукри установил, что положение створа, названного им основным (φ), где характер распределения осредненных на вертикали скоростей по ширине потока наиболее полно соответствует закону площадей $vr = v_0 r_0$, но с учетом трения о дно и боковые стенки, изменяется в зависимости от полного угла поворота русла (α). Он построил графическую зависимость $\varphi = f(\alpha, C)$.

Несколько позднее Т. И. Яковлева установила, что распределение скоростей соответствующее закону площадей, наблюдается не только на основном створе, но и на некотором участке изгиба, а понятие «основной створ» следует применять к среднему для этого участка створу. Размеры этого участка (α') зависят от угла поворота, кривизны изгиба (r/B), числа Re и других факторов

$$\alpha' = f(\alpha, r/B, Re \text{ и др.}).$$

Все исследователи отмечают наличие в потоке на изгибе русла поперечных течений. С помощью флюгера измеряется угол (θ) отклонения вектора скорости от нормали к гидроствору и определяется поперечная скорость $u_r = u_n \operatorname{tg} \theta$, где u_n — скорость потока нормальная к гидроствору.

Как правило, поперечную скорость разделяют на две составляющие — скорости циркуляции и смещения. Проекции циркуляционных течений на профиль поперечного сечения образуют

замкнутый цикл (рис. 1.20, *a*). Причем суммарный перенос масс жидкости из одной половины сечения в другую всегда равен нулю. Интенсивность циркуляционных течений изменяется по длине изгиба. Они возникают на входном створе, достигают максимальных значений в центральном створе (для изгиба с углом поворота $\alpha = 2\pi$) и затухают на прямолинейном участке, расположенном ниже закругления. Характер изменения интенсивности циркуляции зависит от угла поворота изгиба, коэффициента Шези и других параметров. Скорости смещения, наоборот, осуществляют перенос масс жидкости из одной половины сечения в другую. Значение и направление скоростей смещения изменяются по длине изгиба. Характер этих изменений сложен и недостаточно изучен. Он зависит от угла поворота и кривизны изгиба, коэффициента Шези, числа Рейнольдса и других характеристик. В качестве примера на рис. 1.21 приведены поля поперечных скоростей на одиночном изгибе с углом поворота $\alpha = 0,5\pi$ по лабораторным (*a*) и натурным (*b*) данным.

На изгибе русла возникает перекося свободной поверхности, обусловленный влиянием центробежных сил. При этом уровень воды у внешнего берега значительно превышает уровень воды у внутреннего берега. Значения поперечного уклона могут даже превышать продольный уклон свободной поверхности.

Отметим еще одну особенность движения потока на одиночном изгибе. При значениях кривизны изгиба больше критической у внутреннего берега за центральным створом изгиба происходит отрыв струй от него и возникает водоворотная зона (рис. 1.20 *c, d*).

Менше изучен сложный изгиб, представляющий собой систему чередующихся одиночных изгибов, переходящих один в другой или соединенных между собой короткими прямолинейными участками русла. Рассмотрим основные итоги экспериментов, выполненных в ЛГМИ на модели сложного изгиба русла, представленного на рис. 1.22. Как показал анализ экспериментальных данных, характер трансформации полей продольных и поперечных скоростей на первом изгибе полностью соответствует описанному для одиночного изгиба. На створе выхода из первого изгиба максимум продольных составляющих средних на вертикалях скоростей смещается к внешнему выпуклому берегу. В силу инерционности движения потока такой характер распределения скоростей сохраняется на коротком прямолинейном участке, и поток входит во второй изгиб (створ № 5) суже трансформированным полем скоростей. Причем характер распределения скоростей на входном створе изгиба близок к их распределению по закону площадей. Аналогичная закономерность в распределении скоростей наблюдается и на входном створе последующего, третьего поворота русла (створ № 7).

Таким образом, каждый предыдущий изгиб как бы «подго-

Глава 1. Гидромеханический анализ турбулентного руслового потока

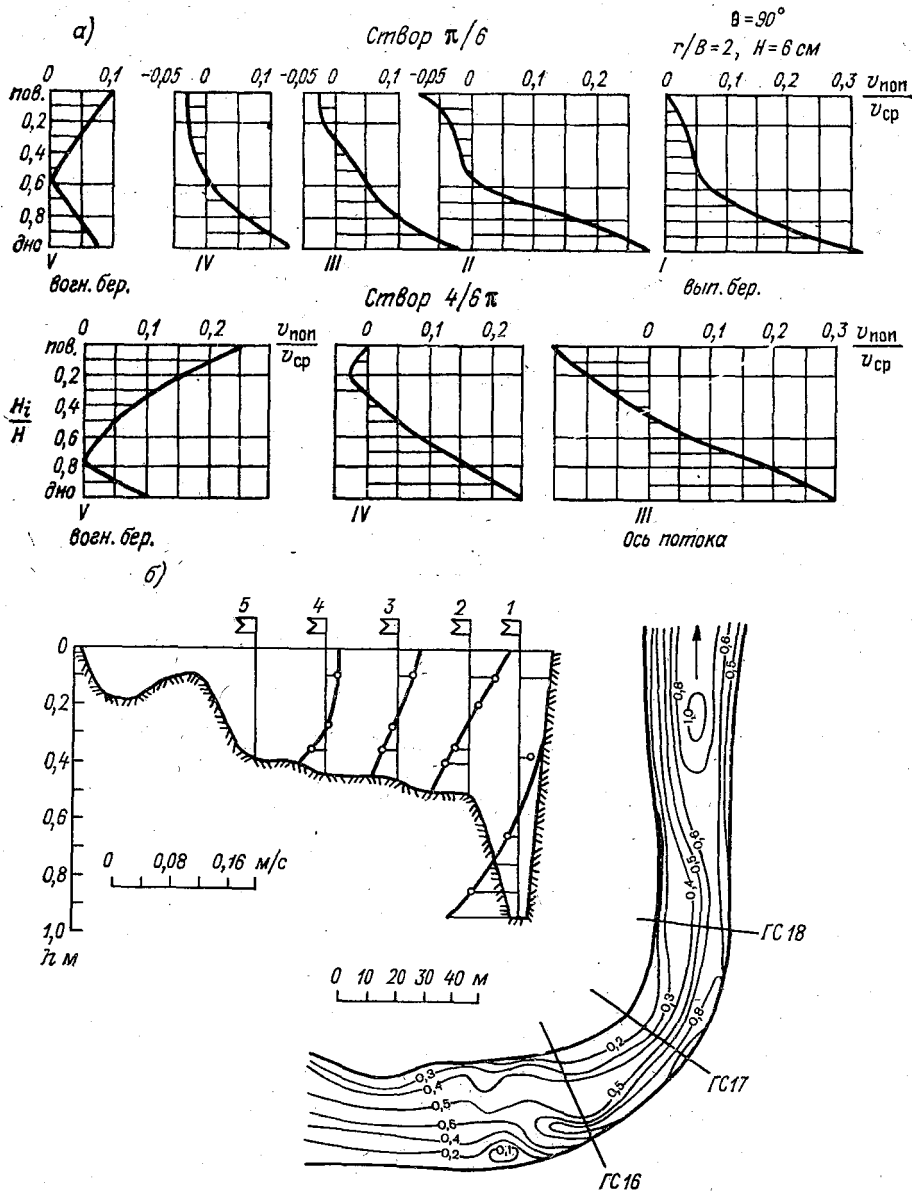


Рис. 1.21. Эпюры распределения поперечных скоростей по глубине потока.
 а — данные лабораторных измерений на установке с одиночным изгибом русла и углом поворота $\alpha = 1/2\pi$ и $r/B = 2$; б — план участка р. Снови ($\alpha \approx 1/2\pi$) и эпюры распределения поперечных скоростей на гидростворе.

тавливают» поле продольных скоростей потока в соответствии с закономерностями его распределения на последующем изгибе.

Значительно сложнее трансформация поперечных, циркуляционных течений. Возникнув на входном створе первого изгиба из-за инерционности течений, винт циркуляции, постепенно затухая, сохраняется не только на прямолинейном участке, но

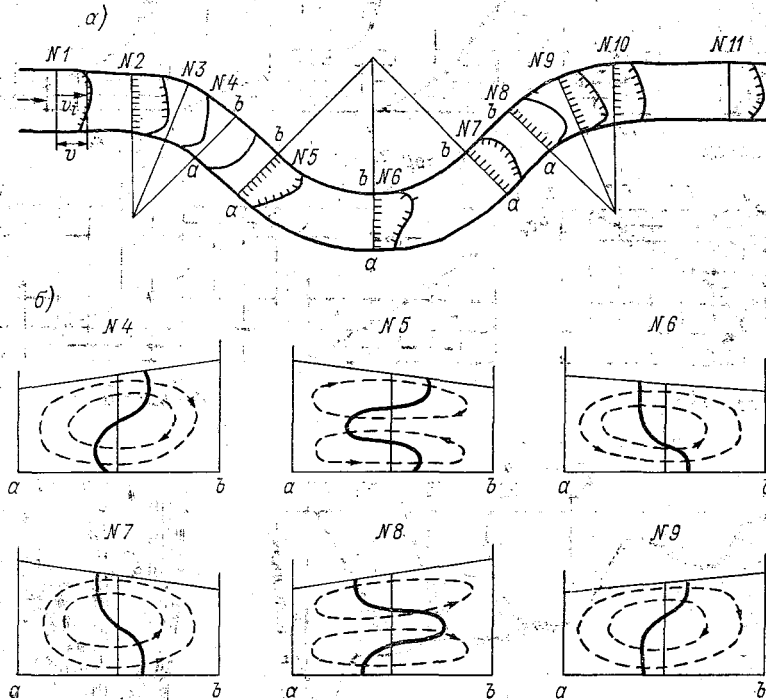


Рис. 1.22. Эпюры распределения продольных (а) и циркуляционных (б) скоростей по ширине и глубине потока на сложном-изгибе русла.

даже и на последующем изгибе. Это приводит к тому, что на каждом последующем изгибе русла наблюдается двухвинтовая циркуляция. Циркуляционные течения, направление которых соответствует предыдущему изгибу, постепенно затухают и вытесняются к поверхности вновь образовавшимися циркуляционными течениями свойственными последующему изгибу и имеющими направление вращения, противоположное первому течению. Полное затухание винта циркуляционных течений отмечается на участке между центральным створом и створом выхода из последующего изгиба.

Необходимо отметить, что такой характер изменения скоростей циркуляции по длине потока установлен для смежных из-

гибов русла с углами поворотов в $5/18\pi$, $1/2\pi$ и $5/18\pi$. Из-за отсутствия исходной информации не возможно сделать выводы о трансформации поперечных скоростей при других углах поворота, особенно при их значениях, близких к 2π . Это обусловлено тем, что на одиночных изгибах с такими углами поворота зафиксировано затухание циркуляционных течений уже на створах выхода из поворота. В то же время установлено, что взаимодействие смежных изгибов не оказывает существенного влияния на характер изменения скоростей смещения и отметок уровня свободной поверхности.

Таковы основные и очень краткие итоги анализа данных экспериментальных исследований потоков в криволинейных руслах простых форм сечений.

1.13.3. Продольные и поперечные течения на изгибе. Теоретические исследования движения потока на изгибе жесткого русла

Для расчета распределения средних на вертикалях скоростей по длине и ширине изгиба разработано два метода: графический и аналитический.

Графический метод основан на обобщении данных экспериментов в относительных величинах (v_v/v_0), выполненных различными авторами при изучении движения потока на одиночном изгибе (здесь v_v и v_0 — средние скорости соответственно на вертикалях и для потока в целом). Впервые эта методика предложена В. Н. Гончаровым и более детально разработана Т. И. Яковлевой. В качестве примера на рис. 1.23 приведено распределение средних скоростей на вертикалях по длине изгиба при углах поворота $3/4\pi$ и π . Однако эта методика имеет ограниченное применение, так как характер изменения скоростей зависит не только от расположения расчетного створа, но и от кривизны изгиба, коэффициента Шези и других параметров, что значительно осложняет решение задачи.

Аналитический метод основан на решении систем уравнений гидромеханики с целью получения зависимостей для расчета средних на вертикалях скоростей потока и их распределения по ширине и длине изгиба русла. Учитывая сложность проблемы и незамкнутость системы уравнений гидромеханики, различные авторы используют для получения расчетных зависимостей уравнения движения для идеальной или вязкой жидкости или, как наиболее сложный случай, для турбулентной жидкости. Поэтому из-за ряда допущений имеется множество различных решений, в той или иной степени соответствующих экспериментальным данным. Рассмотрим примеры этих решений.

В. Н. Гончаров, основываясь на экспериментальном доказательстве Миловичем положения о нерабочем изгибе и на уравнении Громеки-Лэмба, описывающем движение идеальной жидкости, пришел к выводу, что такое движение возможно только в двух случаях: 1) компоненты вихря равны нулю ($\omega_x, y, z=0$); 2) движение является продольно-винтовым ($u_x/\omega_x = u_y/\omega_y = -u_z/\omega_z$). Детальный вывод приведен в п. 1.3.

Допуская также, что частицы жидкости движутся по криволинейным траекториям в системе отсчета, перемещающейся

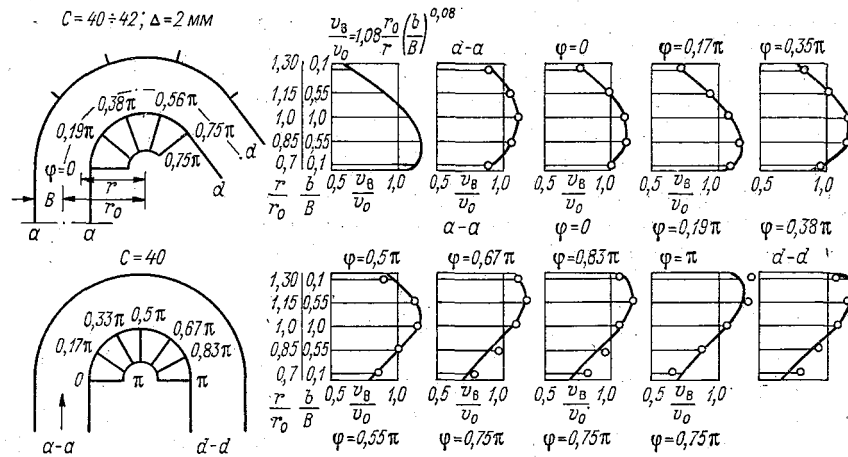


Рис. 1.23. Распределение средних скоростей на вертикалях по ширине и длине одиночного изгиба при углах поворота $3/4\pi$ и π . φ — угол между входным и расчетным створами.

вместе с потоком, Гончаров выделяет в нем элементарный объем $\Delta W = \Delta y \cdot \Delta r \cdot \Delta \theta$ и рассматривает его равновесие под действием центробежной силы инерции и центростремительной силы, обусловленной перепадом давления (в цилиндрической системе координат).

Принимая

$$F_{цб} = \rho \Delta y \Delta r \Delta \theta \frac{v^2}{r} \quad \text{и} \quad F_{цс} = \rho g \frac{\partial y}{\partial r} \Delta y \Delta r \Delta \theta,$$

он получает для установившегося движения ($F_{цб} = F_{цс}$)

$$\frac{\partial y}{\partial r} - \frac{v^2}{gr} = 0. \quad (1.69)$$

Полная удельная энергия в произвольно выбранном сечении равна

$$y + \frac{P}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} = \text{const}. \quad (1.70)$$

На поверхности потока давление P постоянно и равно атмосферному. После дифференцирования (1.70) получается

$$\frac{\partial y}{\partial r} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial r} = 0.$$

Решая совместно (1.69) и (1.70) с учетом того, что все переменные изменяются только по r , после интегрирования получаем закон изменения скоростей по ширине потока, называемый «законом площадей» $vr = v_0 r_0 = \text{const}$, где v и v_0 — средние скорости соответственно на любой и осевой вертикалях; r и r_0 — расстояния от центра поворота до этих скоростных вертикалей.

Вывод этого уравнения основан на ряде допущений. Поэтому, как справедливо отмечает Гончаров, при его применении к реальным потокам необходимо вводить ограничения. Так, оно применяется только для основного участка и только с учетом поправки на трение о боковые стенки, которую автор методики рекомендует принять в следующем виде:

$$v_i = 1,08 \frac{vr_0}{r_i} \left(\frac{b}{B} \right)^{0,08},$$

где v — средняя скорость потока; b — расстояние от боковых стенок до середины потока (изменяется от 0 до B , т. е. до половины ширины потока).

Одним из недостатков этой формулы является то, что при $b = B$ получается $v_i = 1,08 v$. Поэтому Яковлева предлагает вместо скорости v использовать соответствующие средние на вертикалях скорости, но на прямолинейном участке ($v_{\text{пл}}$), т. е.

$$v_i = \frac{v_{\text{пл}} r_0}{r_i}.$$

В гидромеханике рассматриваются частные случаи точных решений системы уравнений Навье—Стокса. В частности, один из них рассматривает установившееся течение жидкости между двумя соосными цилиндрами радиусами r_1 и r_2 , вращающимися с угловыми скоростями ω_1 и ω_2 . Из-за молекулярного взаимодействия между стенками и вязкой жидкостью вращающиеся цилиндры будут увлекать за собой жидкость и, таким образом, приведут ее в движение, изучая которое в цилиндрических координатах, совместим вертикальную ось с осью цилиндров. Принимая высоту слоя жидкости, заполняющей область между цилиндрами, очень большой, допускаем, что движение жидкости в горизонтальных плоскостях, перпендикулярных оси цилиндра, будет практически одинаковым. Тогда достаточно изучить

движение только в одной из них. Проекции действующих сил тяжести на этой плоскости равны нулю.

Траектории движения жидкости будут окружностями, причем во всех точках окружности скорости равны, т. е. $\frac{du_\theta}{d\theta} = 0$. Поэтому $u_r = u_z = 0$, а $u_\theta = u = f(r)$. Давление во всех точках окружности тоже будет одинаковым, так как на сопротивление затрачивается не энергия жидкости, а механическая энергия, приводящая цилиндры во вращение. Поэтому в плоскости $r\theta$ давление будет изменяться только по радиусам, т. е. $P = f(r)$ и $\frac{\partial P}{\partial \theta} = 0$.

Рассмотрим систему уравнений Навье—Стокса вязкой жидкости в цилиндрических координатах:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_r}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + u_z \frac{\partial u_r}{\partial z} - \frac{u_\theta^2}{r} = R - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} + \\ & + \nu \left(\frac{\partial^2 u_r}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial^2 u_r}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 u_r}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial r} - \frac{2}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} - \frac{u_r}{r^2} \right), \\ & \frac{\partial u_\theta}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + u_z \frac{\partial u_\theta}{\partial z} + \frac{u_r u_\theta}{r} = \\ & = \Theta - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \theta} + \nu \left(\frac{\partial^2 u_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u_\theta}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 u_\theta}{\partial z^2} + \right. \\ & \quad \left. + \frac{1}{r^2} \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{2}{r^2} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} - \frac{u_\theta}{r} \right), \\ & \frac{\partial u_z}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_z}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \theta} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \\ & = z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \nu \left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u_z}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial z} \right), \\ & \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial u_z}{\partial z} + \frac{u_r}{r} = 0. \end{aligned}$$

Здесь R , Θ , z — проекции объемных сил, отнесенных к единице массы; u_r , u_θ , u_z — проекции вектора скорости на оси координат.

После введения указанных граничных условий уравнения движения вязкой жидкости будут иметь вид:

$$\begin{aligned} & \frac{u_\theta^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}, \\ & \nu \left(\frac{\partial^2 u_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r} \right) = 0. \end{aligned}$$

Второе из этих уравнений представляет собой произведение двух сомножителей, один из которых равен нулю. Учитывая, что $v \neq 0$, получим

$$\frac{\partial^2 u_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r^2} = 0. \quad (1.71)$$

Фактически такой путь преобразования привел к дифференциальным уравнениям типа уравнений Эйлера.

Все параметры потока изменяются только по r , поэтому после интегрирования (1.71) получим

$$u_\theta = c_1 r + c_2 / r.$$

Применяя это уравнение для описания движения потока на изгибе русла, необходимо от местных скоростей перейти к средним, что возможно только при условии пренебрежения трением о дно потока. В этом случае получим

$$v_i = c_1 r + c_2 / r. \quad (1.72)$$

Здесь c_1 и c_2 — постоянные интегрирования. При $c_1 = 0$ и $c_2 > 0$ получим «закон площадей», при $c_1 > 0$ и $c_2 = 0$ — уравнение вида $v = c_1 r$, которое описывает движение частиц при вращении твердого тела, а также движение частиц жидкости, находящейся в сосуде при его вращении.

Помимо (1.72), имеется ряд полуэмпирических уравнений, полученных различными авторами на основе анализа экспериментальных данных, которые могут быть представлены в виде

$$v_i = cr^m,$$

где m — переменный показатель степени.

В 1931 г. В. М. Маккавеевым разработана система уравнений движения и неразрывности для турбулентных потоков и намечены пути ее решения с целью получения зависимостей для расчета полей скоростей при движении потоков на криволинейных участках. С небольшими изменениями она может быть представлена в цилиндрических координатах в виде:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_r}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + u_z \frac{\partial u_r}{\partial z} - \frac{u_\theta^2}{r} = \\ & = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} + \nu_T \left(\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u_r}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 u_r}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial r} - \right. \\ & \left. - \frac{2}{r^2} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} - \frac{u_r}{r} \right) + \frac{2\partial \nu_T}{\partial r} + \frac{\partial u_r}{\partial r} \frac{1}{r} \frac{\partial \nu_T}{\partial \theta} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + \right. \\ & \left. + \frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r} \right) + \frac{\partial \nu_T}{\partial z} \left(\frac{\partial u_z}{\partial r} + \frac{\partial u_r}{\partial z} \right), \quad (1.73) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial r} + \frac{u_{\Theta}}{r} \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial \Theta} + u_z \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial z} + \frac{u_r u_{\Theta}}{r} = \\
= & -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \Theta} + v_T \left(\frac{\partial^2 u_{\Theta}}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u_{\Theta}}{\partial \Theta^2} + \frac{\partial^2 u_{\Theta}}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial r} + \right. \\
& \left. + \frac{2}{r^2} \frac{\partial u_r}{\partial \Theta} - \frac{u_{\Theta}}{r^2} \right) + \frac{\partial v_T}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \Theta} + \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial r} - \frac{u_{\Theta}}{r} \right) + \\
& + \frac{2}{r} \frac{\partial v_T}{\partial \Theta} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial \Theta} + \frac{u_r}{r} \right) + \frac{\partial v_T}{\partial z} \left(\frac{\partial u_{\Theta}}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \Theta} \right), \quad (1.74)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial u_z}{\partial t} + u_r \frac{\partial u_z}{\partial r} + \frac{u_{\Theta}}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \Theta} + u_z \frac{\partial u_z}{\partial z} = \\
= & -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + v_T \left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial r^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 u_z}{\partial \Theta^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial r} \right) + \\
& + \frac{\partial v_T}{\partial r} \left(\frac{\partial u_z}{\partial r} + \frac{\partial u_r}{\partial z} \right) + \frac{1}{r} \frac{\partial v_T}{\partial \Theta} \left(\frac{\partial u_{\Theta}}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_z}{\partial \Theta} \right) + \\
& + \frac{2 \partial v_T}{\partial z} \frac{\partial u_z}{\partial z}, \quad (1.75)
\end{aligned}$$

$$-\frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial \Theta} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0. \quad (1.76)$$

Здесь r , Θ , z — цилиндрические координаты точки; u_r , u_{Θ} , u_z — проекции вектора скорости на направление координат; $v_T = A/\rho$ — кинематический коэффициент турбулентной вязкости.

Используя эти уравнения и принимая ряд допущений, В. М. Маккавеев, А. К. Ананян, И. Л. Розовский и другие исследователи предложили их решение для расчета поперечных и продольных составляющих вектора скорости при движении потока на изгибе.

В качестве примера рассмотрим методику Розовского, который, выполнив анализ экспериментальных данных и аналитических решений задачи распределения продольных скоростей потока по ширине и длине изгиба русла, пришел к выводу о необходимости деления его на три участка.

На первом, сравнительно коротком входном участке он разбил поток на отдельные струйки и к каждой из них применил уравнение Бернулли в виде

$$\frac{v_{ni}^2}{2g} = \frac{v_i^2}{2g} + \Delta h,$$

$$\text{где} \quad \Delta h = \int \frac{v_i^2}{gr} dr + c_1$$

— повышение уровня свободной струи при входе в закругление. После преобразований он получил

$$v_i = \frac{1}{r} \sqrt{\int r^2 \frac{d(v_{ni}^2)}{dr} dr + c_2} .$$

Постоянную c_2 Розовский предлагает определять из условий неразрывности.

Для расчета скоростей на втором участке, расположенном на закруглении, Розовский использует уравнения (1.74) и (1.76) и, введя ряд допущений (режим потока установившийся и другие¹), получает:

$$\begin{aligned} u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + u_y \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{u_r u_\theta}{r} = g I_\theta + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_r \frac{\partial u_\theta}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0. \end{aligned} \quad (1.77)$$

Интегрируя эти уравнения с учетом логарифмической формулы, описывающей распределение скоростей по глубине потока (1.13), он получает

$$\frac{0,75 \sqrt{g}}{\chi^3 C r} \frac{\partial}{\partial r} (r v^2 h^2) + \frac{\partial}{\partial \theta} (v^2 h) = g I_\theta r h - \frac{g}{C^2} v^2, \quad (1.78)$$

где χ — постоянная Кармана; C — коэффициент Шези; I — уклон водной поверхности потока; $1/r$ — вкривизна струй; v — средняя скорость потока на вертикали.

Распределение скоростей по этой формуле может быть получено, если известно распределение скоростей по ширине потока на прямолинейном участке, предшествующем изгибу. При решении уравнения (1.78) применяются приближенные методы интегрирования.

Для третьего участка, выхода из закругления, где поперечный уклон свободной поверхности отсутствует, также на основе применения уравнения Бернулли к отдельным струйкам потока имеем

$$v_{ni} = \sqrt{v_i^2 + 2 \int \frac{v_i^2}{r} dr + c_3} .$$

Постоянная c_3 определяется из условий неразрывности.

¹ Подробнее см. И. Л. Розовский. Движение воды на повороте открытого русла. — Киев: Изд-во АН УССР, 1957.

Таким образом, задача расчета распределения продольных скоростей потока по ширине и длине изгиба решена лишь в первом приближении, что обуславливает необходимость дальнейших экспериментальных и теоретических исследований.

1.13.4. Поперечные течения и уклон на изгибе русла

Рассмотрим установившееся течение идеальной жидкости в круговом канале прямоугольного сечения с горизонтальным дном. Линии тока в этом канале представляют собой concentric окружности. Сообщить центростремительное ускорение частицам идеальной жидкости может только радиальный градиент давления. Таким образом, имеем

$$\frac{v^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}$$

Давление в таком потоке распределяется вдоль вертикали по гидростатическому закону, поэтому

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = g \frac{\partial h}{\partial r}$$

Учитывая, что поперечный уклон $I_r = \partial h / \partial r$, получим $I_r = v^2 / (gr)$.

Принимая распределение скоростей на изгибе по закону площадей, выражение для поперечного уклона будет иметь следующий вид:

$$I_r = \frac{v_0^2 r_0^2}{gr^3}$$

Эта формула, выведенная без учета трения, дает удовлетворительные результаты и при применении к реальным потокам (в начале поворота).

При необходимости учета трения в формулу вводится эмпирический коэффициент $\alpha < 1$. С его учетом получим выражение для приближенного расчета поперечного уклона в виде

$$I_r = \alpha \frac{v_0^2 r_0^2}{gr^3}$$

Следует отметить, что немногочисленные измерения поперечных уклонов, выполненные на реках, особенно в паводочный период, показывают, что значения этих уклонов иногда могут даже превышать соответствующие значения продольных уклонов.

Если перейти от рассмотрения идеальной жидкости к реальной, то в силу изменения тангенциальных скоростей вдоль вертикали центростремительное ускорение, сообщаемое части-

цам жидкости, также изменяется по глубине потока. Поскольку градиент давления во всех точках данной вертикали один и тот же, центростремительное ускорение сообщается частицам вязкой жидкости не только градиентом давления, но и другой силой, изменяющей свою величину на вертикали. Этой силой может быть только сила внутреннего трения, обусловленная при турбулентном режиме движения молярным переносом импульса.

Наличие радиальной компоненты трения возможно лишь в том случае, если имеется радиальная компонента скорости. Следовательно, при турбулентном движении вязкой жидкости в изогнутом русле наряду с тангенциальным движением должно быть и радиальное осредненное движение. Таким образом, осредненное турбулентное течение в изогнутом русле всегда трехмерно.

Методы расчета таких течений можно разделить на эмпирические, основанные на данных измерений поперечных составляющих скоростей, и аналитические, основанные на решении системы уравнений движения и неразрывности.

Результаты измерений в лотках и на реках указывают на близкое к линейному распределение поперечных скоростей по глубине потока. На рис. 1.21 б приведено распределение поперечных скоростей по данным измерений Розовского на повороте русла с углом, близким к $\pi/2$.

В качестве примера аналитических методов расчета поперечных скоростей на изгибе русла рассмотрим методику Розовского, основанную на решении системы уравнений (1.73) — (1.76). Рассматривая простейший случай криволинейного движения жидкости в широком канале со свободной поверхностью, стенки которого очерчены в плане по дугам concentрических окружностей, считая движение установившимся, дно канала плоским и горизонтальным и заменяя действительное распределение скоростей логарифмическим законом, Розовский после упрощений получает следующую систему:

$$u_r \frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} + u_z \frac{\partial u_\theta}{\partial z} - \frac{u_\theta^2}{r} =$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial u_r}{\partial z} \right) - g l_r,$$

$$u_r \frac{\partial u_\theta}{\partial r} + \frac{u_\theta}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + u_z \frac{\partial u_\theta}{\partial z} + \frac{u_r u_\theta}{r} =$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial u_\theta}{\partial z} \right) + g l_\theta.$$

Уравнение неразрывности при этих допущениях принимает вид (1.77). Даже в таком упрощенном виде система уравнений исключительно сложна и для ее решения Розовский вынужден сделать еще одно допущение, приняв $v_T = \text{const}$.

С учетом этого допущения им получено следующее уравнение для расчета скоростей поперечной циркуляции:

$$u_r = \frac{v}{\kappa^2} \frac{h}{r} \left[F_1(\eta) - \frac{\sqrt{g}}{\kappa C} F_2(\eta) \right],$$

где $F_1(\eta) = \int \frac{2 \ln \eta}{\eta - 1} d\eta; \quad F_2(\eta) = \int \frac{\ln^2 \eta}{\eta - 1} d\eta;$

$\eta = 1 - z/H$; κ — постоянная Кармана.

Функции $F_1(\eta)$ и $F_2(\eta)$ приведены Розовским в виде графиков.

Выполняя анализ результатов расчета скоростей циркуляции при различных законах распределения продольных скоростей по вертикали, Розовский пришел к выводу, что результаты даже качественно получаются различными. Однако логарифмический и степенной законы дают наибольшее совпадение с экспериментальными данными.

Для случая шероховатого дна он получает формулу, близкую к полученной В. М. Маккавеевым,

$$u_r = \frac{1}{3} v \frac{h}{r} \frac{m^2}{g} \left\{ \left(1 - 0,067 \frac{m}{C} \right) \left[(2\eta - \eta^2)^2 - \frac{8}{15} \right] + \frac{8}{45} \frac{m}{C} [3(\eta - 1)^2 - 1] \right\}, \quad (1.79)$$

где m — параметр Базена.

Близкое к этому решение, но несколько отличным способом, получено К. В. Гришаниным.

Фактически уравнение (1.79) дает возможность рассчитывать распределение скоростей циркуляции по глубине потока на осевой вертикали, где, как показали исследования В. Н. Гончарова, К. В. Гришанина и других авторов, оно весьма близко к линейному.

1.14. Расчет параметров потока при их делении

Деление потоков широко распространено в природных условиях, например, в дельтах рек, при русловых процессах типа пойменной или русловой многорукавности. Довольно часто с ним встречаются при гидротехническом строительстве и водохозяйственном использовании водотоков, в частности, при строи-

тельстве водозаборов, судоходных прорезей, спрямляющих излучины, при лесосплаве и некоторых других случаях.

Рассмотрим задачи, возникающие при делении потоков. Они могут быть сведены к двум основным.

Первая задача — расчет пропускной способности рукавов. Решение этой задачи не представляет существенных трудностей при правомерности допущения о равномерности движения воды в рукавах. Действительно, из условий неразрывности при пренебрежении склоновым стоком между расчетными створами получим

$$Q = \sum Q_i = \sum F_i v_i = F_1 C_1 \sqrt{h_1 I_1} + F_2 C_2 \sqrt{h_2 I_2} + \dots$$

Здесь Q и Q_i — расходы воды соответственно в русле (до его деления) и в рукавах; i — порядковый номер рукава.

Если известны морфометрические характеристики рукавов (F_i , h_i), их шероховатость (n_i) и уклоны водной поверхности (I_i), то расчет не вызывает особых затруднений. При большом числе рукавов ($i \geq 3$) он выполняется с помощью ЭВМ.

Вторая задача — расчет расходов наносов в рукавах — значительно сложнее первой, к тому же ее аналитическое решение отсутствует.

Поэтому рассмотрим основные результаты экспериментальных исследований, вскрывающих физическую картину процесса движения потоков при делении русел и позволяющих получить приближенные зависимости для расчета расходов наносов в рукавах. Так, Г. Булле приводит результаты своих экспериментов в узких лотках (табл. 1.1). Как видно из этой таблицы,

Таблица 1.1. Результаты опытов Булле

Угол отвода θ град.	Q	Q_B	$\frac{Q_B}{Q}$ %	Расход наносов в отводе (G_B) в % от наносов (G)
	до разделения в отводе			
	10 ⁻³ м ³ /с			
30	5,0	2,50	50	97,3
60	5,0	2,41	48	96,2
90	5,0	2,26	45	90,6
120	5,0	2,35	47	87,5
150	5,0	2,37	48	92,0

при делении расхода воды примерно на две равные части в отвод поступает почти весь расход наносов. Причем его значение практически не зависит от угла отвода. Аналогичная картина наблюдается и при делении потоков в натуральных условиях.

Рассмотрим причины этого явления. При делении потоков происходит изгиб струй и сжатие отделяющегося потока. Как указано в п. 1.13, изгиб потока сопровождается образованием поперечных течений. Верхняя ветвь этого развивающегося на изгибе вторичного течения отклоняет поверхностные струи от входа в боковой отвод. Нижняя ветвь направляет донные струи в отвод. Этому эффекту соответствует и перераспределение скоростей на вертикалях. При сжатии потока донные скорости возрастают больше поверхностных.

В результате совместного действия изгиба и сжатия ширина захвата донных струй (B_d) оказывается больше поверхностных

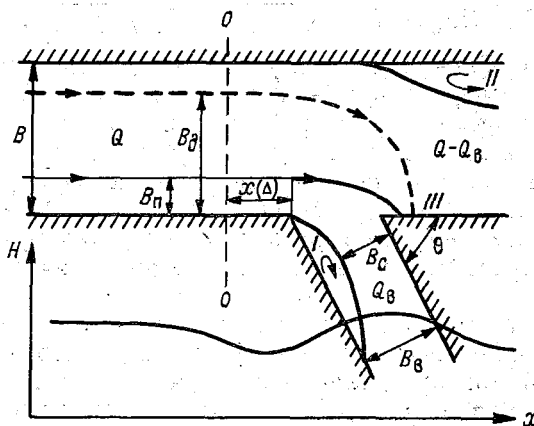


Рис. 1.24. Схема деления потока и график изменения уровней по его длине.

(B_d). Так как основная часть стока наносов проходит в придонном слое, то значительное их количество засасывается в отвод. Эксперименты показывают, что изгиб струй потока обычно не зависит от формы сечения.

Рассмотрим и обобщим основные итоги экспериментальных исследований деления потоков в лабораторных условиях.

1. В месте деления потока происходит сложная деформация свободной поверхности (рис. 1.24). Минимальное значение уровней наблюдается несколько выше места деления. В зоне расширения потока (из-за деления) происходит подъем уровня, который заканчивается несколько ниже конца отвода.

2. За верхней гранью отвода возникает водоворотная зона. Второй водоворот возникает в основном русле ниже отвода у противоположного берега. Следует отметить, что в натуральных условиях в зоне водоворота наблюдается интенсивное отложе-

ние наносов и, как следствие, размыв противоположного берега отвода.

3. В основном русле в сторону отвода наблюдается значительный перекоп свободной поверхности, достигающий трех-четырех $v^2/(2g)$.

4. Расширение потока ниже отвода может сопровождаться образованием стоячих волн.

5. Отклонение струй потока от его динамической оси начинается выше отвода, причем сначала отклоняются донные струи, а затем — поверхностные. По данным В. А. Шаумяна,

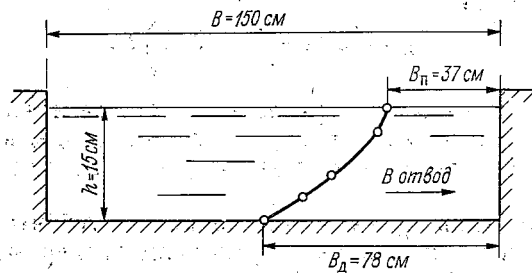


Рис. 1.25. Линия раздела в плоскости поперечного сечения главного русла при делении потока.

отклонение донных струй начинается на расстоянии, равном $0,55 B_д$ от верхнего ребра отвода.

6. При входе в отвод наблюдается интенсивная поперечная циркуляция.

7. Характер течений в основном русле, по данным А. С. Офицера, практически не зависит от угла отвода.

8. Линия раздела между потоками, направляющимися в отвод и основное русло, по данным Шаумяна, имеет вид, близкий к параболе (рис. 1.25).

Учитывая, что теоретическое решение задачи расчета расхода наносов в отводе либо отсутствует, либо основано на излишне грубой схематизации процесса, был разработан ряд эмпирических зависимостей для расчета ширины захвата донных струй. При этом априори допускалось, что $G_в \approx \alpha B_д$. Эти эмпирические зависимости были получены как для жесткого, так и для подвижного русел. Рассмотрим некоторые из них.

Для потоков в жестком русле:

по Шаумяну

$$B_д = 1,55 \left(\frac{q_в}{q} + 0,2 \right) B,$$

по Офицерову

$$B_d = 1,40 \left(\frac{Q_b}{Q} \right)^{5/6} B,$$

по Образовскому

$$B_d = \left(1,65 \frac{Q_b}{Q} + 0,04 \right) B;$$

для потоков в подвижном русле:

по Офицерову,

$$B_d = \left(2,5 \frac{Q_b}{Q} + 0,02 \right) B,$$

по Образовскому,

$$B_d = \left(2,14 \frac{Q_b}{Q} + 0,07 \right) B.$$

Здесь B и B_d — ширина русла выше его деления и в отводе, Q и Q_b — полные расходы воды, q и q_b — расходы воды на единицу ширины потока в основном русле до его деления и в отводе.

К. В. Гришанин, приняв постоянными глубины в отводе и в основном русле, что близко к условиям экспериментов, обобщил эти формулы и представил их в виде

$$\frac{B_d - \alpha B}{B_d} = \beta \frac{v_b}{v},$$

где v и v_b — средние скорости потоков в основном русле (до деления) и в отводе; α и β — постоянные коэффициенты, значения которых различны для жестких и деформируемых русел. Так как эти коэффициенты определяются различными авторами для условий не идентичных экспериментов, то значения α изменяются от 0 до 0,1, а β — от 1,4 до 2,7.

В естественных руслах виды разветвлений исключительно разнообразны, однако все они подчиняются одним и тем же, описанным выше закономерностям. В то же время естественные русла имеют существенные отличия от модельных. Основные отличия заключаются в том, что естественные русла, сложенные в аллювиальных грунтах, могут под воздействием потока изменять свои высотные и плановые очертания, т. е. между формой и плановыми очертаниями русел, с одной стороны, гидравликой потока и расходом наносов, с другой, наблюдается неустойчивое равновесие. Изменения расходов воды и соответствующие им изменения гидравлики потоков и расходов наносов вызывают изменения формы поперечных сечений и плановых очертаний русел. Фактором, дестабилизирующим это равновесие является большая инерционность изменений русловых форм по сравнению с изменениями жидкого стока.

Наиболее часто встречающимся в практике случаем, когда требуется расчет разветвлений русла, помимо водозаборов, является расчет глубин и определение устойчивости рукавов с целью их использования для судоходства и лесосплава, а также расчет глубин в прорезях, спрямляющих излучины. В этих случаях большое значение имеет опыт и интуиция проектировщиков, ибо часто бывает, как указывает Гришанин, что даже „неясно, какой из рукавов считать „основным“, а какой — „побочным“.

При расчетах глубин в рукавах, формирующихся из пионерных прорезей, спрямляющих излучины, а также в рукавах дельт, часто применяют для расчетов различные гидроморфометрические зависимости. В качестве примера можно привести следующие:

$$F_1 + F_2 = \alpha F + b,$$

$$B_1 = \frac{(2F - F_1)^{5/2}}{(Fh^{2/3} - F_2h_2^{2/3})^{3/2}}.$$

Эти зависимости совместно с уравнением неразрывности дают возможность рассчитывать ширины или глубины в одном из двух рукавов по соответствующим данным в другом. Здесь F , F_1 и F_2 — площади сечения; h , h_1 и h_2 — средние глубины; B_1 — ширина первого рукава; α и b — постоянные, зависящие от состава грунтов и других параметров.

Детальный анализ гидроморфометрических зависимостей выполнен В. И. Антроповским, который установил, что значения постоянных в них для различных типов русловых процессов должны приниматься разными и изменяются в довольно широких пределах.

1.15. Влияние пойм на пропускную способность и сопротивления русел.

Регулирование паводочного стока поймами

1.15.1. Общие положения

Русла с поймами — частный случай составных русел, отличительной особенностью которых является наличие двух и более потоков, с разными глубинами, движущихся с различными скоростями параллельно или под различными углами друг к другу. При взаимодействии таких потоков возникают дополнительные сопротивления, существенно изменяющие общую пропускную способность русел. Аналогичные явления могут возник-

нуть и при движении потока только по пойме, глубина и шероховатость которой обычно резко изменяются по ширине. Возможны случаи резкого изменения шероховатости русла и поймы без заметного изменения глубин. Последние случаи также подлежат рассмотрению, ибо различие скоростей потоков, являющееся основной причиной эффекта их взаимодействия, изменения сопротивлений и пропускной способности, может быть весьма значительным.

Первые сведения об особенностях движения потоков в руслах с поймами приводятся Ф. Форхгеймером, который указывает, что расчетное значение расхода воды, определенное по выражению

$$Q = Q_p + Q_{п} = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_{п} C_{п} \sqrt{h_{п} I_{п}}, \quad (1.80)$$

будет больше фактического. Уменьшение пропускной способности русла с поймой он объясняет образованием вихрей с вертикальной осью вращения, возникающих на границе раздела руслового и пойменного потоков.

Несколько позднее М. Эгли, проведя обширные исследования взаимодействующих потоков на крупномасштабной модели Эльзасского канала в г. Меце, не выявил особенностей поведения потоков в составных руслах. В качестве одного из основных он приводит следующий вывод: «Распределение общего расхода

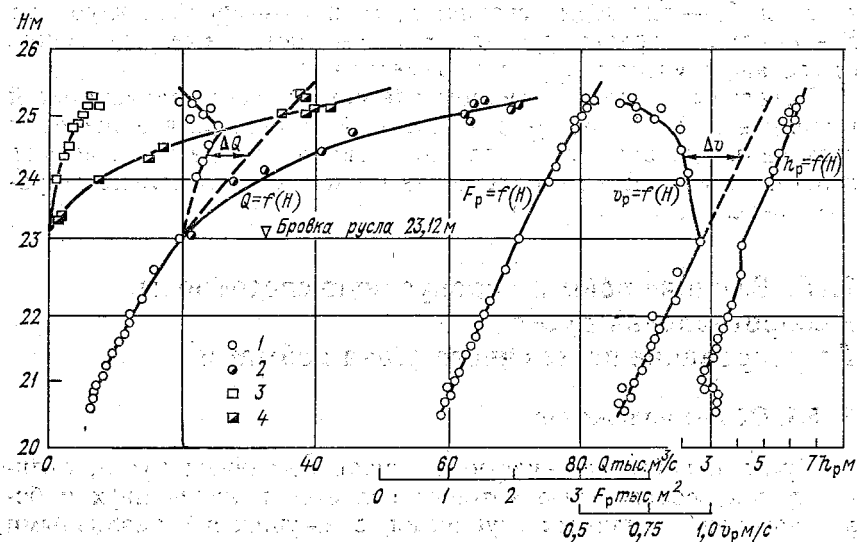


Рис. 1.26. Кривые $Q=f(H)$, $F_p=f(H)$, $v_p=f(H)$ и $h_p=f(H)$ для р. Дона — ст-ца Верхнекурмоярская, 1927 г.
1 — русловая часть потока, 2 — русло с поймой, 3 — левобережная пойма, 4 — правобережная пойма.

между различными частями сечения происходит пропорционально глубине потоков и шероховатости стенок каждой части». Хотя Эгли и установил наличие поперечных течений, но он объяснил их неравномерностью режима потока в составном русле.

Примерно в это же время Б. В. Поляков в своей работе привел ряд кривых расходов воды для русловой части р. Дона (рис. 1.26), на которых четко прослеживается их перегиб и значительное отклонение влево при уровнях, превышающих уровни выхода воды на пойму. Однако Поляков также не дал объяснения этому факту.

Только в 1947—1950 гг. Г. В. Железняков, выполнивший анализ экспериментальных данных по изучению руслового и пойменного потоков, полученных на прямолинейной модели русла с двусторонней поймой, обнаружил существенное уменьшение средних и поверхностных скоростей руслового потока под влиянием пойменного, впоследствии названное им кинематическим эффектом взаимодействия безнапорного руслового и пойменного потоков. Пионерные исследования Железняка положили начало широкому изучению различных аспектов этой сложной и очень важной для решения ряда практических задач проблемы.

1.15.2. Лабораторные исследования

Дальнейшие лабораторные исследования первоначально выполнялись на моделях различной длины, где русло с одной или двумя поймами создавалось при параллельности их геометрических осей. Несколько позднее Н. Б. Барышниковым и А. Л. Радюком были выполнены экспериментальные исследования процесса взаимодействия потоков, протекающих по поверхности с резко различной шероховатостью и примерно равной глубиной по ширине. На модели в ЛГМИ было сформировано русло, на котором по всей длине установки на двух полосах шириной 0,75 м каждая была нанесена различная шероховатость (1,8 и 4,5 см), а дно средней полосы было покрыто стеклом толщиной 7 мм. Таким образом были образованы три отсека с различной шероховатостью по ширине. Изучение процессов взаимодействия потоков в этих отсеках осуществлялось по методике, разработанной ранее в институте — измерения параметров выполнялись при режиме, близком к равномерному как в изолированных, так и во взаимодействующих отсеках потока.

Как вытекает из анализа опубликованных работ, при движении потоков с различными скоростями на границе их раздела сначала (при малых скоростях) возникает вертикально расположенная волновая поверхность. При росте скоростей от этой поверхности отделяются вихри с вертикальной осью вращения,

которые перемещаются в русловой поток, движущийся с большими скоростями. Следовательно, эти вихри, захватывая массы жидкости пойменного потока, переносят их в русловой, тем самым осуществляя массообмен между русловым и пойменным потоками и торможение пойменным потоком руслового. Теоретическое описание такого процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков впервые выполнено В. Н. Гончаровым, а наличие вихрей на границе взаимодействующих потоков впервые экспериментальным путем установлено И. П. Спицыным.

Интересные результаты получены А. Л. Радюком при измерениях на р. Большом Енисее на участке длиной 300 м с каменистой односторонней поймой. А. Л. Радюк отмечает: «При очень большой разнице скоростей руслового (5 м/с) и пойменного (0,4 м/с) потоков по всей линии их соприкосновения четко просматривалась вихревая дорожка. Зона вихрей захватывала незначительную часть поймы и большую часть ширины русла. Вихри с вертикальной осью вращения зарождаются сразу же после слияния потоков поймы и русла и вращаются против часовой стрелки, постепенно увеличиваясь в диаметре до определенного предела. Диаметры вихрей изменялись в пределах от 15 до 150 см. Затем вихревые структуры начинают смещаться в сторону руслового потока, угловая скорость их вращения уменьшается, происходит распад вихрей на более мелкие локальные массы, которые рассеиваются в окружающей среде. Продолжительность «жизни» вихрей составляла от 2 до 6 с.

Аналогичные вихри на границе взаимодействующих отсеков потока, протекающего по поверхности, имеющей резко неоднородную шероховатость и постоянную глубину по ширине, были обнаружены в лаборатории Барышниковым совместно с Саликовым. Визуальные наблюдения, а также данные, приведенные на фотографиях, полученных через небольшой интервал времени, позволили сделать вывод о том, что указанные вихри имеют форму фигуры, ограниченной вытянутым эллипсом, большая ось которого постепенно сжимается и к моменту отрыва вихря его форма становится близкой к кругу.

На процесс образования, перемещения и обтекания русловым потоком вихрей, а также на компенсационные течения затрачивается значительное количество энергии, что приводит к уменьшению пропускной способности руслового отсека и к деформации поля скоростей потока в нем. Дополнительное касательное напряжение в этом случае может быть оценено по формуле

$$\tau = A_v \frac{\partial v}{\partial b},$$

где A_v — коэффициент турбулентного обмена между взаимодействующими потоками, $\partial v / \partial b$ — градиент осредненных по вертикали скоростей в зоне взаимодействия потоков.

Таким образом, дополнительное сопротивление пропорционально разности, точнее градиенту скоростей потоков. Поэтому аналогичная картина сопротивлений наблюдается и при взаимодействии отсеков потоков, протекающих по поверхности с различной шероховатостью по ширине, где градиент скоростей на их границе обусловлен не разностью глубин, а различием шероховатости дна.

Дальнейшие работы связаны с экспериментальным исследованием взаимодействия потоков при непараллельности их динамических осей. Первые исследования в этой области выполнены Н. А. Ржаницыным на модели малых размеров. Детальными и тщательно выполненными явились экспериментальные исследования, начатые под руководством В. Н. Гончарова в лаборатории ЛГМИ в 1959 г. и продолженные его учениками в последующий период. Результаты этих исследований дали первые количественные характеристики эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков с непараллельными осями.

Итоги работ раннего периода, обобщенные Гончаровым, сводятся к следующему. При малых затоплениях поймы ($H_n < 0,2 H_p$) ведущим является русловой поток, влияние на него пойменного невелико. Оно сказывается в уменьшении пропускной способности русла в результате перелива масс жидкости из русла на пойму и, наоборот, с поймы в русло, в уменьшении интенсивности циркуляционных течений и в выравнивании эпюр распределения скоростей по глубине потока.

При глубинах $H_n > 0,2 H_p$, по данным Гончарова, ведущим становится пойменный поток. При этом отмечаются следующие отличия от предыдущего случая:

а) массы потока в русле, переливающиеся на пойму, уменьшают скорости до нормальных для пойменного потока значений на гораздо большей длине, чем при малом наполнении поймы;

б) распределение скоростей по ширине русла в створах изгиба выравнивается;

в) из-за увеличения переливов жидкости из русла и поймы еще более повышается торможение руслового потока пойменным. Поэтому, несмотря на значительную разность глубин русла и поймы, скорости по ширине руслового и пойменного потоков выравниваются.

В следующий период резко увеличилось число экспериментальных исследований на схематизированных моделях изогнутого в плане русла и прямолинейной поймы. Все эти исследования можно разделить на три группы: 1) русло прямоугольной формы сечения имеет одну-две излучины и плоскую, без поперечного уклона пойму; 2) русло в плане представляет собой серию чередующихся излучин, как правило, с различными

углами поворотов и плоскую, без поперечного уклона пойму; 3) русло — аналогичное предыдущему случаю, но на пойме имеются прирусловые валы и другие образования, присущие натурным объектам.

Большинство экспериментов было направлено на выявление основных закономерностей и физической картины процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков. Поэтому авторы выбирали произвольные модели без какого-либо учета критериев моделирования.

Представляется нецелесообразным рассмотрение каждой экспериментальной работы из-за их большого количества и в ряде случаев из-за повторения выводов. Поэтому ниже приведем лишь основные выводы, полученные из этих экспериментов.

1. Выявлены основные закономерности взаимодействия руслового и пойменного потоков и потоков с различной шероховатостью по ширине при непараллельности их осей.

2. Разработана типизация процессов взаимодействия, основанная на взаимном расположении динамических осей руслового и пойменного потоков. Выделено четыре типа взаимодействия руслового и пойменного потоков (см. п. 1.15.4).

3. Изучена трансформация полей скоростей руслового потока под воздействием пойменного и пойменного потока под воздействием руслового.

4. Разработаны различные частные рекомендации по учету взаимодействия руслового и пойменного потоков при расчете пропускной способности русел.

В то же время модельные испытания не лишены ряда недостатков, основными из которых являются:

1. Недоучет влияния морфологии русла и поймы и изменения их морфометрических характеристик по длине водотока на взаимодействие руслового и пойменного потоков. Действительно все экспериментальные работы выполнены лишь на моделях, у которых берега поймы, имитирующие склоны долины, строго параллельны друг другу, а суммарная ширина русла и поймы на моделях неизменна по длине потока.

2. Наличие прорв в прирусловых валах в совокупности с многочисленными гривами, старицами, пойменными озерами и другими морфологическими образованиями приводит к резкому отличию натурального процесса от модельного, особенно на поймах. Эти особенности рельефа пойм на моделях не воспроизводились.

3. На реках обычно наблюдается чередование разновысотных пойм, а в лабораторных условиях в основном изучались поймы, имеющие одинаковые отметки.

4. Несоответствие уклонов свободной поверхности пойменных потоков (продольных и поперечных) на моделях таковым в натуральных условиях.

Б. Зависимости, полученные на основе модельных испытаний, имеют локальное значение; они ограничены диапазоном изменения параметров модельных испытаний.

Все указанное приводит к необходимости изучения процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков и потоков в руслах с неоднородной по ширине шероховатостью в натуральных условиях.

1.15.3. Натурные исследования гидравлики пойм

Процесс затопления и опорожнения пойм. Регулирование паводочного стока поймами. Выход воды на пойму в паводочный период происходит, как правило, при уровнях воды, соответствующих максимальным расходам воды 50 %-ной обеспеченности. Действительно, между этими уровнями и средними

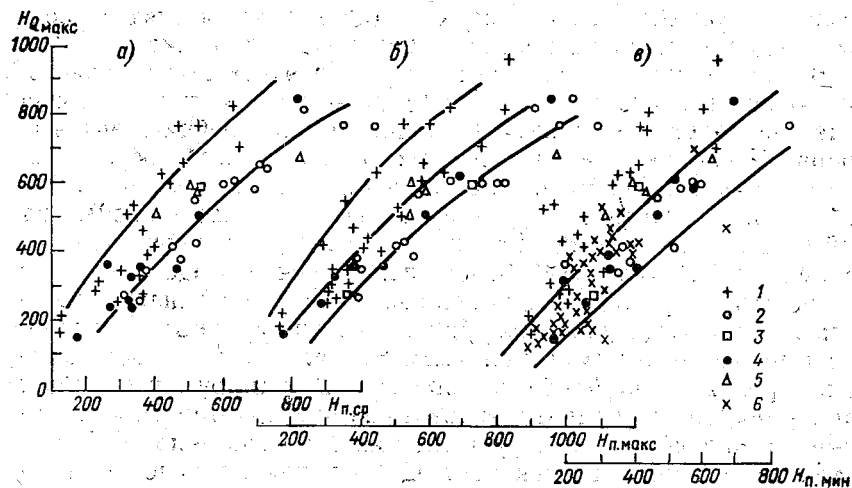


Рис. 1.27. Зависимость $H_{п} = f(H_{Q_{\max}})$ с учетом типа руслового процесса.

а — средние уровни затопления пойм, б — уровни затопления бровок прирусловых валов, в — уровни затопления низин пойм; 1 — свободное меандрирование, 2 — немеандрирующие русла, 3 — ограниченное меандрирование, 4 — данные о типе руслового процесса отсутствуют, 5 — р. Обь, 6 — данные по рекам Белоруссии.

отметками пойм (с учетом типа руслового процесса) установлена довольно четкая корреляционная зависимость (рис. 1.27).

Взаимодействие руслового и пойменного потоков и образование единого транзитного потока происходит обычно при более высоких уровнях, чем средняя отметка поймы, соответствующих, как правило, максимальным расходам воды обеспе-

✓
ченностью, близкой к 1 %-ной. Это обусловлено наличием продольных прирусловых валов, создаваемых самим потоком на границе русла и поймы. Высота таких валов на крупных реках может достигать нескольких метров, что и объясняет образование единого транзитного потока при более высоких уровнях, чем средняя отметка поймы. В то же время эти валы не являются сплошными, в них имеются понижения как естественного, так и искусственного происхождения, называемые прорвами, через которые происходит интенсивный водообмен между руслом и поймой в процессе затопления и опорожнения последней. Ввиду того, что отметки свободной поверхности русла и поймы в этот период могут отличаться на значительные величины, достигающие 1 м и более, в прорвах, работающих как водосливы, скорости течения достигают нескольких метров в секунду.

Динамика затопления пойм зависит от их типа. Учитывая, что вопросы типизации пойм рассматриваются в последующих разделах, а также, что наиболее распространенным типом пойм являются поймы свободно меандрирующих рек, рассмотрим динамику затопления и опорожнения пойменного массива свободно меандрирования в процессе прохождения паводка.

В начале паводка затопление пойменного массива происходит через низовые прорвы. При дальнейшем подъеме уровня вода начинает переливаться также через гребни верховых прорв. После включения верховых прорв увеличиваются скорости заполнения пойменных емкостей и скорости подъема уровней в них, начиная с момента, когда уровень воды на пойме становится выше уровня в реке у низовой прорвы, последняя работает в обратном направлении. Вода поступает из поймы в русло, следовательно, массив начинает участвовать в пропуске паводка. При дальнейшем подъеме уровня, превышающего отметки прирусловых валов (и соответствующего уровням малой обеспеченности), потоки русла и поймы сливаются, образуя единый транзитный поток, который, как уже отмечалось, соответствует уровням малой обеспеченности. Такой поток на большинстве рек наблюдается, как правило, не ежегодно. На спаде паводка уровень воды в реке может оказаться ниже уровня на пойме у верховых прорв. В этом случае верховые прорвы будут работать в обратном направлении, отдавая воду реке. Процесс продолжается до момента обсыхания гребней верховых прорв, после чего сток воды из поймы в реку происходит только через низовые прорвы; этот процесс может продолжаться в течение значительной части межени. К тому же часть паводочных вод аккумулируется в различных бессточных пойменных водоемах, фильтруется в почву и испаряется, следовательно, исключается из транзитного течения.

Н. Е. Кондратьевым разработана упрощенная методика расчета затопления и опорожнения одиночного массива, имеющего

одну пойменную емкость, одну верховую и одну низовую прорвы. По плано-высотным данным строится кривая зависимости объема пойменной емкости W от отметки уровня воды на пойме $z_{п}$ и график зависимости расхода воды через прорвы от отметок уровней воды в реке $z_{р}$ и на пойме (рис. 1.28).

По данным натурных наблюдений строят совмещенный график хода уровней воды в реке у низовой $z_{н}$ и верховой $z_{в}$ прорв и на пойме, на который наносятся также отметки гребней верхней $z_{в.п}$ и нижней $z_{н.п}$ прорв (рис. 1.29). На его основе

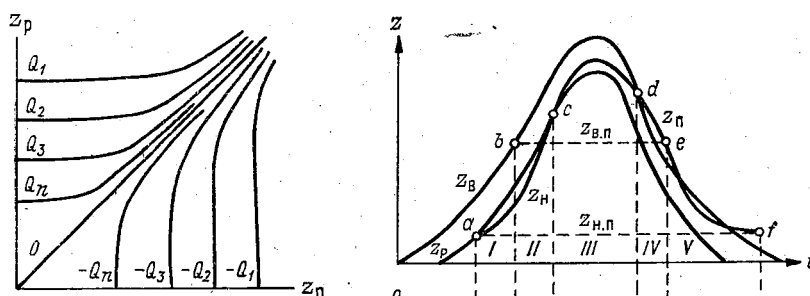


Рис. 1.28. Зависимость расхода воды в прорве от отметок уровней воды в реке $z_{р}$ и на пойме $z_{п}$.

Рис. 1.29. Совмещенные хронологические графики уровней и расходов воды при затоплении и опорожнении пойменного массива.

рассчитывают хронологический график поступления и оттока воды с пойменного массива через прорвы. Расход воды через прорвы определяют по формуле водослива, принимая за напор разность отметок уровней (в реке и на пойме).

Поступление воды на пойменный массив начинается через низовую прорву, когда уровень воды в этом месте реки превысит отметку ее гребня (рис. 1.29, точка a) и будет происходить до тех пор, пока уровень воды на пойме не сравняется с уровнем воды в реке (точка c). Аналогичное явление, но наступающее несколько позднее, наблюдается и у верхней прорвы (точки e и d).

После того как уровни воды в пойменном массиве превысят соответствующие в реке, в прорвах изменится направление течения. На пойме будет наблюдаться транзитный поток (точки c и d). При дальнейшем снижении уровней воды в реке отток воды с поймы будет происходить через верховую (до точки e)

и низовые прорвы (точка f). При этом вся поступившая на массив через прорвы вода, за исключением израсходованной на заполнение бессточных пойменных емкостей, испарение и фильтрацию, стечет обратно в реку. В этой схеме не учтен местный приток воды на пойму с бассейна и склонов долины.

Объем транзитного стока W_T определяется по выражению $W_T = \int_c^f Q_n dt = \int_c^e Q_b dt$, а объем аккумуляции — $W_a = \int_a^c Q_n dt = \int_b^c Q_b dt$ (рис. 1.29). По расчетам, сделанным на ограниченном по объему материале, отношение $W_T : W_a = 1 : 0,85$, т. е. объем аккумуляции близок к объему транзитного стока.

Методика расчета сводится к определению по плано-высотным и гидрологическим характеристикам расчетного паводка зависимостей $z_n = f(W)$, $Q_n = f(z_{н.п.}, z_n)$, $Q_b = f(z_{в.п.}, z_n)$ на основе заданных для расчетного паводка значений $z_{н.п.} = f(t)$ и $z_{в.п.} = f(t)$. Целью расчета является получение кривых $Q_b = f(t)$, $Q_n = f(t)$ и $z_n = f(t)$. При этом делается допущение об отсутствии уклона свободной поверхности в аккумулялирующей емкости, а также предполагается, что транзитный руслопойменный поток не образуется. Решение задачи выполняется в конечных разностях, методом последовательного приближения.

Натурные исследования процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков. В 1962—1963, 1966 и 1970 гг. Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) были выполнены специальные паводочные исследования на восьми реках ЕТС. Результаты этих работ обобщены Д. Е. Скородумовым и И. Ф. Карасевым. Кроме указанных специальных исследований, известны работы Московского гидромелиоративного института по изучению течений на пойменном массиве р. Оки, работы Селлина на р. Бат и исследования ГГИ на реках Полонети и Оби.

Второе направление в изучении процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков по натурным данным основано на анализе обширных материалов паводочных измерений, проведенных на сети Госкомгидромета СССР и в различных проектных организациях. При анализе этих материалов были получены интересные результаты, в основном подтверждавшие выводы лабораторных экспериментов.

Натурные исследования позволили установить в качестве фактора, определяющего величину сопротивления и эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, особенности морфологии русла и поймы на участке измерений и изменение их морфометрических характеристик по длине реки и с ростом глубин в русле и на пойме. Действительно, именно характер изменения ширины долины, а следовательно, и ширины поймы

определяет положение динамической оси пойменного потока. Н. Б. Барышников по данным наблюдений на ряде рек установил факт изменения взаимного расположения динамических осей руслового и пойменного потоков при увеличении глубин в русле (рис. 1.30). Как видно на этом рисунке, при увеличении относительных глубин ($h_p/h_{p,б}$) за счет изменения угла α (угол пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков) кривая зависимости $v_p/v_{p,б} = f(h_p/h_{p,б})$ резко изменяет свое направление, иногда даже на обратное.

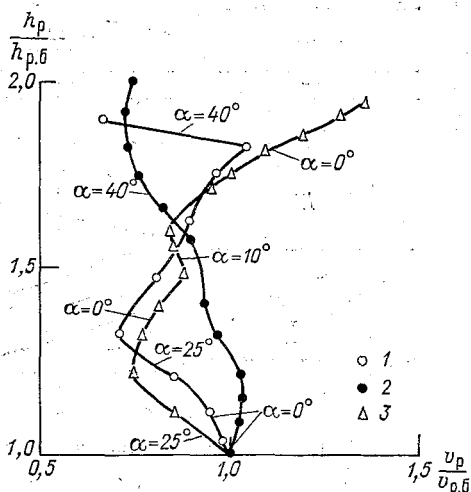


Рис. 1.30. Кривые $v_p/v_{p,б} = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$ при $\alpha = f(h_p/h_{p,б})$.
 Натурные данные по рекам: 1 — Нестеровка—рзд. Таловый, 2 — Крыловка—с. Крыловка, 3 — Друть—с. Городище.

Натурные данные позволили также установить наиболее часто встречающиеся случаи взаимного расположения осей русла и поймы и другие особенности натуральных водотоков и разработать рекомендации для их последующих лабораторных исследований.

Совместный анализ натуральных и лабораторных данных позволил разработать типизацию процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков, основанную на учете особенностей морфологии русла и поймы на расчетном участке.

1.15.4. Типизация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков

Типизация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков, как и всякая типизация, является попыткой систематизации сложного и многообразного явления, ряд особенностей которого недостаточно изучен. В частности, в боль-

шинстве работ исследовался вопрос взаимодействия руслового и пойменного потоков на идеализированных моделях русла с односторонней поймой, а потоки в руслах с двусторонними, тем более разновысотными поймами изучены недостаточно. Слабо изучен вопрос о влиянии изменения морфометрических характеристик поймы и русла как по высоте, так и по длине участка на характер взаимодействия потоков в них.

Первые проработки по типизации, в основу которой положено взаимное расположение динамических осей руслового и

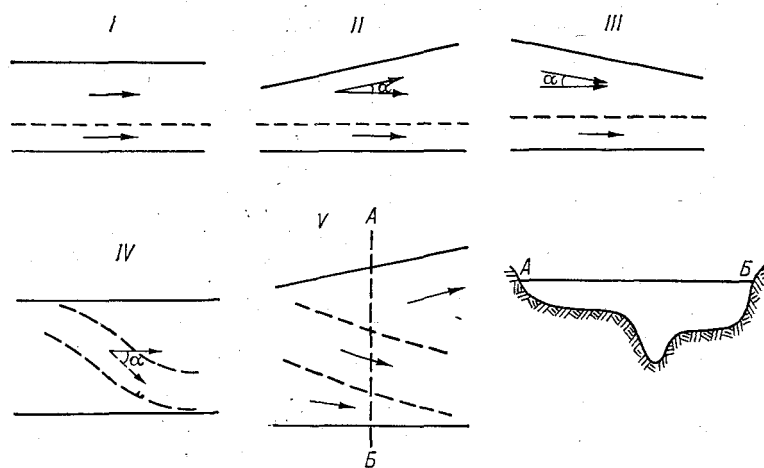


Рис. 1.31. Схема типизации взаимодействия руслового и пойменного потоков.

I—V — типы взаимодействия потоков.

пойменного потоков, были выполнены Н. Б. Барышниковым и В. Г. Саликовым. По данным лабораторных исследований было выделено четыре типа взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Первый тип характеризуется параллельностью динамических осей руслового и пойменного потоков, а следовательно, и параллельностью геометрических осей русла и поймы (рис. 1.31). Дополнительные сопротивления при этом типе взаимодействия потоков создаются за счет возникновения вихрей с вертикальной осью вращения и их перемещения в сторону руслового потока. На образование таких вихрей, захватывающих массы пойменного потока, их перемещение, обтекание массами руслового потока и сообщение им добавочной энергии для увеличения продольных скоростей до значений соответствующих скоростей в русле, а также на компенсационные течения затрачивается существенное количество энергии руслового потока. Это при-

водит к снижению его пропускной способности в пределе, достигающем 12 %. В ряде работ появились указания о значительном (20 % и более) уменьшении пропускной способности руслового отсека потока под влиянием пойменного при параллельности их динамических осей. Эти данные маловероятны и, по-видимому, получены на моделях, где не исключен процесс перетекания масс жидкости из поймы в русло.

Такой идеализированный тип взаимодействия потоков в природных условиях встречается исключительно редко, ибо для естественных водотоков характерны изменения их морфометрических характеристик как по длине, так и с увеличением отметок урвной. Однако, поскольку большинство гидростворов в системе Госкомгидромета расположено на относительно прямолинейных участках, в натуре возможны, хотя и являются редкими, процессы взаимодействия руслового и пойменного потоков, более или менее близкие к описанной выше схеме.

Второй тип взаимодействия руслового и пойменного потоков характеризуется расхождением их динамических осей (рис. 1.31). Это может наблюдаться как при непараллельности геометрических осей русла и поймы, так и при их параллельности, когда подача воды на пойму меньше, а в русло больше их пропускной способности. При этом типе взаимодействия может наблюдаться как увеличение, так и небольшое уменьшение расходов воды в русловой части потока и некоторое увеличение в пойменной по сравнению с расходами в аналогичных отсеках потока, изолированных продольной стеклянной тонкостенной перегородкой. Это увеличение пропускной способности, по-видимому, обусловлено уменьшением потерь энергии на трение об указанную перегородку, некоторым увеличением площади сечения потока в целом за счет изъятия этой раздельной перегородки, а также за счет увеличения уклонов водной поверхности.

Второй тип взаимодействия потоков довольно часто встречается в природных условиях. Однако основной причиной поступления масс руслового потока на пойму является расширение долины вниз по течению реки. Как видно из данных табл. 1.2,

Таблица 1.2. Частота различных типов взаимодействия руслового и пойменного потоков на исследованных реках СССР

Тип	II	III	IV	V	Всего
Число случаев	35	24	18	23	100
% случаев	35	24	18	23	100

из 100 исследованных рек 35 относятся ко второму типу взаимодействия потоков.

Третий тип взаимодействия характеризуется схождением динамических осей руслового и пойменного потоков (рис. 1.31). Как и у второго типа, геометрические оси русла и поймы могут быть параллельными или непараллельными. При этом типе взаимодействия массы пойменного потока поступают в русловой под различными углами, вызывая торможение последнего и уменьшая тем самым его скорости и расходы воды. Это уменьшение находится в прямой зависимости от разности скоростей и угла схождения динамических осей взаимодействующих потоков. Затраты энергии руслового потока на процесс массообмена, перемешивание его масс с поступившими массами пойменного потока и на повышение их скоростей весьма значительны и могут приводить (по данным экспериментов) к уменьшению пропускной способности руслового отсека потока на 50 % и более. При этом скорости пойменного потока возрастают незначительно, что приводит к существенному уменьшению пропускной способности сечения в целом.

Анализ обширных натуральных материалов, подтвердив полученные выше выводы, показал, что основной причиной данного типа взаимодействия является сужение долины, а следовательно, и поймы вниз по течению реки. Данный тип взаимодействия потоков также широко распространен в натуральных условиях (табл. 1.2).

Четвертый тип взаимодействия характеризуется пересечением динамических осей руслового и пойменного потоков, является одним из наиболее распространенных (рис. 1.31). В натуральных условиях он наблюдается при меандрирующих типах руслового процесса, на долю которых, по данным И. В. Попова, приходится преобладающее количество участков обследованных им равнинных рек. Этот тип взаимодействия потоков как бы обобщает три предшествующих. Действительно, при углах пересечения динамических осей потоков (α), близких к нулю, переходим к первому типу. При углах $0 \leq \alpha < 5\pi/18$ в зависимости от характера изменения ширины долины и поймы отмечается аналогичный второму (расширение поймы) или третьему (сужение поймы), типам взаимодействия руслового и пойменного потоков. В то же время при больших углах пересечения динамических осей потоков ($\alpha \geq \pi/2$), а в природных условиях даже при углах, меньших $\pi/2$, отмечается принципиально новый характер взаимодействия руслового и пойменного потоков, когда затраты энергии русловым потоком настолько велики, что течение в нем прекращается, либо даже наблюдается обратное. При этом при углах α , равных и больших $\pi/2$, верхняя (по отношению к пойменному потоку) бровка коренного русла выполняет роль гребня водослива, а в русле образуется водоворотная зона, размеры которой определяются отношением скоростей и глубин пойменного и руслового потоков.

Таким образом, выделенные по данным экспериментальных работ на схематизированных моделях четыре типа взаимодействия руслового и пойменного потоков в основном подтверждаются натурными данными. При этом первые три типа, как правило, соответствуют потокам в руслах с односторонними поймами, а четвертый — в руслах с двусторонними поймами.

Однако данная типизация недоучитывает изменения морфологии, в частности, изменения ширины русла и поймы, по длине реки и с уровнем воды. А именно эти изменения определяют гидравлику потоков в русле и на пойме, а следовательно, и тип их взаимодействия. Исходя из этого можно использовать данную типизацию и для естественных условий, только увязав ее с морфологией русла и поймы и с изменением их морфометрических характеристик по длине реки.

В то же время типизация не охватывает всего многообразия природных условий и требует соответствующей доработки. Поэтому целесообразно дополнить ее пятым типом взаимодействия руслового и пойменного потоков, отнеся к нему наиболее сложные случаи взаимодействия потоков в руслах с двусторонними, разновысотными поймами и поймами, характер изменения ширины которых по длине реки различен при различных уровнях воды. Основным признаком этого типа взаимодействия является изменение направления динамической оси пойменного потока относительно оси руслового при изменении уровня воды (рис. 1.30).

Этот сложный тип взаимодействия потоков довольно часто наблюдается в природных условиях (табл. 1.2), в частности, на реках с двумя разновысотными поймами, когда при подключении первой относительно узкой поймы ее воды поступают в русло (или, наоборот, из русла на пойму), а при подключении второй, более широкой поймы воды из русла поступают на пойму (или, наоборот, с поймы в русло). Это обычно приводит к изменению характера взаимодействия потоков, т. е. в приведенном случае при подключении первой поймы будет наблюдаться третий (второй) тип взаимодействия руслового и пойменного потоков, а при подключении второй поймы характер взаимодействия потоков изменится соответственно на второй (третий).

Аналогичная картина может наблюдаться и при увеличении уровня воды, когда за счет рельефа сужение (расширение) может смениться расширением (сужением) поймы по длине реки. При анализе натуральных материалов установлено, что пятый тип взаимодействия потоков наиболее часто встречается на реках Приморского края и Белоруссии.

Данная типизация, основанная на учете особенностей морфологии участка, расположенного ниже расчетного створа, является первой типизацией, учитывающей определяющее влияние морфометрических характеристик и их изменения по длине участка и при увеличении уровней на гидравлику потоков в руслах с поймами. Как и любая типизация, она схематична и требует дальнейшей доработки. В частности, перспективным является учет влияния на гидравлику потока особенностей морфологии участка, расположенного выше расчетного створа. Такого рода попытки типизации выполнялись неоднократно. Однако в этом случае значительно возрастает количество типов взаимодействия потоков (до 25—30), что при недостаточном объеме исходной информации затрудняет выявление закономерностей природных процессов и не позволяет установить расчетные зависимости между гидравлическими характеристиками потоков в руслах с поймами и морфометрическими характеристиками последних.

Поэтому, несмотря на ряд недостатков, изложенная выше типизация была принята в качестве основы и оказала значительную помощь при разработке методики расчета пропускной способности русел с поймами.

1.16. Поле скоростей и пропускная способность русел с поймами и с резко изменяющейся по ширине шероховатостью. Роль вторичных течений

1.16.1. Влияние пойменного потока на расходы воды и средние скорости руслового

Для выявления закономерностей воздействия пойменного потока на русловой были использованы обширные данные лабораторных и натурных наблюдений как на сети Госкомгидромета СССР, так и специальных исследований ГГИ. С целью обобщения они были представлены в безразмерных величинах. В качестве реперных приняты параметры потока и русла при уровнях затопления бровок прирусловых валов ($v_{p.б}$, $h_{p.б}$). Этот прием позволил сопоставить данные наблюдений на различных реках и выявить влияние основных морфометрических характеристик пойм и русел на гидравлику потоков в них. В качестве таковых были приняты угол пересечения (схождения или расхождения) динамических осей потоков, α и относительная ширина поймы $V_{п}/V_{р}$.

Для определения угла α необходимы данные детальных измерений скоростей руслового и пойменного потоков при уровнях, превышающих уровни затопления поймы. Получение такой информации, крайне дорогостоящей, не всегда возможно, поэтому

в дальнейших расчетах угол α определяется как угол между геометрическими осями русла и поймы. На рис. 1.32 показана схема его определения, по Г. В. Железнякову. Для этой цели необходимы крупномасштабные карты или планы участков расположения постов длиной не менее шести-семи ширин русла (ниже расчетного створа). В соответствии с расположением горизонталей определяется положение геометрических осей пойм и русла и углы между ними. Положение оси русла практически не изменяется при изменении уровней воды, а геометрические оси поймы или динамические оси пойменных потоков могут значительно изменяться (при увеличении уровней воды при пятом типе взаимодействия потоков).

На рис. 1.33 *a* и 1.34 *a* приведены кривые $v_p/v_{p,6} = f(h_p/h_{p,6})$ соответственно для второго, третьего и четвертого типов взаимо-

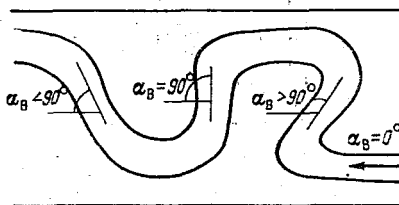


Рис. 1.32. Схема определения углов пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков.

действия потоков при различных значениях угла α . Как видно на рис. 1.33 *a*, кривые при втором типе взаимодействия потоков отклоняются вправо, т. е. отмечается увеличение относительных скоростей руслового потока, причем интенсивность этого увеличения находится в прямой зависимости от угла α . Обратная зависимость наблюдается при третьем типе взаимодействия потоков: практически все кривые отклоняются влево от значения $v_p/v_{p,6} = 1,0$, т. е. наблюдается уменьшение средних скоростей русловых потоков при увеличении уровней воды (рис. 1.34 *a*). Значение этого уменьшения пропорционально углу α . Данные измерений при четвертом типе взаимодействия потоков были отнесены ко второму типу, если ниже расчетного створа пойма расширялась и угол $\alpha \leq 50^\circ$, или к третьему типу, если пойма сужалась. При углах $\alpha \geq 50^\circ$ все данные наблюдений при четвертом типе взаимодействия потоков были отнесены к третьему. Последнее обусловлено тем, что при больших углах α в основном русле обычно возникает водоворотная область, величина которой пропорциональна величине угла α и мощности пойменного потока. При углах $\alpha \approx 90^\circ$ она может занять все русло, и течение в нем прекратится ($v_p = 0$). При углах $\alpha > 90^\circ$ и больших скоростях пойменного потока в русле возникают течения обратного направления (рис. 1.34 *a*).

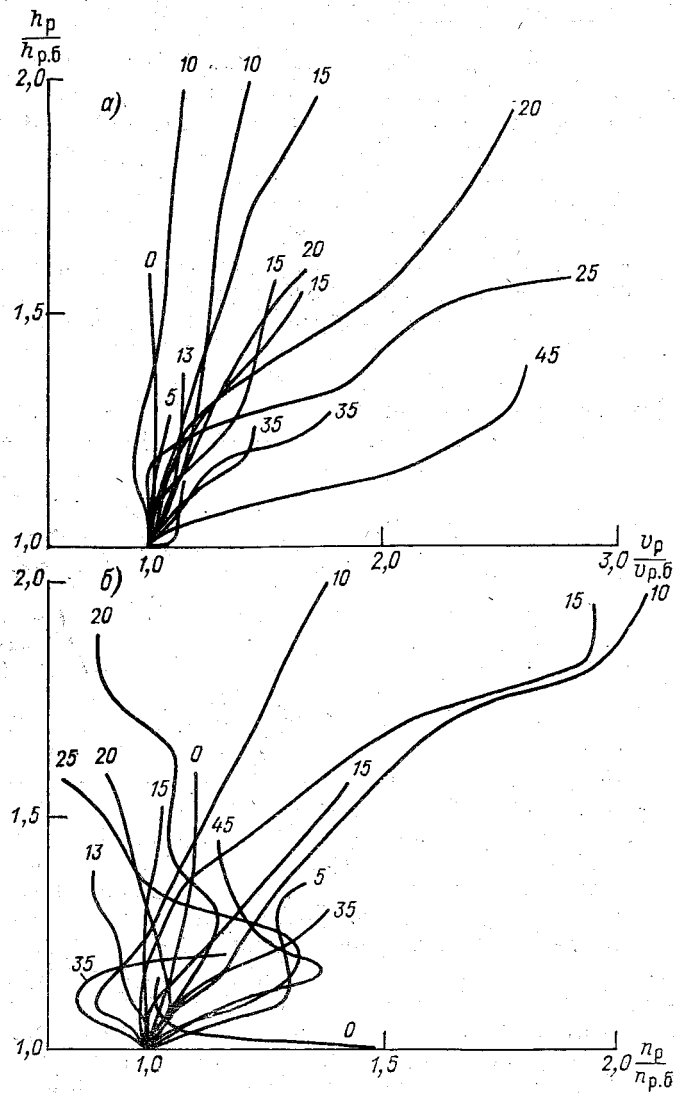


Рис. 1.33. Кривые зависимости $v_p/v_{p,6}=f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$ (а) и $n_p/n_{p,6}=f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$ (б) при втором типе взаимодействия потоков. Числа у точек — значения угла α .

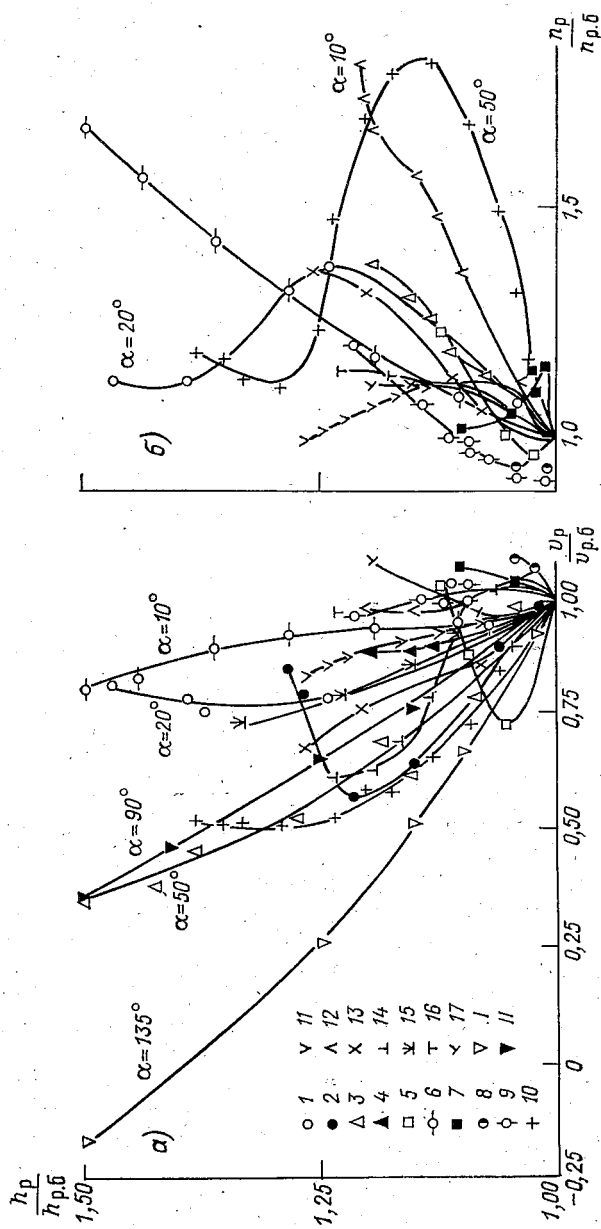


Рис. 1.34. Кривые зависимости $v_p/v_{p.б} = f(h_p/h_{p.б})$ и $n_p/n_{p.б} = f(h_p/h_{p.б})$ для третьего типа взаимодействия потоков.

Дополнительный анализ исходной информации показал, что значения относительных скоростей русловых потоков в общем случае зависят от ряда факторов:

второй тип

$$\frac{v_p}{v_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha, \frac{I}{I_{p.б}}, \frac{n_p}{n_p}\right), \quad (1.81)$$

третий тип

$$\frac{v_p}{v_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha, \frac{B_p}{B_p}, \frac{I}{I_{p.б}}, \frac{n_p}{n_p}\right). \quad (1.82)$$

Значительно сложнее выявить закономерности изменения скоростей в русловой части потока при пятом типе его взаимодействия с пойменными. Как видно на рис. 1.30, наблюдаются

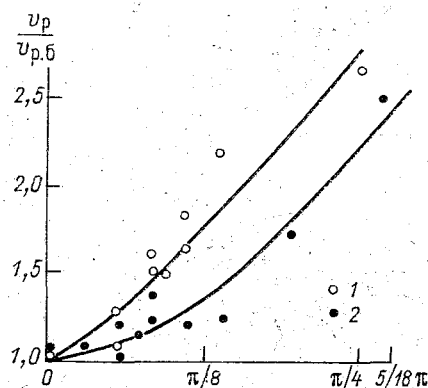


Рис. 1.35. Кривые зависимости $v_p/v_{p.б} = f(\alpha)$ при втором типе взаимодействия потоков и постоянных значениях глубин.

1 — при $h_p/h_{p.б} = 1,50$; 2 — при $h_p/h_{p.б} = 1,25$.

неоднократные изменения направления кривых $v_p/v_{p.б} = f(h_p/h_{p.б})$ обусловленные изменением характера взаимодействия потоков и угла α .

Анализ зависимостей (1.81) и (1.82) показал, что определяющими при втором типе взаимодействия потоков являются относительные глубины и уклоны свободной поверхности, а также углы α , а при третьем — вместо уклонов целесообразно использовать относительные ширины поймы. Последние в значительной степени определяют торможение руслового потока пойменными при поступлении их масс в русло. В то же время при растекании руслового потока по пойме (второй тип) задача близка к аналогичной при впадении струи в широкий водоем.

Исходя из этого, по данным наблюдений были построены расчетные зависимости вида:

для второго типа $v_p/v_{p.б} = f(\alpha)$ (рис. 1.35);

для третьего типа $v_p/v_{p.б} = f(\alpha, B_p/B_p)$ (рис. 1.36) при постоянных значениях глубин ($h_p/h_{p.б} = 1,10; 1,25; 1,50$).

Как видно на рис. 1.35 и 1.36, при увеличении углов α наблюдается увеличение скоростей, при втором типе взаимодействия потоков и уменьшение — при третьем. На рис. 1.37 пока-

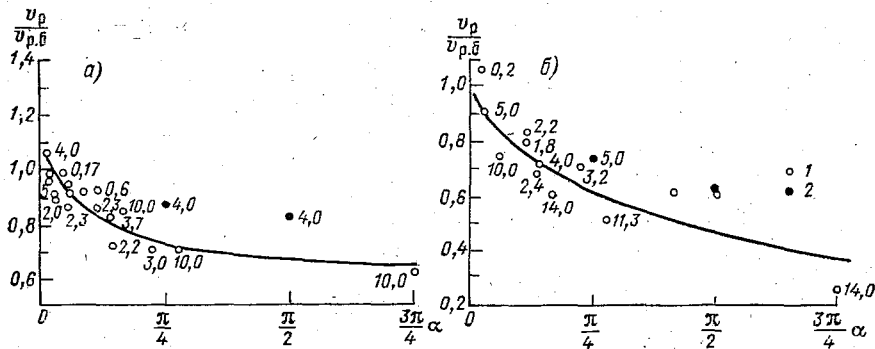


Рис. 1.36. Кривые зависимости $v_p/v_{p,б} = f(\alpha, B_n/B_p)$ при третьем типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительных глубин. а — $h_p/h_{p,б} = 1,10$; б — $h_p/h_{p,б} = 1,25$; 1 — натурные данные, 2 — лабораторные.

зана зависимость $\Delta(v_p/v_{p,б}) = f(B_n/B_p)$ при $h_p/h_{p,б} = 1,25$. Для ее построения кривая $v_p/v_{p,б} = f(\alpha)$ при $h_p/h_{p,б} = 1,25$ и $B_n/B_p = 5,0$ была принята за расчетную и определены значения отклонений $\Delta(v_p/v_{p,б})$ исходных данных от этой кривой. Корреляционные

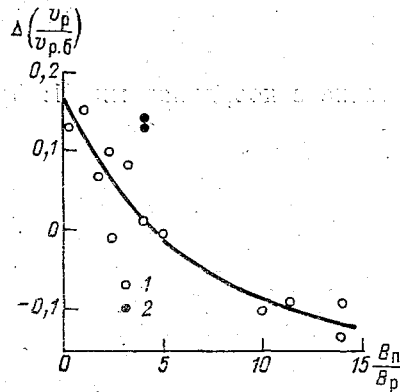


Рис. 1.37. Зависимость $\Delta(v_p/v_{p,б}) = f(B_n/B_p)$ при третьем типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительных глубин ($h_p/h_{p,б} = 1,25$) и угла α . 1 — натурные данные, 2 — лабораторные.

отношения для этих зависимостей $\eta = 0,72 \div 0,92$, а средние квадратические отклонения $\sigma = 0,14 \div 0,35$.

Анализ этих зависимостей показывает на уменьшение значений относительных скоростей руслового потока при увеличе-

нии угла α . Именно это позволило объединить зависимости (1.81) и (1.82) в одну, условно принимая значения угла α при втором типе взаимодействия потоков отрицательными, а при третьем — положительными. Действительно, все кривые $v_p/v_{p.6} = f(\alpha)$ при разных типах взаимодействия потоков и относительных глубинах проходят через точку с координатами (1; 0), т. е. пересекаются в этой точке, закономерно изменяясь при изменении угла α .

Как видно на рис. 1.38, все три кривые $v_p/v_{p.6} = f(\alpha)$, построенные для различных относительных глубин, пересекаясь

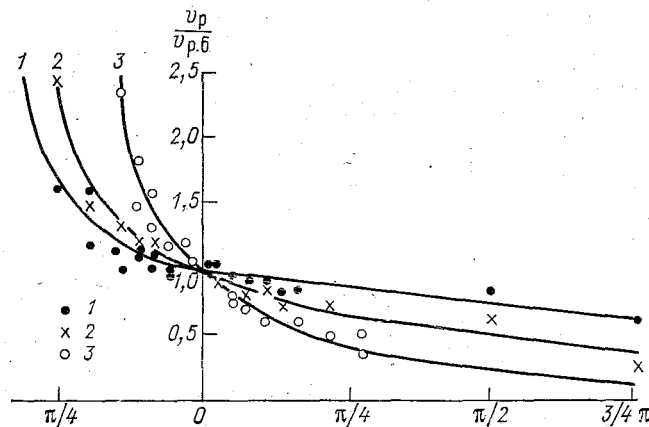


Рис. 1.38. Кривые $(v_p/v_{p.6}) = f(h_p/h_{p.6}, \alpha)$.
1 — $h_p/h_{p.6} = 1,10$; 2 — $h_p/h_{p.6} = 1,25$; 3 — $h_p/h_{p.6} = 1,50$.

в точке с координатами (1; 0), располагаются вполне закономерно, т. е. при увеличении угла α относительные скорости уменьшаются.

Значительно сложнее выявление рассматриваемых закономерностей для условий пятого типа взаимодействия потоков, что обусловлено невысокой точностью и малым объемом исходной информации, а также сложностью самого процесса. Поэтому для ориентировочных расчетов предложено определять осредненное значение угла α

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum \Delta(h_p/h_{p.6}) \alpha_i}{h_p/h_{p.6} - 1}, \quad (1.83)$$

где $\Delta(h_p/h_{p.6})$ — приращение глубин при постоянном значении угла α , принимаемом, как указано выше, отрицательным при расширении поймы и положительным — при ее сужении ниже расчетного створа.

1.16.2. Трансформация полей скоростей русловых и пойменных потоков при их взаимодействии

Характер трансформации полей скоростей русловых потоков при различных типах их взаимодействия с пойменными потоками изучен достаточно полно. Значительно хуже изучены поля скоростей пойменных потоков, что обусловлено низкой точностью исходной информации.

Перейдем к рассмотрению трансформации полей скоростей русловых и пойменных потоков. При первом типе взаимодействия потоков наблюдается уменьшение скоростей и смещение их максимума в сторону, противоположную односторонней пойме (рис. 1.39). В то же время в прирусловых отсеках пойменных потоков отмечается небольшое увеличение скоростей на участке шириной, примерно равной ширине русла.

Существенно отличная картина наблюдается при втором типе взаимодействия потоков. Скорости в русловой его части увеличиваются почти пропорционально значению угла α (см. рис. 1.35). На рис. 1.40 в качестве примера приведены поля скоростей руслового и пойменного потоков р. Пьяны у пос. Камкино ($\alpha = \pi/4$) при различных уровнях воды. Как видно на рис. 1.40 и 1.41, до выхода воды на пойму наблюдается постепенное увеличение местных, максимальных и средних на вертикалях скоростей. После выхода воды на пойму градиенты скоростей резко увеличиваются, что особенно четко прослеживается на рис. 1.41 а. Так, при увеличении уровней воды от 529 до 660 см средние и максимальные скорости руслового потока увеличились почти в 2 раза (например, средние от 0,61 до 1,08 м/с). Скорости пойменного потока под влиянием руслового обычно увеличиваются. Ширина зоны воздействия руслового потока на скоростное поле пойменного зависит от ряда факторов, в частности, от угла α , соотношения ширин русла и поймы, мощности паводка и др.

При третьем типе взаимодействия потоков наблюдается торможение руслового потока пойменным, что приводит к уменьшению его скоростей. Значение этого уменьшения пропорционально углу α . В качестве примера на рис. 1.42 приведены поля скоростей р. Ветлуги у д. Быстри ($\alpha = 5/18\pi$) при различных уровнях воды. Как видно на рис. 1.41 б и 1.42, при увеличении уровня воды от 634 до 805 см средние, максимальные и средние на вертикалях скорости уменьшились примерно в 2 раза (средние скорости от 0,76 до 0,33 м/с). Средние на вертикалях скорости под влиянием пойменного потока не только уменьшаются, но и выравниваются по ширине потока. Сравнение полей скоростей русловых потоков на реках Пьяне и Ветлуге пока-

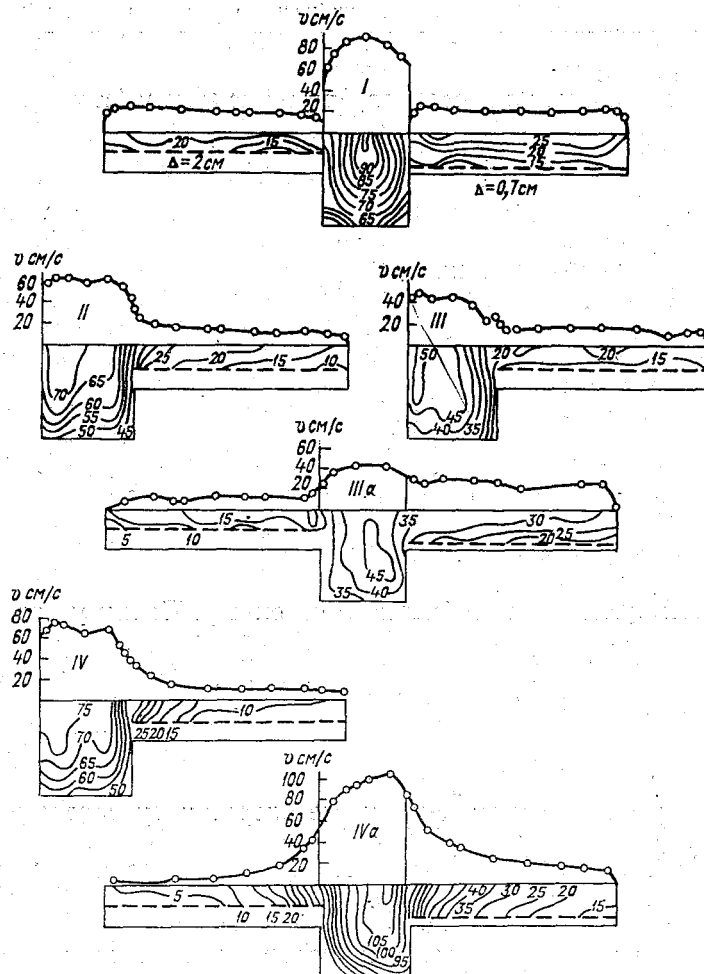


Рис. 1.39. Поля скоростей потоков в руслах с поймами при различных типах взаимодействия (по данным экспериментов при $H_D = 9$ см).

I — изолированное русло и поймы, *II* — первый тип взаимодействия потоков, *III* и *IIIa* — перетекание из пойм в русло, *IV* и *IVa* — перетекание из русла в поймы.

зывает, что их расчет по формуле Шези может привести к очень большим ошибкам.

Торможение масс руслового потока пойменным на малых и средних реках распространяется на всю ширину русла, а на

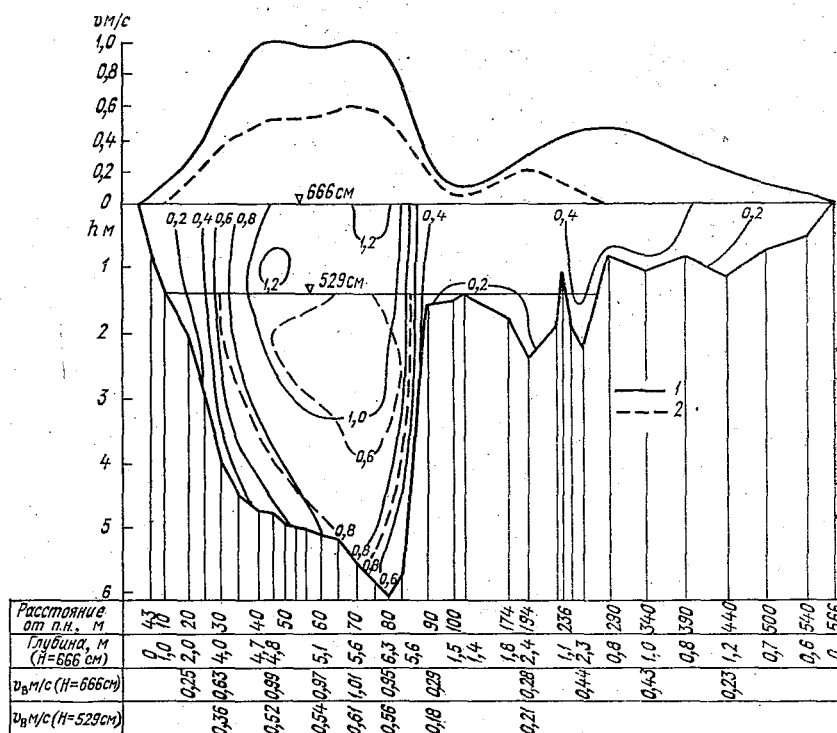


Рис. 1.40. Профиль поперечного сечения с изотахами и кривыми распределения средних на вертикалях скоростей по ширине гидроствора р. Пьяны — д. Камкино.

Данные измерений 1953 г. при уровнях: 1 — 666 см, 2 — 529 см.

больших реках — только на часть ширины. Так, на р. Амуре при пропуске паводка, близкого к 1 %-ной обеспеченности, торможение руслового потока пойменным распространилось только на 60 % ширины русла (рис. 1.43). Как видно на этом рисунке, S-образный характер зависимостей $v_b = f(H)$ наблюдается только на 1—7-й вертикалях, на 8-й вертикали он слабо выражен, а на 9—11-й — полностью отсутствует. Необходимо отметить, что ширина зоны торможения руслового потока пойменным зависит

от мощности паводка, соотношения ширины поймы и русла и ряда других факторов. Русловой поток не оказывает существенного влияния на поле скоростей пойменного при этом типе взаимодействия потоков.

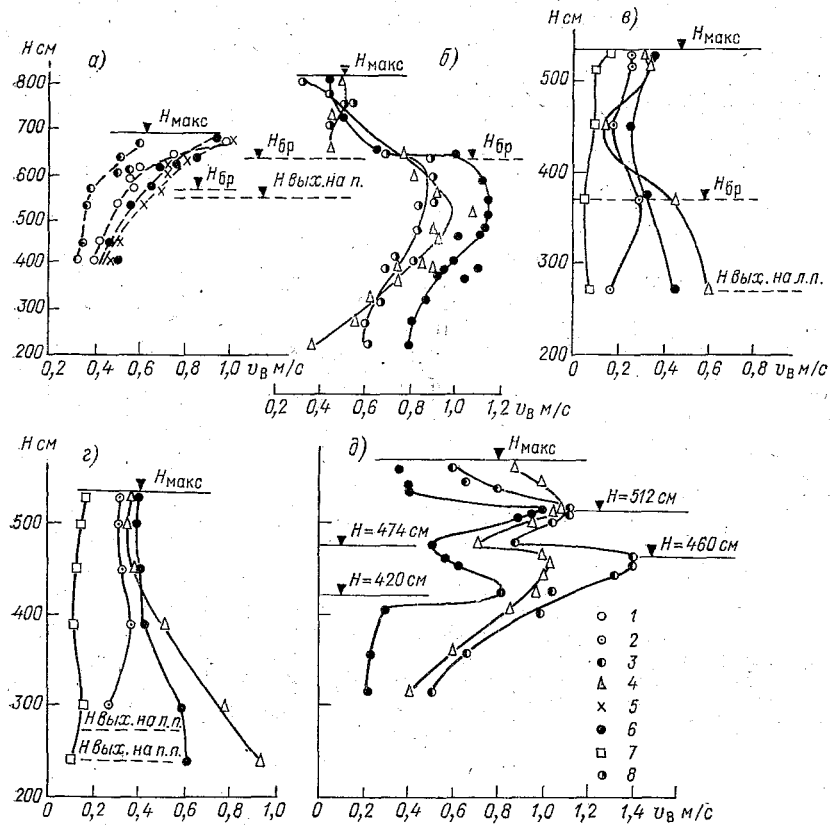


Рис. 1.41. Кривые $v_{в} = f(H)$.

а — р. Пьяна — д. Камкино, б — р. Ветлуга — д. Быстри, в, г — р. Луга — пос. Толмачево (в — подъем, г — спад уровней), д — р. Нестеровка — рзд. Таловый; 1—8 — номера скоростных вертикалей; л. п. — левая пойма, п. п. — правая пойма.

При четвертом типе взаимодействия потоков характер трансформации полей скоростей близок к третьему типу. Когда же пойма ниже расчетного створа расширяется, а углы $\alpha < \frac{5}{18}\pi$, трансформация полей скоростей происходит по второму типу.

Особым случаем является пятый тип взаимодействия потоков, протекающих в руслах с разновысотными поймами. При повышении уровней воды расширение (сужение) поймы сменя-

ется ее сужением (расширением). Такой характер взаимодействия потоков приводит к смене типа взаимодействия потоков при повышении уровней воды, что сопровождается сложным ха-

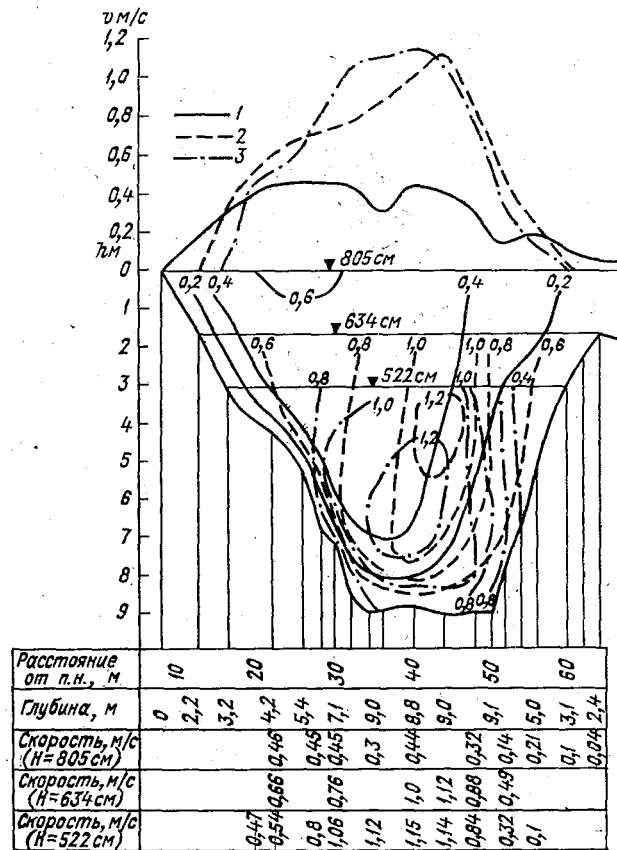


Рис. 1.42. Профиль поперечного сечения с изотаксами и кривыми распределения средних на вертикалях скоростей по ширине гидроствора р. Ветлуги — д. Быстри.
Данные измерений 1968 г. при уровнях: 1 — 805 см, 2 — 634 см, 3 — 522 см.

актером трансформации полей скоростей. Как видно на рис. 1.30, где приведены зависимости $v_p/v_{p.б} = f(h_p/h_{p.б}, \alpha)$ для трех рек пятого типа, наблюдается сложный характер изменения средних скоростей русловых потоков при увеличении уровней

воды. Уменьшение (увеличение) скоростей при затоплении последующей поймы или ее отсека сменяется увеличением (уменьшением).

Таким образом, характер изменения скоростей в русловых частях потоков под воздействием пойменных в общем определяется особенностями морфологического строения поймы и

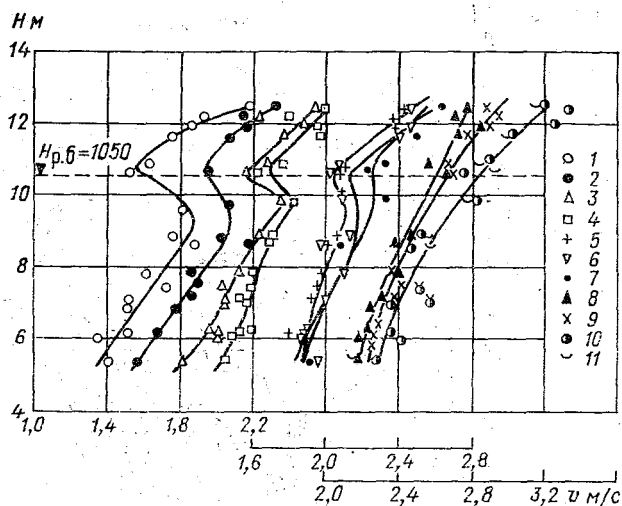


Рис. 1.43. Зависимости средних на вертикалях скоростей от уровня воды на р. Амур — пос. Кумара за 1958 г. 1—11 — скоростные вертикали.

русла на расчетном участке, т. е. типом взаимодействия потоков. Средние скорости в русловых частях потоков весьма существенно отличаются от расчетных, определяемых по формуле Шези.

1.16.3. Сопротивление движению потоков в руслах с поймами

В п. 1.11 указывалось, что сопротивление движению потоков в руслах простых форм сечений может быть выражено через уклоны водной поверхности, или коэффициенты гидравлического трения, или коэффициенты Шези, или коэффициенты шероховатости. Для расчета параметров естественных потоков наиболее часто применяют коэффициенты шероховатости или коэффициенты Шези, являющиеся интегральной характеристикой различных видов сопротивлений, возникающих при движении потоков.

Увеличение сопротивлений в руслах с поймами является результатом интенсивного водообмена между русловым и пойменным потоками. В последние годы была предложена формула расчетного значения коэффициента шероховатости

$$n = n_0 + \sum \Delta n_i. \quad (1.84)$$

Здесь n_0 — значение коэффициента шероховатости для каналов или речных русел в наиболее благоприятных условиях, обычно его принимают равным 0,020—0,030; Δn_i — добавочные значения коэффициентов шероховатости, в том числе за счет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков. Например, величина Δn_1 учитывает увеличение сопротивлений естественных русел с хорошими условиями по сравнению с аналогичными каналами; $\Delta n_2, \Delta n_3, \Delta n_4, \dots, \Delta n_m$ учитывают увеличение сопротивлений за счет растительности, неравномерности и нестационарности процесса, грядового режима перемещения наносов и др. Подсчет значений Δn_i выполнен Барышниковым по данным таблиц М. Ф. Срибного, В. Т. Чоу и Дж. Бредли.

Таким образом, коэффициенты шероховатости обобщают различные виды сопротивлений движению потоков в естественных руслах. Они определяются либо по натурным данным и одной из многочисленных эмпирических формул, либо по описательной характеристике и одной из таблиц (в последних значения коэффициентов шероховатости для одинаковых условий протекания потоков приведены в довольно широком диапазоне, например, $n = 0,04 \div 0,07$). Следовательно, объективный метод расчета коэффициентов шероховатости даже для русел простых форм сечений отсутствует.

В настоящее время разработаны рекомендации по определению значений коэффициентов шероховатости на основе формулы неравномерного режима. Однако их применение затруднено, ибо для расчетов коэффициентов шероховатости необходимы данные измерений по двум близлежащим створам. В то же время остается неясным вопрос о расчетном значении расстояния между этими створами.

Русла сложной формы отличаются от русел простой формы сечения наличием в них эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, который оказывает существенное влияние на сопротивление их движению. Рассмотрим влияние пойменного потока на сопротивление движению руслового. При первом и особенно третьем и четвертом типах взаимодействия сопротивления движению руслового потока возрастают, а при втором типе, наоборот, уменьшаются. Поэтому в уравнении (1.84) должны появиться дополнительные члены, учитывающие

влияние этого эффекта. Представим это уравнение для уровней затопления бровок прирусловых валов в виде

$$n_{p.б} = n_0 + \sum \Delta n_{p.б}, \quad (1.85)$$

допуская, что при увеличении уровней

$$\sum \Delta n_i = \sum \Delta n_{p.б} + \Delta n_{p.п}, \quad (1.86)$$

где $\Delta n_{p.п}$ — параметр, учитывающий влияние пойменного потока на сопротивление движению руслового.

Тогда с учетом (1.84) — (1.86) получим $n_p = n_{p.б} + \Delta n_{p.п}$ или

$$n_p/n_{p.б} = 1 + \Delta n_{p.п}/n_{p.б}. \quad (1.87)$$

Выражение (1.87) в дальнейшем и было использовано для получения расчетных графических зависимостей коэффициента шероховатости от определяющих его факторов.

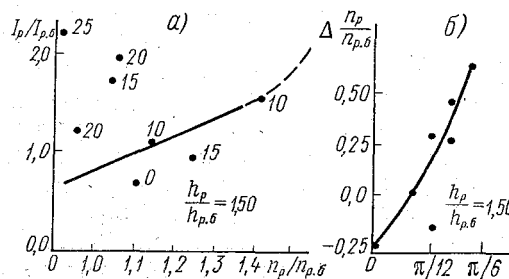


Рис. 1.44. Зависимости $n_p/n_{p.б} = f(I/I_{p.б}, \alpha)$ (а) и $\Delta(n_p/n_{p.б}) = f(\alpha)$ (б) при втором типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительной глубины ($h_p/h_{p.б} = 1,50$).

У точек — значения угла α .

Анализ исходной информации позволил установить соответственно для второго и третьего типов взаимодействия потоков графические зависимости вида:

$$\frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha, \frac{I}{I_{p.б}}\right), \quad \frac{n_p}{n_{p.б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.б}}, \alpha, \frac{B_p}{B_p}\right). \quad (1.88)$$

Для второго типа взаимодействия потоков зависимости нелинейные (рис. 1.44), а для третьего типа — линейные (рис. 1.45), выражающиеся формулой

$$\left(\frac{n_p}{n_{p.б}} - 1\right) = 0,01\alpha + 0,02 \frac{B_p}{B_p} \quad \left(\text{при } \frac{h_p}{h_{p.б}} = 1,10\right).$$

Однако теснота этих связей значительно меньше, чем для аналогичных связей средних скоростей потоков (см. рис. 1.36). В то же время характер изменения значений коэффициентов шероховатости при увеличении углов α более сложный, чем для относительных скоростей потоков. К тому же требуемый объем

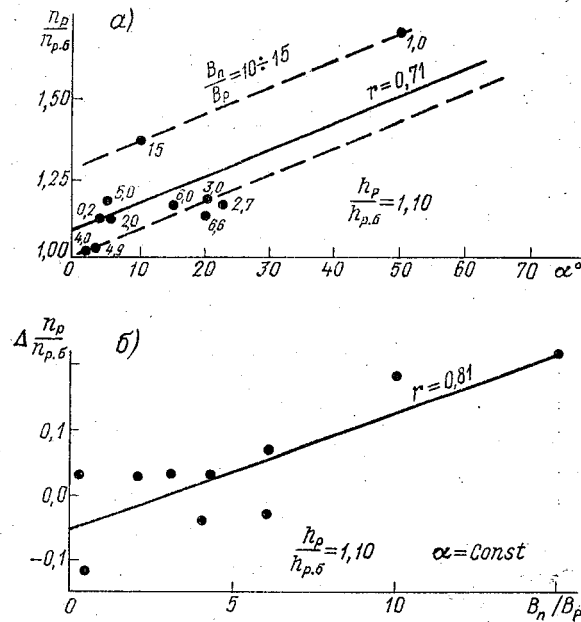


Рис. 1.45. Зависимости $n_p/n_{p,6} = f(\alpha, B_n/B_p)$ (а) и $\Delta(n_p/n_{p,6}) = f(B_n/B_p)$ (б) при третьем типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительной глубины ($h_p/h_{p,6} = 1,10$) и угла α .
У точек — значения B_n/B_p .

исходной информации при расчетах n_p существенно меньше, чем при расчетах скоростей из-за отсутствия измерений уклонов водной поверхности на ряде постов.

Разброс точек, соответствующих данным натуральных наблюдений, в поле координат $[n_p/n_{p,6}, \alpha]$ (напомним, что для второго типа взаимодействия углы α приняты с отрицательным знаком, а для третьего — с положительным) весьма значителен, что препятствует проведению кривых $n_p/n_{p,6} = f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$. Поэтому для определения координат этих кривых были использованы графические зависимости $v_p/v_{p,6} = f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$ (см. рис. 1.38) и

$I/I_{p.6} = f(h_p/h_{p.6}, \alpha)$ (рис. 1.46). Последние близки к аналогичным для средних скоростей руслового потока.

Координаты кривых $n_p/n_{p.6} = f(h_p/h_{p.6}, \alpha)$ определялись расчетом по выражению

$$\frac{n_p}{n_{p.6}} = \frac{(h_p/h_{p.6})^{2/3} (I/I_{p.6})^{0.5}}{v_p/v_{p.6}}, \quad (1.89)$$

полученному на основе формулы Шези — Маннинга. При постоянных значениях относительных глубин ($h_p/h_{p.6} = 1,10; 1,25; 1,50$)

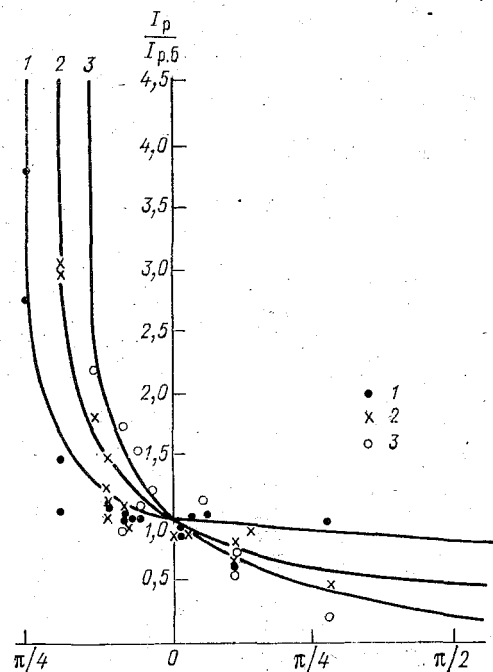


Рис. 1.46. Кривые $I_p/I_{p.6} = f(h_p/h_{p.6}, \alpha)$.

1 — $h_p/h_{p.6} = 1,10$; 2 — $h_p/h_{p.6} = 1,25$; 3 — $h_p/h_{p.6} = 1,50$.

для углов α , кратных 5° , по графическим зависимостям $v_p/v_{p.6} = f(\alpha)$ и $I/I_{p.6} = f(\alpha)$ были определены значения относительных скоростей и уклонов водной поверхности. Подставляя их в выражение (1.89), получаем координаты кривых $n_p/n_{p.6} = f(h_p/h_{p.6}, \alpha)$.

Как видно на рис. 1.47, относительные значения коэффициентов шероховатости при увеличении углов α от $-\frac{5}{18}\pi$ до $-\frac{1}{10}\pi$ уменьшаются и достигают минимального значения (при $h_p/h_{p.6} = 1,10$ и $1,25$), затем постепенно возрастают почти до $\alpha = 5/18\pi$. По-видимому, следует ожидать дальнейшего увеличе-

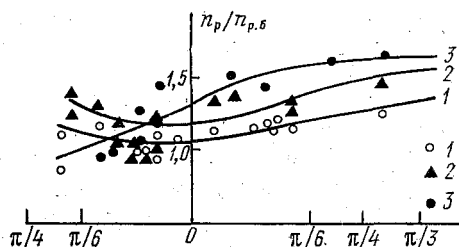


Рис. 1.47. Кривые $n_p/n_{p,б} = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$.
1-3 — см. на рис. 1.46.

ния относительных значений коэффициентов шероховатости при увеличении углов α , так как это соответствует образованию в русле водоворотных зон. Однако отсутствие данных натуральных измерений не позволяет подтвердить этот вывод.

1.16.4. Влияние руслового потока на пропускную способность, сопротивления и скоростное поле пойменного потока

Процесс затопления пойм зависит от их типа и, как правило, начинается с низовых прорыв, что вызывает обратные течения на них. При повышении уровней вода начинает поступать через верховые прорывы и на пойме образуются транзитные течения. При затоплении бровок прирусловых валов потоки русла и поймы, сливаясь, образуют единый руслопойменный поток. Однако бровки прирусловых валов, как правило, зарастают кустарником или деревьями, поэтому эффективное взаимодействие потоков обычно начинается при уровнях, превышающих отметки растительности, которые к тому же могут существенно изменяться по длине реки.

Сама пойма, особенно на свободно меандрирующих реках представляет собой сложное структурное образование. Поэтому на ранних стадиях затопления поймы направление течений на ней определяется направлением пойменных гряд. Существенное влияние на расходы и скорости потока на пойме оказывают старицы, пойменные озера и другие образования. Все эти особенности строения реальных пойм приводят к существенным отличиям натуральных данных от модельных. Поэтому обратимся к натурным данным, которые, хотя и имеют невысокую точность из-за малого числа скоростных вертикалей и количества точек измерений на них, тем не менее отражают влияние всего многообразия природных факторов на расходы и скорости течения на поймах в натуральных условиях.

На большинстве пойм, имеющих сложное ступенчатое строение, при повышении уровней происходит затопление разновы-

сотных грив и присоединение к потоку различных по ширине и мощности отсеков пойм, в ряде случаев включающих в себя протоки с хорошо развитым течением. Характер изменения средних скоростей пойменных потоков при увеличении уровней воды довольно сложный. При присоединении значительных отсеков средние скорости пойменного потока могут резко уменьшаться или, наоборот, увеличиваться. Поэтому для пойм составного профиля сечения нецелесообразны попытки установления закономерностей изменения средних (для потока поймы в целом) скоростей от уровней воды, необходима разбивка его на отсеки в зависимости от характера изменения глубин и шероховатостей по ширине поймы.

Наиболее перспективным является построение расчетных зависимостей в относительных величинах. Для потока поймы такие характеристики еще не получены и этот вопрос остается открытым. Поэтому в качестве основной характеристики, к которой были отнесены параметры пойменного потока, были приняты соответствующие значения руслового при уровнях затопления бровок прирусловых валов, т. е. все параметры пойменного потока рассматривались в относительных величинах в виде $v_{п}/v_{р.б}$, $C_{п}/C_{р.б}$, $n_{п}/n_{р.б}$ и проч. Характер изменения кривых расходов и средних скоростей пойменных потоков с уровнем воды в значительной степени определяется характером изменения площадей, ширин и средних глубин. Поэтому для выявления влияния руслового потока на пойменный были построены зависимости $n_{п}/n_{р.б} = f(H')$ и $v_{п}/v_{р.б} = f(H')$ и установлено, что на большинстве исследованных рек отмечается резкое уменьшение значений $n_{п}/n_{р.б}$ с ростом уровней и только на отдельных реках эта закономерность нарушается и наблюдается либо стабилизация, либо даже увеличение их значений. Здесь H' — уровень воды, отсчитываемый от отметки бровок прирусловых валов.

Следует отметить, что при расчетах величин $C_{п}$ и $n_{п}$ возникают дополнительные трудности, обусловленные отсутствием измерений уклонов свободной поверхности на пойме. Даже методика таких измерений не разработана. Поэтому было сделано допущение о равенстве уклонов свободной поверхности поймы уклонам в русле. Дальнейший расчет выполнялся по формуле Шези, т. е. в предположении, что режим потока равномерный.

При третьем типе взаимодействия потоков происходит резкое уменьшение значений $n_{п}/n_{р.б}$ с ростом глубин на пойме. На ряде рек (например, Ока у с. Половское, Ветлуга у д. Дубники и Сож у г. Славгород) значения $n_{п}/n_{р.б}$ при малых наполнениях поймы достигают 6—8. Примерно при уровнях 100—120 см над отметкой бровки прирусловых валов кривые $n_{п}/n_{р.б} = f(H')$ стабилизируются и собираются в относительно узкий пучок, ограниченный значениями $n_{п}/n_{р.б} = 1,3 \div 1,8$.

При втором типе взаимодействия потоков также для боль-

шинства рек отмечается уменьшение, а затем стабилизация значений $n_n/n_{p.6}$ при увеличении уровней. Значения $n_n/n_{p.6}$ изменяются в значительно меньших пределах (0,5—4,2). При этом примерно на 40 % всех исследованных рек значения $n_n/n_{p.6}$ при всех уровнях меньше единицы. Стабилизация остальных кривых $n_n/n_{p.6} = f(H')$ происходит при уровнях $H' = 80—100$ см, причем значения $n_n/n_{p.6}$ становятся меньше единицы.

Таким образом, установлены качественные особенности изменения значений $n_n/n_{p.6}$ при изменении уровней воды при втором и третьем типах взаимодействия потоков.

Анализ характера изменения значений $v_n/v_{p.6}$ при увеличении уровней воды, выполненный для второго и третьего типов взаимодействия потоков, позволил установить следующее:

1. Относительные скорости пойменных потоков ($v_n/v_{p.6}$) при увеличении уровней воды также увеличиваются как при втором, так и при третьем типах взаимодействия потоков.

2. Интенсивность увеличения скоростей ($\Delta(v_n/v_{p.6})/\Delta H$) при втором типе взаимодействия потоков в 3—4 раза больше, чем при третьем.

3. Установлена графическая зависимость градиентов средних скоростей пойменного потока от уровней воды H' и углов α для каждого типа взаимодействия потоков.

Попытку количественной оценки коэффициентов шероховатости пойм по морфометрическим данным и сведениям о пойменной растительности выполнил Ю. Н. Соколов. В качестве показателя расчлененности рельефа поймы им принят параметр σ_n/h_n , где σ_n — среднее квадратическое отклонение отметок рельефа, h_n — глубина затопления поймы.

Влияние растительности, тормозящей пойменный поток, в методике Соколова учитывается посредством расчета параметра P , вычисляемого с помощью специальной схемы в зависимости от вида и густоты растительности, а также от глубины затопления поймы. В итоге обобщенный коэффициент шероховатости поймы определяется в виде $n = f(\sigma_n/h_n, P)$.

Не лишнее элементов новизны предложение Соколова в то же время обладает рядом недостатков. Среднее квадратическое отклонение отметок поймы σ_n — недостаточно информативный показатель ее расчлененности; например, при наличии небольших, но многочисленных впадин и выступов рельефа значение σ_n может оказаться таким же, как в случае с одиночной старицей, хотя сопротивления движению потока будут сильно различаться.

Не вполне корректна и схема оценки параметра зарастания P . Трудно объяснить обоснованность игнорирования Соко-

ловым эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, вносящего заметный вклад в формирование скоростного поля.

1.17. Учет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в методике расчета пропускной способности пойм и методике измерений расходов воды

1.17.1. Методы расчета, основанные на экспериментальных данных

Различные ведомственные инструкции и наставления рекомендуют выполнять расчет максимальных расходов воды по уравнению (1.80). При определении пойменной составляющей потока довольно часто пойму приходится разделять на отдельные отсеки с однородной шероховатостью и глубиной. Тогда уравнение (1.80) может быть представлено в виде

$$Q = Q_p + \sum Q_{pi}. \quad (1.90)$$

Однако это уравнение применимо только для равномерного или близкого к нему потока, а потоки в руслах с поймами характеризуются резко выраженной неравномерностью режима и интенсивным массообменом между ними, на что затрачивается значительное количество энергии.

Поэтому по данным экспериментов по изучению взаимодействия руслового и пойменного потоков рядом авторов для расчета пропускной способности русел с поймами были предложены формулы вида

$$Q = k_p Q_p + k_{п} Q_{п}. \quad (1.91)$$

Коэффициенты K_p и $K_{п}$ учитывают взаимное влияние руслового и пойменного потоков. Так как эти формулы разрабатывались на основе данных экспериментов при первом типе взаимодействия потоков, то значения коэффициентов $k_p < 1$, а $k_{п} > 1$. В качестве примеров можно привести предложения И. Ф. Карасева

$$k_p = \left(\frac{gB_p}{gB_p + 2\varphi C_p^2 k_v h_{p.б}} \right)^{0.5}, \quad k_{п} = \left(\frac{gB_{п}}{gB_{п} + 2\varphi \alpha_v C_{п}^2 k_v h_{п.б}} \right)^{0.5},$$

где φ — коэффициент, учитывающий эффект взаимодействия потоков; $k_v = v_p - v_{п} / v_{п}$; $\alpha_v = v_p / v_{п}$, и Г. В. Железнякова

$$Q = \left(1 - \frac{\beta_* C_{*p}}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{I}{Fr_p}} + k_{к.э.р} \right) Q_{p.ф} + \left(1 - \frac{\beta_{*п} C_{*п}}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{I}{Fr_{п}}} + k_{к.э.п} \right) Q_{п.ф}$$

где β_* — параметр, характеризующий неравномерность распределения глубин; $k_{к.э} \approx 0,04 \div 0,08$ — коэффициент, учитывающий выравнивание эпюры скоростей по глубине потока; все параметры правой части уравнения отнесены автором к поверхностным скоростям.

Можно привести предложения еще ряда отечественных и зарубежных исследователей. Однако все они, отличаясь по форме записи значений k_p и k_n , по существу близки между собой и не учитывают типа взаимодействия потоков.

1.17.2. Методы расчета, основанные на решении системы уравнений неразрывности и движения потоков с переменной массой

Задача о движении потоков в руслах с поймами — трехмерная; наиболее перспективным путем ее решения является применение системы уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой. Первую попытку применения такой системы для расчета скоростей и других характеристик потоков в руслах с поймами сделал Д. Е. Скородумов, ограничившийся одномерной идеализацией. Уравнение движения в конечных разностях представлено им в виде

$$I = \frac{v^2}{C^2 h} + \frac{\alpha_{кн} v_n^2 - \alpha_{кв} v_b^2}{2gL} + \frac{v - v_d}{gF} \frac{Q_n - Q_b}{L} + \frac{\alpha'}{g} \frac{\Delta v}{\Delta t}, \quad (1.92)$$

где α' и α_k — соответственно коэффициенты Буссинеска и Кориолиса; v_d — проекция скоростей притекающих или оттекающих вод на направление движения руслового потока; индексы «н» и «в» обозначают, что параметры относятся соответственно к нижнему или верхнему створу; L — расстояние между этими створами.

Д. Е. Скородумовым и Н. Б. Барышниковым выполнена оценка членов уравнения (1.92). С этой целью обозначим члены его правой части через

$$\varepsilon_1 = \frac{\alpha_{кн} v_n^2 - \alpha_{кв} v_b^2}{2gL}, \quad \varepsilon_2 = \frac{v - v_d}{gF} \frac{Q_n - Q_b}{L}, \quad \varepsilon_3 = \frac{\alpha'}{g} \frac{\Delta v}{\Delta t}.$$

Величина ε_1 — характеризует затраты энергии потока за счет неравномерности режима его движения. Введя допущения о постоянстве расхода и равенстве значений коэффициента Корио-

лиса на верхнем и нижнем створах, получим приближенное выражение для расчета

$$\varepsilon_1 \approx \frac{\bar{\alpha}_k \bar{Q}}{2gL} \left(\frac{1}{F_H^2} - \frac{1}{F_B^2} \right).$$

Практически величина этого члена уравнения определяется характером изменения площадей сечения по длине реки.

По данным расчетов на примере рек Луги и Пьяны, значения ε_1/I могут достигать 50 %. Величина ε_2/I , характеризующая затраты энергии на массообмен между русловыми и пойменными потоками, на этих же реках достигает 20 %. Однако анализ данных специальных исследований показывает, что при больших углах пересечения динамических осей потоков в русле возникает водоворотная область, размеры которой определяются мощностью пересекающихся потоков. Она может занимать все русло и течение в нем может останавливаться или даже изменяться на обратное. Следовательно, значение ε_2/I может достигать 100 %.

Несколько сложнее оценка значения ε_3/I , характеризующего нестационарность режима. По данным Барышникова, его величина мала и на равнинных реках не превышает 5 %. Однако, как показывают исследования последних лет, влияние нестационарности процесса может быть и значительно большим. Действительно, при затоплении поймы свободного меандрирования наблюдается неоднократная смена направлений течений на ней. Таким образом, нестационарность процесса косвенно учитывается и другими членами уравнения. Решая уравнение (1.92) относительно v , получаем

$$v = C \sqrt{hI \left(1 - \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3}{I} \right)}. \quad (1.93)$$

Эту формулу можно применять для расчетов скоростей течения руслового потока при его взаимодействии с пойменным. Расчет следует вести методом итерации.

Данная методика является перспективной, но в ней имеются существенные недостатки. Основным из них является замена сложного пространственного потока одномерным с целью применения уравнения одномерной идеализации к решению поставленной задачи.

В. Г. Саликов, основываясь на работах В. М. Маккавеева и Г. А. Петрова, для расчетов параметров руслового потока предложил применять уравнение движения жидкости с переменным по длине потока расходом в следующем виде:

$$I = \frac{\alpha_k}{g} \frac{dv^2}{dx} + \lambda \frac{v^2}{2gh} + \frac{\alpha'v(v-u_1)}{gQ} \frac{dQ_1}{dx} - \frac{\alpha'v(v-u_2)}{gQ} \frac{dQ_2}{dx}, \quad (1.94)$$

где Q_1 и Q_2 — присоединяющийся и отделяющийся элементарные расходы воды; u_1 и u_2 — проекции средних скоростей присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости на направленные движения потока в основном русле.

Уравнение (1.94) по своей структуре близко к уравнению (1.92). Однако член уравнения, характеризующий массообмен между русловым и пойменным потоками и обозначенный Скородумовым через ε_2 , подразделен на два, один из которых учитывает отток жидкости из русла на пойму, другой, наоборот, приток в русло.

В 1969 г. Г. В. Железняков предпринял попытку преобразования системы дифференциальных уравнений движения и неразрывности для расчета параметров потока в русле с поймой. Им получена система уравнений в виде:

$$\int_0^{B-B_{к.э}} \alpha_{к.в} v \frac{\partial v}{\partial x} db + \int_0^{B_{к.э}} \alpha_{к.в.к.э} v_{к.э} \frac{\partial v_{к.э}}{\partial x} db + \int_0^B \alpha' \frac{\partial v}{\partial t} db +$$

$$+ g \int_0^B \frac{\partial h}{\partial x} db = g \left(IB - \int_0^{B-B_{к.э}} \frac{v^2}{C^2 h} db - \int_0^{B_{к.э}} \frac{v_{к.э}^2}{C_{к.э}^2 h} db \right), \quad (1.95)$$

$$\int_0^B \frac{\partial h}{\partial x} db + \int_0^{B-B_{к.э}} v_{к.э} \frac{\partial h}{\partial x} db + \int_0^{B_{к.э}} v_{к.э} \frac{\partial h}{\partial x} db + \int_0^B h \frac{\partial v}{\partial x} db = 0,$$

где $B_{к.э}$ — часть ширины потока, на которой наблюдается кинематический эффект; $\alpha_{к.в}$ и α' — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска для вертикали; x и b — элементы длины и ширины потока; v — средняя на вертикали скорость потока; к.э — индекс, обозначающий, что расчет данного параметра выполняется с учетом кинематического эффекта.

Решение Железнякова весьма интересно и оригинально, но для доведения его уравнений до расчетных необходимы глубокие проработки, в частности по определению значений $B_{к.э}$, $C_{к.э}$ и других характеристик потока в зоне действия кинематического эффекта.

Таким образом, приходится констатировать, что методика аналитического расчета параметров потока составного сечения разработана пока недостаточно. Эмпирические приближенные методы, как правило, основаны на лабораторных данных и расчеты по ним дают результаты, существенно отличные от натуральных. Это отличие обусловлено двумя основными причинами.

Первая причина заключается в резком отличии морфометрии русел и пойм как в поперечном сечении, так и особенно по длине естественных водотоков от таковых на моделях. Практически во всех экспериментальных работах исследовались потоки на моделях с постоянными по ширине и длине характеристиками русла и поймы, причем суммарная ширина русла и поймы, как правило, была неизменной по длине. Уклоны свободной поверхности поддерживались одинаковыми как в русле, так и на пойме и неизменными по длине и практически не менялись при изменении уровней.

Вторая причина отличий заключается в сложности характера изменения уклонов свободной поверхности по ширине и длине потоков в руслах с поймами в натуральных условиях особенно при повышении уровней воды. Изменение уклонов в свою очередь определяет характер изменения коэффициентов шероховатости. В то же время на моделях, как правило, исследовались более простые явления — потоки с постоянной шероховатостью по длине и ширине русла и поймы. Уклоны свободной поверхности на таких установках обычно поддерживались постоянными и не менялись при изменении уровней воды.

Анализ данных натуральных наблюдений показывает, что характер изменения уклонов свободной поверхности при уровнях, превышающих отметки бровок прирусловых валов определяется характером изменения ширины поймы по длине реки.

Рассмотрим возможные пути решения проблемы расчета пропускной способности русел с поймами с учетом эффекта взаимодействия потоков в них. Учитывая, что уравнения (1.92) и (1.94) применялись для расчетов только к русловой части потока, а уравнение неразрывности не использовалось, целесообразно разработать аналогичные (1.92) уравнения для пойменных составляющих потока. Такая система уравнений для потоков в руслах с двусторонними поймами имеет вид:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кр} v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_* v_p}{g F_p} + \frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t}, \quad (1.96)$$

$$I_{пл} = \frac{v_{пл}^2}{C_{пл}^2 h_{пл}} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кпл} v_{пл}^2}{2g} \right) + \frac{(q_{пл} + q_1) v_{пл}}{g F_{пл}} + \frac{\alpha'_{пл}}{g} \frac{\partial v_{пл}}{\partial t}. \quad (1.97)$$

$$I_{ппр} = \frac{v_{ппр}^2}{C_{ппр}^2 h_{ппр}} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кппр} v_{ппр}^2}{2g} \right) + \frac{(q_{ппр} + q_2) v_{ппр}}{g F_{ппр}} + \frac{\alpha'_{ппр}}{g} \frac{\partial v_{ппр}}{\partial t}, \quad (1.98)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_{пл} + Q_{ппр})}{\partial x} + \frac{\partial (F_p + F_{пл} + F_{ппр})}{\partial t} = q_1 + q_2, \quad (1.99)$$

где $q_* = q_{пл} + q_{ппр}$ — расход воды на единицу длины потока за счет массообмена между русловой и левой (пл) и правой (ппр) пойменными составляющими потока; q_1 и q_2 — расходы соответственно на единицу длины потока, учитывающие приток воды со склонов на левую и правую поймы, а также потери на испарение и фильтрацию.

В дальнейшем, с целью упрощения задачи, ограничимся односторонней поймой. Система уравнений (1.96) — (1.99) будет при этом иметь вид:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кр} v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_p v_p}{g F_p} + \frac{\alpha'_p}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t}, \quad (1.100)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{C_n^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кп} v_n^2}{2g} \right) + \frac{q_n v_n}{g F_n} + \frac{\alpha'_n}{g} \frac{\partial v_n}{\partial t}, \quad (1.101)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_n)}{\partial x} + \frac{\partial (F_n + F_p)}{\partial t} = q_1 + q_2, \quad (1.102)$$

где все обозначения общепринятые, а члены уравнений $q_p v_p / g F_p$ и $q_n v_n / g F_n$ учитывают влияние как боковой приточности, так и массообмена между русловым и пойменным потоками. Поэтому

$$q_p = q + q_1; \quad q_n = q + q_2, \quad (1.103)$$

где q , q_1 и q_2 расходы воды на единицу длины потока, соответственно учитывающие массообмен между потоками в русле и пойме (q) и боковой приток со склонов долины в русло (q_1) и на пойму (q_2).

При отсутствии сосредоточенного притока значения q_1 и q_2 , как правило, малы по сравнению с q , величина которого, хотя и изучена недостаточно, но анализ лабораторных и натуральных данных показал, что ее значение на единицу ширины потока в пределах соизмеримо с расходами воды в русле и на пойме.

Несколько сложнее обстоит дело с оценкой членов уравнения (1.101). Это в основном обусловлено отсутствием методики измерения уклонов свободной поверхности и значительно более низкой точностью измерений составляющих пойменного потока по сравнению с таковыми для руслового.

Особую сложность представляет расчет величин $q_p v_p / g F_p$ и $q_n v_n / g F_n$, учитывающих как массообмен между потоками в русле и пойме, так и боковую приточность. С учетом (1.103) запишем:

$$\frac{q_p v_p}{g F_p} = \frac{q v_p}{g F_p} + \frac{q_1 v_p}{g F_p}, \quad \frac{q_n v_n}{g F_n} = \frac{q v_n}{g F_n} + \frac{q_2 v_n}{g F_n}. \quad (1.104)$$

Выразим q по формуле водослива

$$q = m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \operatorname{sign}(H_p - H_n), \quad (1.105)$$

где $m = m(\alpha)$ — коэффициент водослива, зависящий от угла α ; ΔH — перепад уровней на границе руслового и пойменного потоков;

$$\operatorname{sign}(H_p - H_n) = \begin{cases} +1 & H_p > H_n \text{ — второй тип взаимодействия потоков,} \\ 0 & H_p = H_n \\ -1 & H_p < H_n \text{ — третий тип взаимодействия потоков.} \end{cases}$$

С учетом (1.105) и пренебрегая значением $\varepsilon_3 = \frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$ (для руслового и пойменного потоков), а также значением $\frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial t}$, переходим к неравномерному (квазиустановившемуся) движению. Поэтому систему уравнений (1.100) — (1.103) можно записать в виде:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кр} v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_1 v_p}{g F_p} + \frac{v_p m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \operatorname{sign}(H_p - H_n)}{g F_p}, \quad (1.106)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{C_n^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_{кр} v_n^2}{2g} \right) + \frac{q_2 v_n^2}{g F_n} + \frac{v_n m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \operatorname{sign}(H_p - H_n)}{g F_n}, \quad (1.107)$$

$$(F_p + F_n) \frac{\partial(v_p + v_n)}{\partial x} + (v_p + v_n) \frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial x} = q_1 + q_2. \quad (1.108)$$

Рассмотрим, каким образом осуществляется учет кинематического эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в системе уравнений (1.106) — (1.108) или (1.100) — (1.103).

Из анализа выражений вытекает, что в уравнении (1.108), выражающем закон сохранения массы, этот эффект не учитывается. Указанный эффект может быть учтен только в трех членах правой части уравнений (1.106) — (1.107):

1) $\frac{v^2}{C^2 h}$ — основной член уравнения, параметром которого, учитывающим дополнительные сопротивления за счет кинематического эффекта, является коэффициент Шези;

2) $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^2}{2g} \right)$ — конвективный член уравнения, учитывающий неравномерность движения потока. Исследованиями последних лет установлено, что значения коэффициентов α_k и α' не могут быть приняты постоянными, так как они резко изменяются при слиянии отсеков потока при увеличении уровней воды и для поймы могут достигать даже значений 4,0—5,0. Таким образом, кинематический эффект в данном члене уравнения может быть учтен через значения коэффициентов α_k и α' ;

$$3) \frac{vm \sqrt{2g} |\Delta H| h_n \operatorname{sign}(H_p - H_p)}{gF}$$

— данный член уравнения учитывает массообмен между русловым и пойменным потоками.

Влияние кинематического эффекта определяется коэффициентом m , зависящим от угла пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков.

1.18. Особенности построения кривых расходов воды на пойменных створах

1.18.1. Причины возникновения паводочных петель на кривых расходов воды на беспойменных участках рек

Закономерности движения паводков в руслах с поймами, описанные в п. 1.172, позволяют вскрыть причины образования петель на кривых зависимостей $Q=f(H)$, $V=f(H)$, $I=f(H)$ при пропуске паводков по затопленным поймам.

Как известно, неустановившееся движение воды в реках без поймы в жестких руслах в обычных условиях характеризуется следующей последовательностью прохождения максимумов через расчетный створ; сначала наблюдается максимум уклонов водной поверхности, затем скоростей, расходов и, наконец, уровней воды. Особенно резко нестационарность процесса выражена при движении волн прорыва и попусков в бьефах ГЭС (суточное и недельное регулирование и др.), где дополнительные уклоны, особенно в лобовых частях волн, значительно превышают уклоны водной поверхности рек в естественном состоянии. Менее четко это выражено при движении волн паводков на равнинных беспойменных реках.

В гидрометрии принята методика расчета годового стока по кривым расходов воды, основанная на ежедневных, иногда непрерывных, измерениях уровней и эпизодических измерениях расходов воды. При этом допускается, что зависимость $Q=f(H)$,

как правило, является однозначной. Однако при пропуске паводков однозначность зависимости нарушается из-за значительных изменений уклонов водной поверхности, т. е. $Q=f(H, I)$. Именно такой характер зависимостей и является причиной появления петель на указанных кривых.

Движение паводочной волны может быть описано системой уравнений неразрывности и движения потоков с переменной массой (1.106)—(1.110). Как показывают расчеты, член уравнения, учитывающий в явном виде нестационарность процесса $\left(\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t}\right)$, для равнинных рек мал, он составляет доли процента от уклона водной поверхности. Русловое регулирование, учитываемое членом уравнения $\left(\frac{qv}{gF}\right)$, в беспойменных руслах также мало. Поэтому, несмотря на то, что эти два члена уравнения изменяют свои знаки в периоды подъема и спада уровней, их суммарные величины незначительны и находятся в пределах точности измерений. Этим объясняется, что, как справедливо указал еще в 1948 г. М. А. Великанов, попытки построения отдельных ветвей кривых для периодов подъема и спада уровней приводили «к кривым, весьма близким друг к другу», т. е. не выходили за пределы точности исходной информации. По-видимому, необходима разработка критерия, который бы строго определял, в каких случаях при пропуске волн паводков, попусков или прорыва необходимо строить петлеобразные зависимости $Q=f(H)$, $v=f(H)$, $I=f(H)$, а в каких — допустимо ограничиваться однозначными зависимостями.

Однако, на реках в беспойменных руслах, при установившемся движении в среднем на каждом седьмом посту наблюдаются петлеобразные зависимости $Q=f(H)$, $v=f(H)$ и $I=f(H)$. Их образование объясняется русловыми деформациями в створе измерений или местными причинами, к которым относят: переменный подпор от ниже расположенного притока или инженерного сооружения, интенсивные деформации русла на ниже- или вышерасположенном перекате, растительность, заломы, заторы и зажоры и ряд других причин.

1.18.2. Причины образования и методика расчета петель на кривых расходов воды на пойменных створах

Процесс прохождения паводка по затопленным поймам значительно сложнее, чем в беспойменных руслах. Это обусловлено влиянием эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков и большим регулирующим влиянием поймы. Последняя может аккумулировать до 50—70 % паводочных вод в период подъема уровней, отдавая их, за исключением потерь на испарение, на заполнение бессточных пойменных емкостей и другие в период спада уровней.

Руслопойменное регулирование действует однонаправленно. В период подъема уровней массы воды идут на заполнение русловых и пойменных емкостей; тем самым уменьшаются расходы воды, особенно максимальные, а также уровни воды. В период спада наблюдается противоположное явление — массы жидкости, накопленные в период подъема уровней на пойме, постепенно стекают в русло и вовлекаются в движение руслового потока, увеличивая тем самым расходы и уровни воды и продолжительность паводка.

Таким образом, руслопойменное регулирование приводит к тому, что расходы воды в период подъема уровней уменьшаются, а в период их спада увеличиваются. Следовательно, если основной причиной образования петель на кривых расходов воды является руслопойменное регулирование, то ветви подъема должны располагаться левее ветвей спада. Однако на реках такое расположение ветвей кривых расходов воды встречается значительно реже, чем обратное, когда ветвь подъема располагается правее ветви спада. Поэтому должен существовать хотя бы еще один фактор, действие которого противоположно влиянию пойменного регулирования. Таким фактором является эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Действительно, в период подъема уровней движение паводка по руслу происходит значительно быстрее, чем по пойме. Это приводит к возникновению поперечных уклонов от русла к пойме и к растеканию масс жидкости руслового потока по поймам. На спаде уровней наблюдается обратное явление. Поперечные уклоны направлены из поймы в русло, что приводит к поступлению пойменных масс жидкости в русло и тем самым к торможению руслового потока пойменным.

Таким образом, принимая движение паводка нестационарным, в период подъема уровней получаем, что взаимодействие руслового и пойменных потоков будет происходить по второму типу, а при спаде — по третьему. На основе этой концепции выполним анализ уравнения движения для руслового потока (1.96) и его применения к объяснению причин взаимного расположения ветвей кривых расходов воды. Применим его к периодам подъема и спада при постоянных расчетных уровнях и найдем разность значений в виде

$$\Delta I = \left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_n - \left(\frac{v_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_c + \left(\frac{q_* v_p}{g F_p} \right)_n - \left(\frac{q_* v_p}{g F_p} \right)_c + \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K v_p^2}{2g} \right)_n - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K v_p^2}{2g} \right)_c + \left(\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t} \right)_n - \left(\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v_p}{\partial t} \right)_c. \quad (1.109)$$

Сделав допущения об отсутствии деформаций русла в створе измерений и о неизменности режима перемещения наносов за период паводка, а также считая, что разность членов уравнения, учитывающая нестационарность процесса, пренебрежимо мала, путевые сопротивления в русле за период пропуска паводка по пойме не изменяются и затраты энергии за счет неравномерности режима движения паводка также примерно равны

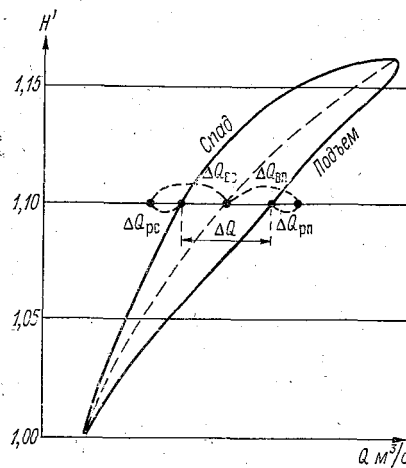


Рис. 1.48. Зависимость $Q=f(H)$, иллюстрирующая методику определения параметров уравнения (1.112).

в периоды подъема и спада (последнее допущение не является строгим и нуждается в проверке и уточнении), получим

$$\Delta l = \left(\frac{q_* v_p}{g F_p} \right)_п - \left(\frac{q_* v_p}{g F_p} \right)_с. \quad (1.110)$$

Простейшие преобразования уравнения (1.110) с учетом (1.104) для расчетного участка длиной Δl позволяют получить уравнение водного баланса

$$\Delta Q = (\Delta Q_в - \Delta Q_р)_п + (\Delta Q_р - \Delta Q_в)_с. \quad (1.111)$$

Здесь ΔQ — расстояние между ветвями кривой расходов воды при расчетном уровне (рис. 1.48); $\Delta Q_в$ и $\Delta Q_р$ — изменение расхода воды в русловой части потока за счет эффекта взаимодействия и руслопойменного регулирования; индексы «п» и «с» указывают, что параметры уравнения относятся к периодам подъема или спада.

Расчетная длина участка Δl , зависящая от особенностей его морфологического строения, обычно принимается равной расстоянию между двумя резкими сужениями поймы («узлами»).

Как видно на рис. 1.48, где в графической форме показаны значения параметров уравнения (1.111), значение ΔQ всегда

является положительным. Поэтому уравнение (1.111) необходимо представить в виде

$$\Delta Q = |\Delta Q_{\text{в}} - \Delta Q_{\text{р}}|_{\text{п}} + |\Delta Q_{\text{р}} - \Delta Q_{\text{в}}|_{\text{с}}. \quad (1.112)$$

Уравнение (1.111) позволяет определять и положение ветвей подъема и спада относительно друг друга. Действительно, если $(\Delta Q_{\text{в}} - \Delta Q_{\text{р}})_{\text{п}} > 0$ и $(\Delta Q_{\text{р}} - \Delta Q_{\text{в}})_{\text{с}} > 0$, то ветвь подъема располагается справа от ветви спада и, наоборот, если обе скобки меньше нуля, то ветвь подъема — слева, что наглядно видно на рис. 1.48.

Расчеты по уравнению (1.112), выполненные на примере 12 рек Советского Союза, показали, что ошибки расчетов находятся в пределах точности измерений паводочных расходов воды.

Выражение, аналогичное (1.111), можно получить и из уравнения неразрывности (1.102). Для русловой части потока оно будет иметь вид

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = q. \quad (1.113)$$

Здесь $q = q_{\text{в}} + q_{\text{с}}$ — изменение расхода воды на единицу длины потока за счет эффекта взаимодействия ($q_{\text{в}}$) и склонового стока ($q_{\text{с}}$); $\partial F / \partial t = q_{\text{р}}$ — учитывает русловое и пойменное регулирование стока. Выражая (1.113) в конечных разностях и пренебрегая значением $q_{\text{с}}$, получаем $\Delta Q = (q_{\text{в}} - q_{\text{р}}) \Delta l$ или $\Delta Q = \Delta Q_{\text{в}} - \Delta Q_{\text{р}}$. Применяя это уравнение к периодам подъема и спада и находя их разность, получаем

$$\Delta Q_{\text{п}} - \Delta Q_{\text{с}} = (\Delta Q_{\text{в}} - \Delta Q_{\text{р}})_{\text{п}} + (\Delta Q_{\text{р}} - \Delta Q_{\text{в}})_{\text{с}}. \quad (1.114)$$

Обозначая выражение в левой части через ΔQ , получаем опять уравнение (1.111). Уравнения (1.111) и (1.112) можно применять и для пойменных частей потоков, однако методика расчета его параметров еще не разработана.

Дальнейшее совершенствование расчетной методики следует направить на разработку методов учета деформаций в створе поста и на анализ влияния члена уравнения (1.109), учитывающего неравномерность движения потока в периоды подъема и спада уровней, на петлю зависимости $Q = f(H)$.

1.19. Дополнительные сопротивления движению русловых потоков

1.19.1. Основные и дополнительные сопротивления

Под основными сопротивлениями будем понимать силы торможения потока при его движении в прямолинейных, одинаковой простой формы сечения руслах с однородной шероховатостью на всей поверхности. Все остальные силы сопротивления сверх основных будем считать дополнительными. Такое деление сил сопротивления является условным, но оно помогает вскрыть механизм их образования в различных случаях движения естественных потоков.

В п. 1.11.1 уже указывалось, что

$$\lambda = \lambda_{\text{ш}} + \lambda_{\text{г}} + \lambda_{\text{ф}}, \quad (1.115)$$

где $\lambda_{\text{ш}}$ учитывает основные сопротивления, остальные параметры — дополнительные. Кроме этого, в руслах и поймах рек имеется ряд местных дополнительных сопротивлений причинами которых являются растительность, отдельные массивные выступы, карчи, устои мостов и части других инженерных сооружений, дамбы обвалования, водозаборы и проч.

Все причины этих дополнительных сопротивлений Гончаров предложил объединить в три группы: 1) массивные выступы и углубления, донные гряды и другие русловые образования; 2) нарушение общего прямолинейного движения; 3) наличие растительности. По-видимому, этот перечень целесообразно дополнить сопротивлениями, возникающими при взаимодействии руслового и пойменного потоков, учитываемыми величиной $\lambda_{\text{ф}}$ и рассмотренными в п. 1.16.3. Для оценки дополнительных сопротивлений вводят понятие их расчетных величин и обозначают их соответствующим параметром с индексом «р» (C_p , λ_p , n_p и др.).

1.19.2. Массивные выступы

Массивные выступы обычно встречаются в руслах в виде валунов, крупных камней, устоев мостов и других инженерных сооружений, а на поймах — в виде пней и стволов отдельно стоящих деревьев.

Рассмотрим наиболее простую схему упорядоченного размещения массивных выступов (рис. 1.49). На передней стороне каждого выступа при его обтекании происходит искривление струй, вызывающее возрастание местных давлений (по сравнению с гидростатическим). На тыловой грани в условиях турбулентного обтекания плохо обтекаемых тел, к которым относятся

массивные выступы в речном русле, давление всегда ниже гидростатического. Это понижение давления обусловлено механизмом водоворотной зоны, возникающей за выступом (рис. 1.49 а).
 Произведение результирующей суммы этих давлений, и миделя (наибольшее поперечное сечение выступа, нормальное на-

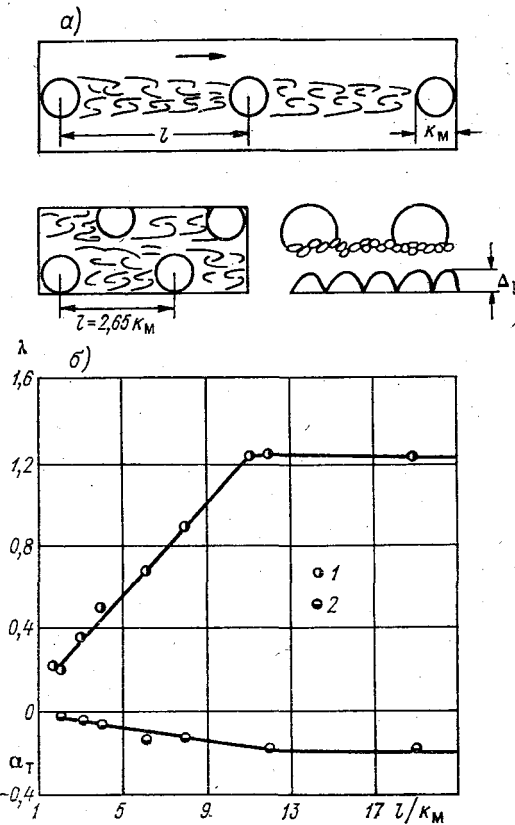


Рис. 1.49. Схема дополнительных сопротивлений массивных выступов.
 1 — λ результирующее, 2 — α_T на тыловой грани.

правлению движения потока) и будет силой сопротивления обтекания выступа. Сопротивление трения на выступе из-за его небольшого значения по сравнению с сопротивлением обтекания обычно не определяется и учитывается с помощью коэффициентов. Продольную силу обтекания в дальнейшем будем называть лобовым сопротивлением.

Оценим увеличение сопротивлений по сравнению с основными при движении потока в русле с массивными выступами на

примере дополнительных сопротивлений в плоском потоке. Так как в руслах массивные выступы имеют произвольную форму и расположение, то для упрощения решения задачи их можно схематизировать в виде кубов или шаров, расположив на одинаковом расстоянии l друг от друга. Тогда доля площади дна, занимаемая выступами (плотность их расположения на дне), будет равна $\mu = (k_m/l)^2$.

Сопротивление движению потоков в руслах с такими выступами зависит как от их размеров, так и от плотности расположения. Поэтому необходимо выявить зависимость безразмерных лобовых сопротивлений, характеризующих коэффициентом λ , от плотности размещения этих выступов.

Значение λ будет наибольшим тогда, когда выступы расположены на значительных расстояниях друг от друга и находятся вне зоны влияния водоворотной области предыдущих выступов (рис. 1.49 а). По мере сближения выступов, начиная с некоторого расстояния $l_{кр}$ водоворотная зона как бы экранирует их, что приводит к уменьшению сопротивлений. Поэтому необходимо найти такое наименьшее расстояние $l_{кр}$, на котором влиянием каждого предыдущего выступа на уменьшение сопротивления последующего выступа можно пренебречь. С этой целью были выполнены экспериментальные исследования, показавшие, что с достаточной для практических расчетов точностью можно принять $l_{кр} = 11 k_m$. На рис. 1.49 б приведены полученные на основе экспериментальных данных графические зависимости $\lambda = f(l/k_m)$ и $\alpha_t = f(l/k_m)$, аналитические выражения которых $\lambda = 0,11 l/k_m$ и $\alpha_t = -0,018 l/k_m$ действительны в пределах $l/k_m = 2 \div 11$. Для $l/k_m \geq 11$ $\lambda = 1,21$, а $\alpha_t = -0,02$ (α_t — коэффициент сопротивления тыловой грани выступа).

Следовательно, динамическое затенение массивных выступов впереди стоящими при $l/k_m \geq 11$ практически пренебрежимо мало. Тогда площадь, занимаемая выступом вместе с водоворотной зоной, будет $F \approx \alpha \frac{1}{2} k_m \cdot 11 k_m \approx 7 k_m^2$ и составляет относительную долю

$$\beta \approx \frac{7k_m^2}{l^2} = \left(\frac{2,65k_m}{l} \right)^2.$$

Таким образом, касательное напряжение основных сопротивлений будет развиваться на всей площади, за исключением доли β , занятой массивными выступами и их водоворотными зонами, т. е. на доли площади $1 - \beta$. Тогда общее касательное сопротивление τ_p будет равно

$$\tau_p = \tau_0(1 - \beta) + \tau_1, \quad (1.116)$$

где $\tau_1 = Rn$ — сопротивление массивных выступов на единице площади; R — сопротивление одного массивного выступа

$$R = \rho \lambda F \frac{u_{\Delta M}^2}{2} \quad (1.117)$$

($F = 0,7 k_M^2$ — мидель выступа, $u_{\Delta M}$ — местная скорость на его вершине); $n = 1/l^2$ — число выступов на единицу площади.

Подставляя (1.117) в (1.116) с учетом (1.17) при $y = k_M$ и аппроксимируя $\lg \frac{16,7k_M + k}{k} \approx 1,35 \left(\frac{k_M}{k}\right)^{0,2}$ (в пределах k_M/k от 2 до 100), получаем

$$\tau_p/\tau_0 = 1 - \beta + 16\lambda \left(\frac{k_M}{l}\right)^2 \left(\frac{k_M}{k}\right)^{0,4}. \quad (1.118)$$

Учитывая, что $\tau_p/\tau_0 = (n_p/n_0)^2$, получим

$$n_p/n_0 = \sqrt{1 - \beta + 16\lambda \left(\frac{k_M}{l}\right)^2 \left(\frac{k_M}{k}\right)^{0,4}}. \quad (1.119)$$

Следует отметить, что формулы (1.118) и (1.119) получены для условий $l/k_M \leq 11$, при больших значениях этой величины сопротивление следует принимать равным сопротивлению при $l/k_M = 11$.

Как уже указывалось, к массивным выступам также относят и донные гряды, что еще раз подчеркивает условность деления сопротивлений на основные и дополнительные. Вопрос о сопротивлении донных гряд рассмотрен в п. 1.11 (необходимо подчеркнуть, что это один из узловых вопросов речной гидравлики и русловых процессов, ибо донные гряды при своем возникновении могут увеличить сопротивление в 2—7 раз).

1.19.3. Характеристика дополнительных сопротивлений растительности, изгибов русла и формы сечения

Растительность в русле также является выступами, развивающими значительные силы сопротивления, но решающую роль здесь, в противоположность массивным выступам, играют сопротивления трения, а лобовые сопротивления являются второстепенными.

Разработка расчетных методов осложняется нестационарностью процесса и зависимостью высоты и густоты растительности от погодных условий, особенно от температуры воздуха и воды, осадков и антропогенного воздействия (в последние годы резко возросло количество различных удобрений, смывае-

мых с полей и поступающих в реки, вызывая тем самым интенсификацию роста растительности).

Все предлагаемые расчетные методики несовершенны: $n_p/n_0=f(\alpha, \beta)$, где α — относительная высота растительности; β — густота растительности. Эти параметры находятся в весьма сложной зависимости от погодных и других условий.

В гидрометрии для подсчета меженного стока при зарастающем русле обычно строят хронологические графики $k_{зап}=f(t)$, а для паводочного периода — временные кривые расходов воды, которые всегда отклоняются влево от аналогичных кривых для незаросшего русла. Это обусловлено тем, что в период высоких паводков массы жидкости как бы спрессовывают растительность, которая занимает часть русла, снижая тем самым его пропускную способность.

При движении потока на повороте русла возникают дополнительные сопротивления из-за появления поперечных скоростей, выравнивания эпюры распределения скоростей по глубине потока, что приводит к увеличению донных скоростей при тех же средних, и из-за возникновения водоворотной зоны при большой кривизне изгиба.

Вследствие того что поток стремится преодолеть изгиб с наименьшей потерей энергии, величина этих сопротивлений лишь не намного (не более, чем на 10 %) превышает обычные сопротивления в условиях прямолинейного движения.

Вопрос о влиянии формы сечения на пропускную способность и сопротивления речных русел достаточно детально изложен в пп. 1.10 и 1.15. Следует лишь отметить, что исследования, проведенные в последние годы советскими учеными, позволили разработать методику учета сопротивлений при движении потоков в руслах с поймами. Установлено, что сопротивления движению русловых потоков за счет пойменных могут быть настолько велики, что движение воды в русле может полностью прекращаться или может даже изменить направление течения на противоположное.

Глава 2

Физические и гидромеханические основы теории движения потоков с деформируемым руслом

2.1. Основные характеристики грунтов и наносов

Практически все естественные водотоки протекают в деформируемых руслах. Процесс формирования их происходит в результате длительного взаимодействия потока жидкости, существенно изменяющегося во времени, и русла. Это взаимодействие состоит из воздействия дна и берегов русла на скоростное поле потока, которое в свою очередь оказывает влияние на формирование русла. При этом поток переносит в виде наносов частички грунта, поступающие в него из бассейна реки и за счет размыва русла и поймы.

Бассейны рек, занимающие большие площади, обычно сложены различными породами. Продукты распада последних, перемещаясь по склонам под действием силы тяжести, попадают в понижения рельефа. Часть их в периоды формирования паводков и половодий под действием текущей по тальвегам воды переносится в реки или их притоки. В результате многочисленных соударений в процессе перемещения частицы грунтов, приобретающие окатанную форму, называются наносами.

Таким образом, наносы, образующиеся из грунтов, слагающих бассейны рек, имеют окатанную форму и сохраняют все основные характеристики пород, из которых они формируются.

При решении ряда водохозяйственных задач и задач гидротехнического строительства основной расчетной величиной являются наносы. В виде примеров можно привести расчеты различного рода отстойников, заиления и занесения водохранилищ и др.

Большое значение имеют наносы и при разработке теории движения потоков с наносами, так называемых двухфазных потоков, и теории русловых процессов. Поэтому изучение наносов и их характеристик имеет большое практическое и научное значение.

В данном параграфе изложены основные аспекты гидромеханического анализа потоков с деформируемым руслом. Одним из объектов исследования являются наносы, поэтому рассмот-

рим их основные характеристики, которые в первом приближении можно подразделить на две группы: механические и гидравлические.

2.2. Механические характеристики грунтов и наносов

Грунты и наносы, перемещающиеся в потоке, представляют собой смеси частиц различного состава, различающихся по крупности, плотности, форме и др. Состав смесей и их характеристики определяются составом пород, слагающих бассейны, русла и поймы рек и их притоков.

Для оценки состава смесей используются сведения о геометрических размерах частиц наносов, основными из которых являются линейный размер средней по крупности частицы, равный диаметру шара того же объема, называемый средним диаметром или средней крупностью и обозначаемый соответственно k или d_s . Ее обычно определяют как средневзвешенное значение крупностей наносов, т. е.

$$k = \frac{\sum k_i p_i}{\sum p_i} = \frac{\sum k_i p_i}{100},$$

где p_i — процент содержания i -й фракции в общей смеси.

Для определения состава смесей обычно применяют методы анализа, описанные в курсе гидрометрии (ситовой, фракциометра и др.). В частности, В. Н. Гончаров рекомендует для работ в области русловых процессов логарифмическую шкалу фракций наносов (табл. 2.1). Однако для расчетов необходимо знать не только состав наносов и отложений по крупности фракций, но и те характерные их крупности, которые определяют сопротивление русла движению потока, транспорт наносов и проч. В качестве таковых, помимо средней крупности, ряд авторов предлагает принимать крупность наибольшей фракции наносов, процент которой в смеси равен, по В. Н. Гончарову, 5 (k_5), по И. И. Леви 10 (k_{10}), встречаются и другие значения 20 %, 30 % и др. Эти значения определяются авторами эмпирически и не являются научно обоснованными.

Важной расчетной характеристикой является плотность (ρ_1) грунтов и наносов, выражаемая в кг/м^3 . Среднюю плотность наносов в расчетах принимают равной 2650 кг/м^3 . Это значение колеблется для естественных смесей от 2450 до 2760 кг/м^3 . Сведения о плотности различных видов наносов приведены в табл. 2.1.

Все естественные грунты и наносы по форме могут быть разделены на две группы: глыбообразные и пластинкообразные.

Таблица 2.1. Некоторые характеристики насосов

Наименование грунта	№ фракции	Размер зерен, мм		Гидравлическая крутизна ($t = 20^\circ \text{C}$), м/с	Параметр турбулентности Φ	Плотность насосов и отложений, кг/м ³
		от — до	среднее			
Глина крупная	1	0,0015—0,005	0,0032	$0,007 \cdot 10^{-3}$	1100	—
Ил мелкий	2	0,005—0,015	0,01	$0,066 \cdot 10^{-3}$	200	700—800
Ил средний	3	0,015—0,05	0,0325	$0,70 \cdot 10^{-3}$	35	800—900
Ил крупный	4	0,05—0,15	0,1	$6,6 \cdot 10^{-3}$	6,5	900—1100
Песок мелкий	5	0,15—0,5	0,325	$34,4 \cdot 10^{-3}$	2,25	1100—1500
Песок крупный	6	0,5—1,5	1,0	0,11	1,23	1500—1800
Гравий мелкий	7	1,5—5,0	3,25	0,241	1,0	1800—2000
Гравий крупный	8	5,0—15,0	10,0	0,425	1,0	
Галька мелкая	9	15,0—50,0	32,5	0,765	1,0	
Галька крупная	10	50,0—150	100	1,345	1,0	2000—3000

Поступая в поток почти неокатанными, в результате истирания зерна приобретают окатанную форму, при этом глыбообразные превращаются в шары и эллипсоиды, а пластинки — в линзы. Как показывают данные многочисленных измерений, наиболее часто встречаются частицы в форме эллипсоидов. Среднее отношение площадей их поверхности и поверхности равнообъемных шаров составляет 1,34. Отношения длины l , ширины b , толщины h к диаметру указанного шара d в среднем равны: $l/d = 1,39$; $b/d = 1,05$; $h/d = 0,72$.

2.3. Гидравлические характеристики грунтов и наносов Гидравлическая крупность

Основными гидравлическими характеристиками грунтов и наносов являются гидравлическая крупность и критические скорости срыва и сдвига зерен на дне турбулентного потока. Под гидравлической крупностью понимается скорость свободного равномерного падения частиц грунтов и наносов в невозмущенной среде. Она обычно обозначается ω . Для естественных, турбулентных потоков, жидкость в которых находится в возмущенном состоянии, встречается ряд дополнительных трудностей при применении понятия гидравлической крупности. Это, в частности, вопросы поведения частицы в турбулентных потоках и вопросы влияния концентрации наносов на гидравлическую крупность, т. е. так называемое «стесненное обтекание частиц», представляющие самостоятельную проблему.

При свободном падении в жидкости частица под действием силы тяжести сначала движется ускоренно, пока сила тяжести не уравновесится силой сопротивления, затем — равномерно. Как показали исследования В. В. Романовского, длина пути разгона частицы невелика и зависит от ее массы. Для мелких частиц она измеряется миллиметрами. Гидрологов в основном интересует скорость равномерного падения частицы, т. е. гидравлическая крупность.

В 1957 г. Ивичич, а позднее Романовский установили, что гидравлическая крупность зависит от формы частицы. Это объясняется тем, что при падении все частицы поворачиваются перпендикулярно направлению падения наибольшим поперечным (миделевым) сечением. Частицы шаро- и эллипсоидообразных форм падают по прямолинейной траектории, а линзообразных — по сложной, имеющей вид ломаной линии, траектории. Поэтому значения гидравлических крупностей для таких частиц различны. В зависимости от крупности частиц выделяется два режима их падения: ламинарный и турбулентный, а также переходная область (табл. 2.2).

Теоретическое решение вопроса о сопротивлении обтекания шара вязкой жидкостью при ламинарном режиме его падения дано в 1861 г. Стоксом

$$F = 6\mu r\omega,$$

где F — сила сопротивления; r — радиус шара; μ — динамическая вязкость.

Таблица 2.2. Характеристики частиц при различных режимах их свободного падения

Характеристика	Режим (область)		
	ламинарный	переходная	турбулентный
Диапазон крупности естественных наносов, 10^{-3} м	$<0,15$	$0,15-1,5$	$>1,5$
Диапазон чисел Re_{ω}	$<1,0$	$1,0-240$	>240
Гидравлические крупности пропорциональны:			
а) размеру зерен k в степени	2	1	0,5
б) вязкости μ в степени	-1	-1/3	0
в) разности плотностей частиц в воде $(\rho_1 - \rho)$ в степени	1	2/3	0,5

Для реальной частицы, близкой по форме к эллипсоиду, поверхность которой примерно в 1,34 раза больше поверхности шара, а крупность $k=2r$, получим

$$F = 4\mu k\omega.$$

При равномерном режиме падения это сопротивление равно весу зерна

$$4\mu k\omega = (\rho_1 - \rho)g \frac{\pi k^3}{6},$$

отсюда получаем формулу для расчета гидравлической крупности при ламинарном падении зерен

$$\omega = \frac{(\rho_1 - \rho)gk^2}{24\mu}.$$

А. В. Караушев и В. В. Романовский установили, что при ламинарном режиме падения частица увлекает за собой некоторый объем жидкости, соизмеримый с объемом частицы. При этом скорости изменяются в этом объеме от скоростей, равных скорости падения частицы для масс жидкости, непосредственно

с ней перемещающихся, до нуля на границе объема этой жидкости.

Для турбулентного режима падения зерен Гончаров предлагает осуществлять расчет сопротивления по выражению

$$F = \rho \lambda \frac{\pi k^2}{4} \frac{\omega^2}{2}$$

Приравнивая силу сопротивления весу зерна

$$\rho \lambda \frac{\pi k^2}{4} \frac{\omega^2}{2} = (\rho_1 - \rho) g \frac{\pi k^3}{6}$$

и принимая по данным опытов с наносами $\lambda = 1,17$, он получает

$$\omega = \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}} \quad (2.1)$$

В. В. Романовский на основе экспериментов установил, что форма частицы влияет на гидравлическую крупность только при турбулентном режиме ее падения

$$\omega = \alpha \Theta^{0,6} \sqrt{\frac{(\rho_1 - \rho)k}{\rho}} \quad (2.2)$$

где Θ — параметр формы частицы; α — постоянная.

Для переходной области Гончаровым рекомендуется следующая формула для расчета гидравлической крупности:

$$\omega = 0,08k \sqrt[3]{\frac{(\rho_1 - \rho)^2 g^2}{\rho \mu} \lg 83 \left(\frac{3,7k}{k_0}\right)^{1-0,037t}}$$

где $k_0 = 0,0015$ м; t — температура воды, °С.

Гидравлическая крупность является основной характеристикой при расчетах транспорта наносов и др. Поэтому наличие трех расчетных формул для ее определения представляет известные неудобства, что и заставило Гончарова ввести значение «параметра турбулентного поведения наносов» φ , позволяющего свести все три формулы к одной. Принимая

$$\varphi = \frac{\omega_t}{\omega} \quad (2.3)$$

получаем

$$\omega = \frac{1}{\varphi} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}} \quad (2.4)$$

где ω_t и ω — гидравлическая крупность соответственно при турбулентном и любом режиме падения наносов. Учитывая, что

наибольшее значение гидравлическая крупность имеет именно при турбулентном режиме падения, с учетом (2.3) получим $\varphi \gg 1$.

2.4. Поведение частиц грунтов и наносов в турбулентном потоке, условия стесненного обтекания

Процессы поведения частиц грунтов и наносов в турбулентных потоках изучены недостаточно. Однако очевидно, что взвешивание и подъем зерен происходят за счет вертикальных перемещений масс жидкости со скоростями, равными или большими гидравлической крупности частиц. Изучение этого процесса осуществлялось в расположенных вертикально аэродинамических трубах. Для выравнивания полей скоростей по их сечению в трубы вводились решетки, на которые насыпались наносы концентрации S . Размер ячеек решетки был меньше крупности исследуемых наносов. Изменяя скорость движения восходящих течений воздуха, добивались такого положения, при котором основная масса частиц находилась во взвешенном состоянии. Некоторое количество наносов при этом из-за пульсационного характера скоростей в трубе было унесено вверх.

Такие эксперименты с шарами были проделаны Д. М. Миндом и С. А. Шубертом и установлено, что скорости восходящих течений, поддерживающих наносы во взвешенном состоянии, зависят от их концентрации в сечении. Действительно, если рассмотреть два сечения — первое ниже решетки, в котором отсутствуют наносы, а второе — в месте наибольшей концентрации наносов, то по условиям неразрывности получим

$$vF = v_{ст}F(1 - S), \quad (2.5)$$

где F — площадь сечения трубы; v — средняя скорость потока в первом сечении; $v_{ст}$ — средняя скорость взвешивающего потока во втором сечении в условиях стесненного обтекания.

Из (2.5) получим $v_{ст} = v/(1 - S)$. Приравнявая $v_{ст} = \omega$, получаем, что для взвешивания частиц в условиях их стесненного обтекания нужны меньшие средние скорости восходящих течений, чем для взвешивания одиночной изолированной частицы. Так, Гончаров предлагает эмпирические формулы для расчета $v_{ст}$ при концентрации наносов $S \leq 0,3$:

а) для зерен турбулентного режима обтекания

$$v_{ст} = (1 - 1,42S) \omega,$$

б) для зерен ламинарного режима падения

$$v_{ст} = (1 - 2,47 S) \omega.$$

Как видно из этих выражений, для одиночных частиц ($S \rightarrow 0$) независимо от режима их падения $v_{ст} = \omega$. Это является дополнительным подтверждением того, что скорость восходящих течений, необходимая для поддержания отдельных частиц во взвешенном состоянии, равна их гидравлической крупности.

Исследования, проведенные в последние годы, показали, что при введении мелких частиц наносов высокой концентрации в пограничный слой степень турбулизации потока уменьшается.

2.5. Скорости сдвига и срыва зерен на дне потока.

Условия устойчивости зерен на дне

Второй группой гидравлических характеристик грунтов и наносов являются критические скорости срыва и сдвига зерен на дне потока. На частицы наносов, находящиеся на дне потока, воздействует гидродинамическая сила, возникающая за счет их обтекания

$$F_d = \alpha \rho \frac{u_\Delta^2}{2},$$

где u_Δ — местная скорость на высоте выступов шероховатости.

Рассмотрим воздействие потока на схематизированную в виде куба частицу, расположенную на его дне (рис. 2.1). Гидростатическое давление определяется весом столба воды над данной частицей и зависит только от его высоты, т. е. определяется энергией положения. Учитывая, что значение этого давления на лобовую грань равно давлению на тыловую, в дальнейших расчетах им будем пренебрегать, а рассматривать только избыточные гидродинамические силы, возникающие за счет гидродинамических условий обтекания частицы, т. е.

$$F_d = F - F_r,$$

где F , F_d и F_r — силы на частице соответственно полная, гидродинамическая и гидростатическая.

Возникновение динамических сил можно объяснить, в частности, искривлением траекторий струй при обтекании частицы. Как видно на рис. 2.1, на переднюю, лобовую грань частицы, расположенной на дне, поток оказывает положительное давление, а на тыловой создается вакуум. Суммарные лобовая и тыловая силы образуют силу сдвига (F_x). Между нижней гранью частицы и дном движение потока жидкости происходит за счет разности напоров на лобовую и тыловую грани. Так как давле-

ние на лобовую грань больше, чем на тыловую, то среднее давление на нижнюю грань положительно. Вследствие искривления струй, обтекающих частицу, на ее верхней грани образуется отжим потока и отрицательное гидродинамическое давление. Возникающая результирующая сила называется подъемной и направлена вверх (F_y).

Таким образом, на любую частицу, расположенную на дне потока, действуют три силы: сдвига F_x , подъемная F_y и тяже-

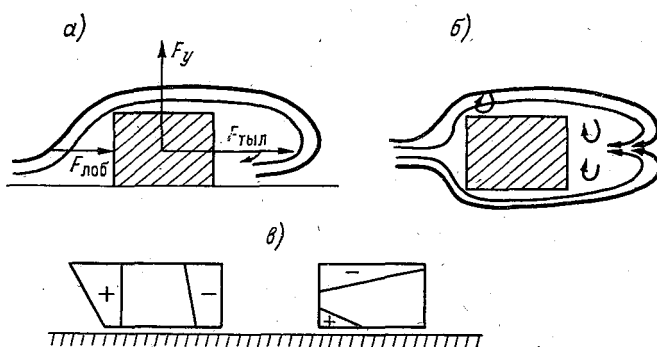


Рис. 2.1. Картина обтекания схематизированной в виде куба частицы на дне потока.

a — вид сбоку, b — вид сверху, c — схема распределения динамических сил, воздействующих на частицу.

сти G (в данном случае рассматриваются несвязные зернистые грунты, для которых силами молекулярного взаимодействия пренебрегают).

Условия устойчивости таких частиц на дне могут рассматриваться, исходя из равновесия действующих сил

$$F_x = (G - F_y)fk_1, \quad (2.6)$$

или их моментов

$$F_x l_x + F_y l_y = Glk_2, \quad (2.7)$$

где G — сила тяжести; f — коэффициент трения зерна о дно; l_x , l_y и l — плечи соответствующих сил; k_1 и k_2 — коэффициент устойчивости (при $k_i = 1$ имеем предельное равновесие, при $k_i > 1$ — неустойчивое состояние, при $k_i < 1$ — устойчивое равновесие).

Выражения (2.6) и (2.7) используются для вывода расчетных значений критических скоростей потока. В качестве примера рассмотрим вывод, предложенный Гончаровым.

Принимая в (2.7) $k_2=1$, а значения сил

$$F_x = \rho \lambda_x \alpha_x k^2 \frac{u_{\Delta}^2}{2}; \quad F_y = \rho \lambda_y \alpha_y k^2 \frac{u_{\Delta}^2}{2}; \quad G = \alpha_1 (\rho_1 - \rho) g k^3$$

и выражая плечи сил через крупность частиц (k), слагающих дно потока, $l_x = a_2 k$, $l_y = a_3 k$, $l = a_4 k$, Гончаров получает уравнение

$$\rho \lambda_x \alpha_x k^2 \frac{u_{\Delta}^2}{2} a_2 k + \rho \lambda_y \alpha_y k^2 \frac{u_{\Delta}^2}{2} a_3 k = \alpha_1 (\rho_1 - \rho) g k^3 a_4 k.$$

Объединяя постоянные (a_1 , a_2 , a_3 , a_4 , α_x , α_y , λ_x , λ_y) и обозначая их

$$\alpha_0 = \frac{\alpha_x \alpha_2 \lambda_x + \alpha_y \alpha_3 \lambda_y}{\alpha_1 \alpha_4},$$

он получает

$$\alpha_0 \frac{u_{\Delta k}^2}{2} = \frac{\rho_1 - \rho}{\rho} g k, \quad (2.8)$$

где $u_{\Delta k}$ — критическая донная скорость потока.

Заменяя донную скорость через среднюю (1.18) и принимая $\alpha = 1,25^2 \alpha_0$, Гончаров получает расчетное выражение для средней критической скорости потока

$$v_k = 1g \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{\frac{2g (\rho_1 - \rho) k}{\alpha \rho}}. \quad (2.9)$$

Коэффициент α определяется по натурным и лабораторным данным. Для нужд практики необходимо два значения критических скоростей. Первое, называемое заиляющей или несдвигающей (в терминологии Гончарова) скоростью, соответствует условию, когда частицы грунтов и наносов, находящихся на дне, подготовлены к срыву, но последний еще не происходит, т. е. в формуле (2.7) значение $k_2=1$. Второе, называемое размывающей, или срывающей критической скоростью, характеризует верхний предел критических скоростей, выше которого начинается интенсивный размыв русла. При несдвигающей скорости, как отмечает Гончаров, наибольшие пульсационные значения подъемной силы не превышают веса зерна в воде, а при срывающей скорости «средний уровень пульсационных подъемных усилий... примерно равен весу зерна в воде».

Для несдвигающей средней скорости и неоднородных грунтов ($\Delta=0,7 k_5$) Гончаров получил значение $\alpha=3,5$

$$v_H = 1g \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g (\rho_1 - \rho) k}{3,5 \rho}}, \quad (2.10)$$

а для срывающей $\alpha = 1,75$

$$v_c = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}} \quad (2.11)$$

При решении уравнений (2.6) и (2.7) разные авторы получают существенно различные формулы для критических скоростей. Приведем некоторые из формул:

1) М. А. Великанова

$$v_n = 3,14 \sqrt{15k + 0,006}; \quad (2.12)$$

2) И. И. Леви

$$v_c = 1,4 \sqrt{gk} \lg \frac{12R}{k_{10}} \text{ при } R/k_{10} > 60,$$

$$v_c = 1,3 \sqrt{gk} \left(\frac{2}{3} \lg \frac{10R}{k_{10}} + 0,8 \right) \text{ при } 10 < R/k_{10} < 40; \quad (2.13)$$

3) Г. И. Шамова

$$v_n = 4,6 \sqrt{k} \left(\frac{H}{k} \right)^{1/6}; \quad (2.14)$$

4) Е. А. Замарина

$$v_n = \alpha \sqrt[2+R]{R}, \quad (2.15)$$

где $\alpha = f(k)$, α изменяется от 0,95 до 1,15 при k от 0,5 до 1,5 см;

5) Ф. Г. Мевиса

$$v_n = 0,152k^{4/3}(\rho_1g - 1)^{0,5}; \quad (2.16)$$

6) В. С. Кнороза (для квадратичной области)

$$v_n = 1,3 \lg \left(14,7 \frac{|R|}{k^{0,75}} \right) \sqrt{gk}, \quad (2.17)$$

где R — гидравлический радиус.

В большинстве приведенных формул критическое значение скорости пропорционально $k^{0,5}$. Однако, у ряда авторов, в частности у Мевиса, критическая скорость пропорциональна k в степени, большей $1/2$, с чем нельзя согласиться.

Анализ приведенных, а также и ряда других формул, проведенный Ц. Е. Мирцхулава, показал, что результаты расчетов по ним существенно различаются между собой и что до сих пор нет ни одной вполне надежной и теоретически обоснованной формулы. Основная причина этого заключается в неполном учете факторов, обуславливающих явление. Сложный процесс трогания и перемещения частиц водным потоком нельзя объяснить только размером частиц и глубиной потока.

Дополнительный теоретический анализ и эксперименты, выполненные Ц. Е. Мирцхулава, позволили ему приближенно оценить влияние дополнительных факторов на значение критических скоростей. Основными из них, помимо крупности частиц и глубины потока, он считает:

1) уровень пульсации донных скоростей. Нередко максимальные продольные скорости превышают осредненные в точке у дна в 2 раза;

2) мелкие наносы, особенно находящиеся в коллоидном состоянии, уменьшают пульсацию скоростей, увеличивают толщину пограничного слоя, т. е. уменьшают размывающую способность потока. Одновременно взвесенесущий поток вследствие кольматации упрочняет несвязный скелет грунта, придавая ему свойства связности, повышает сопротивление размыву;

3) мелкие наносы, заполняя пространство между крупными выступами дна, определяющими расчетное значение его шероховатости, снижают ее, тем самым мелкие наносы уменьшают сопротивление дна движению потока.

С учетом этих дополнительных факторов Мирцхулава рекомендует равенство моментов сил, действующих на частицу, находящуюся на дне потока, представить вместо (2.7) в виде

$$\frac{n}{m}(F_x l_x + F_y l_y) = G l \alpha_1' + C_{\text{ун}}^n k^2 l_c \alpha_2', \quad (2.18)$$

где $n = u_{\Delta \text{ макс}} / u_{\Delta}$ — коэффициент, учитывающий увеличение усилий на частицу за счет пульсационного характера скоростей; m — коэффициент, учитывающий влияние наносов, находящихся в коллоидном состоянии; α_1' и α_2' — коэффициенты неоднородности, учитывающие соответственно неоднородность наносов и силы сцепления между частицами (для мелких зерен); $C_{\text{ун}}^n = 172 / (10^6 k)$ — усталостная прочность на разрыв для мелкозернистых грунтов природного плотного сложения (при $k > 0,25$ мм силами сцепления между частицами пренебрегают); l_c — плечо силы.

Решая уравнение (2.18) с учетом логарифмического профиля скоростей по Гончарову (1.17), Мирцхулава получает выражения для расчета критических скоростей:

$$v_n = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2m}{0,88\rho n} [(\rho_1 - \rho) g k + 2C_{\text{ун}}^n \alpha_2']}, \quad (2.19)$$

$$v_c = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2m}{0,44\rho n} [(\rho_1 - \rho) g k + 2C_{\text{ун}}^n \alpha_2']}. \quad (2.20)$$

Эти формулы являются известным шагом вперед, однако, как отмечает автор, они так же недоучитывают влияние отности. Поэтому Минводхозом для расчета неразмывающих средних скоростей потока для неоднородных по крупности не-

связных грунтов рекомендуется близкая к (2.20) формула, основанная на степенном законе распределения скоростей, но учитывающая влияние отмытки,

$$v_n = \left(\frac{H}{0,7k_s} \right)^{0,2} \sqrt{\frac{2mg}{0,40n} \frac{(\rho_1 - \rho) k_{отм}}{\rho}}, \quad (2.21)$$

где $k_{отм} = k + \frac{h_d(1-k_0)(1-p_0)}{1 - \frac{h_d}{k_s}(0,95 - p_0)}$; p_0 — ордината кривой гра-

нулометрического состава наносов, соответствующая k ; k_0 — коэффициент однородности исходного грунта.

При расчете параметров формулы (2.21) рекомендуется применять номограммы.

2.6. Критические скорости для связных грунтов

Связные грунты встречаются на земной поверхности значительно чаще, чем сыпучие (несвязные), поэтому изучение критических скоростей потока для них имеет большое практическое значение. Установить силы сопротивления связного грунта воздействию потока воды значительно сложнее, чем для сыпучих грунтов. Это обусловлено тем, что сопротивление связного грунта размыву зависит от характеристик потока (состава, свойств и степени влажности грунтов, слагающих ложа водотоков), а также от климата, зарастаемости и видов растительности, количества и качества взвешенных и донных наносов, возраста канала и способа производства работ в нем, режима его работы и других причин. Большое количество работ по исследованию процесса размыва русел, сложенных связными грунтами, выполненное отечественными и зарубежными авторами, обобщено Ц. Е. Мирцхулава в его монографии «Размыв русел и методика оценки их устойчивости». Он отмечал, что проблема расчета критических скоростей водного потока для связных грунтов далека от решения. Поэтому определение последних обычно осуществляется по нормативным таблицам. Так, в США для прямолинейных участков каналов используется таблица неразмывающих скоростей, составленная С. Фортье и Ф. Скобей (табл. 2.3). На закруглениях рекомендуется уменьшать значения скоростей примерно на 25 %.

В СССР применяют различные нормативные таблицы. В качестве примера, в табл. 2.4, заимствованной из вышеуказанной работы Ц. Е. Мирцхулава, приведены нормативные значения

критических скоростей связных грунтов, используемые в ряде зарубежных стран и различными ведомствами в СССР.

Анализ данных табл. 2.4 указывает на их несовершенство и возможность субъективизма в расчетах. Поэтому как раньше (Дж Кеннеди и др.), так и в настоящее время предлагаются

Таблица 2.3. Неразмывающая скорость течения воды в каналах после «старения» (для связных грунтов), по Фортье и Скобею, м/с

Грунт	Вода		
	без наносов	транспортирующая наносы в коллоидном состоянии	транспортирующая песок, гравий, обломки горных пород
Мелкий песок (неколлоидный)	0,46	0,76	0,46
Песчаный суглинок (неколлоидный)	0,53	0,76	0,61
Наносный суглинок (неколлоидный)	0,61	0,91	0,61
Аллювиальные наносы (неколлоидные)	0,61	1,61	0,61
Обыкновенный твердый суглинок	0,69	1,06	0,69
Вулканический пепел	0,69	1,06	0,69
Мелкий гравий	0,69	1,53	1,14
Глина среднеплотная (очень коллоидная)	1,14	1,53	0,91
Суглинок с гравием (конгломерат)	1,14	1,57	1,53
Аллювиальные наносы (коллоидные)	1,14	1,53	1,51
Коллоидные наносы с булыжником	1,22	1,68	1,53
Крупный гравий	1,22	1,83	1,98
Булыжник и щебень	1,53	1,68	1,98
Сланцевые глины, ортштейны	1,83	1,83	1,53

различные расчетные методики, основанные на учете главных факторов, определяющих значения неразмывающих скоростей.

Так, Ц. Е. Мирцхулава предлагает учитывать силы сцепления между частицами с помощью эквивалентной фиктивной плотности, равной

$$\rho_3 = \rho_1 + \frac{6C_{yn}^H}{\pi g k}, \quad (2.22)$$

где $C_{yn}^H = 0,035 C$ — предел усталости разрыва связных грунтов; C — сцепление грунта в состоянии полного водонасыщения.

Таблица 2.4. Нормативные значения неразрывающих средних скоростей для связных грунтов, м/с

Грунт	СССР (H = 1 м)			США	Франция	Венгрия (H = 1 м)
	СССР (H = 1 м)					
	Госагропром	МЭС	МПС			
Сулесть, слабый пылеватый песок	—	0,7—0,8	—	0,46—0,61	—	0,7—0,8
Средний песчаный	—	—	—	0,61—0,76	—	—
Сулесть уплотненная	—	1,0	—	0,76—0,84	—	1,0
Суглинки малоплотные	0,4—0,9	0,4	0,4	—	—	0,7—0,8
Суглинки среднелотные	0,45—1,00	0,85	0,80	0,84—0,92	—	1,0
Суглинки плотные	0,50—1,20	1,20	1,70	0,92—1,15	—	1,1—1,2
Суглинки очень плотные	0,85—1,70	1,70	1,70	—	—	—
Глины малоплотные	—	0,40	0,40	—	—	0,70
Глины среднелотные	0,55—0,90	0,85	0,85	0,92—1,15	0,5—0,7	1,2—1,4
Глины плотные	0,90—1,25	1,20	1,20	1,22—1,53	—	1,50—1,80
Лёссовые малоплотные в условиях закончившихся просадок	—	0,32	0,60	—	—	—
Лёссовые среднелотные	—	0,70	1,00	—	—	0,70—0,80
Лёссовые плотные	—	1,00	1,00	—	—	—
Лёссовые очень плотные	—	1,30	1,30	—	—	—
Глина хрупкая	—	—	—	—	0,7—0,75	—
Илистые грунты	—	0,5—0,6	—	—	—	0,20—0,35

Замена ρ_1 в формулах для расчета критических скоростей для сыпучих грунтов на ρ_a дает возможность приближенной оценки критических скоростей для связных грунтов. Например, формула Гончарова (2.10) для связных грунтов с учетом (2.22) будет иметь вид

$$v_n = \lg \frac{8,8H}{k} \sqrt{\frac{2g(\rho_a - \rho)k}{3,5\rho}} \quad (2.23)$$

Основываясь на методе расчета сооружений по предельному состоянию и используя формулы Гончарова (2.10) и (2.11) для сыпучих грунтов, Мирцхулава предложил определять критические скорости для связных грунтов по формулам:

$$v_n = \lg \frac{8,8H}{k} \sqrt{\frac{2gm}{2,6\rho n} \left[(\rho_1 - \rho)k + \frac{1,25C_{yn}^H k'}{g} \right]}, \quad (2.24)$$

$$v_c = \lg \frac{8,8H}{k} \sqrt{\frac{2gm}{1,3\rho n} \left[(\rho_1 - \rho)k + \frac{1,25C_{yn}^H k'}{g} \right]}, \quad (2.25)$$

где $k' = 1 - \alpha\sigma/C'$ — коэффициент однородности грунта; σ — среднее квадратичное отклонение; α и C' — коэффициенты, зависящие от категории сооружений.

Ц. Е. Мирцхулава отмечает, что расчетные значения критических скоростей, полученные по формулам (2.23) — (2.25), находятся в лучшем соответствии с натурными данными, чем соответствующие критические скорости, полученные по нормативным таблицам.

2.7. Связь между гидравлической крупностью и критическими скоростями

Как вытекает из анализа и сравнения формул для критических скоростей (2.12) — (2.17) и формул для гидравлической крупности, особенно при турбулентном режиме падения частиц, в них имеется много общего. Это обусловлено тем, что в обоих случаях при выводе этих формул определяющими являются силы тяжести и силы, возникающие при обтекании частиц потоком.

В качестве примера рассмотрим формулы, полученные Гончаровым,

$$\omega = \frac{1}{\varphi} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}}, \quad v_c = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}}$$

Разделив первую формулу на вторую для зерен всех крупностей, получим

$$\frac{\omega}{v_c} = \varphi / \lg \frac{8,8H}{k_5} \quad (2.26)$$

Для зерен крупностью больше 1,5 мм режим падения имеет турбулентный характер, при котором $\varphi=1$, а режим их обтекания потоком при критических и превышающих их скоростях также будет турбулентным. Поэтому формула (2.26) для этих условий будет иметь вид

$$\frac{\omega}{v_c} = 1 / \lg \frac{8,8H}{k_5} \quad (2.27)$$

Определяя значение местной скорости потока на высоте выступов шероховатости (u_{Δ}) по (1.18), получаем

$$u_{\Delta} = \frac{1,25v}{\lg \frac{8,8H}{k_5}} \quad (2.28)$$

Для критических условий потока

$$\frac{u_{\Delta c}}{v_c} = \frac{1,25}{\lg \frac{8,8H}{k_5}} \quad (2.29)$$

Учитывая, что отношение гидравлической крупности к критическим скоростям (2.26) имеет вид, близкий к отношению донных критических скоростей к средним (2.28), получим довольно простое соотношение между донными критическими скоростями и гидравлической крупностью

$$u_{\Delta c} = 1,25\varphi\omega,$$

которое указывает на однозначный характер связи между донными скоростями и гидравлической крупностью частиц.

2.8. Механизм перемещения наносов в потоке

Формы перемещения наносов в потоке исключительно разнообразны, но, к сожалению, недостаточно изучены. До настоящего времени отсутствует классификация этих форм и, что особенно важно, отсутствуют научно обоснованные критерии, позволяющие относить наносы к той или иной форме их перемещения. Большинство исследователей и различные ведомственные инструкции разделяют наносы по форме их перемещения на взвешенные и донные. К первым относятся наносы, пе-

перемещающиеся в толще потока, ко второй — в придонном слое. При определенных условиях, связанных с изменением гидравлических характеристик потока, взвешенные наносы могут переходить в донные и, наоборот, донные — во взвешенные.

Использование методов кино-фотосъемки позволило углубить наши знания в этом вопросе и установить наличие нескольких существенно различающихся между собой форм перемещения наносов в придонном слое. Последние перемещаются либо перекачиванием частиц по дну, образуя при определенных условиях донные гряды, либо сальтацией, при которой частицы, отрываясь от дна, как бы совершают прыжок, снова падая на дно несколько ниже по течению реки. Донные гряды в свою очередь имеют различные формы перемещения, что будет детально рассмотрено в следующих разделах.

Однако имеются и другие формы перемещения наносов, которые не могут быть отнесены ни к взвешенным, ни к донным. Это русловые образования (длинные гряды, побочки, осередки, меандры и др.), селевые потоки и потоки повышенной концентрации, которые рассматриваются в главе 3.

Перейдем к теории перемещения взвешенных наносов, которые образуют так называемые двухфазные потоки.

2.9. Взвешенные наносы

Отсутствие теории турбулентности жидкого потока является причиной отсутствия теории взвешивания наносов. Однако накопление сведений о структуре турбулентных потоков и построение реалистических моделей турбулентности позволило разработать достаточно обоснованные полуэмпирические теории взвешивания наносов.

Наиболее широко используемой в настоящее время как у нас в стране, так и за рубежом является полуэмпирическая диффузионная теория взвешивания наносов. Ее исходные положения были разработаны Дж. Тейлором и В. Шмидтом в 1915—1925 гг. применительно к условиям свободной атмосферы. Теория основана на идее турбулентного переноса в потоке количества движения, тепла, взвешенных и растворенных веществ. Идея Тейлора—Шмидта были использованы Маккавеевым для разработки общей теории турбулентности русловых потоков в 1930—1933 гг. На ее основе Маккавеев разработал диффузионную теорию перемещения наносов. Впоследствии более полное обоснование последней дано как самим автором, так и его учениками, особенно А. В. Караушевым.

В. М. Маккавеев и его последователи использовали для вывода уравнений турбулентной диффузии известное из физики уравнение диффузии Фика и положение теории Тейлора —

Шмидта о том, что секундный перенос растворенного в жидкости вещества $(q_s')_y$ через площадку с нормалью y выражается зависимостью

$$(q_s')_y = -\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial y}, \quad (2.30)$$

где S — концентрация вещества в жидкости; A — коэффициент турбулентного обмена.

Для взвешенных частиц гидравлической крупностью ω секундный перенос вещества через горизонтальную площадку

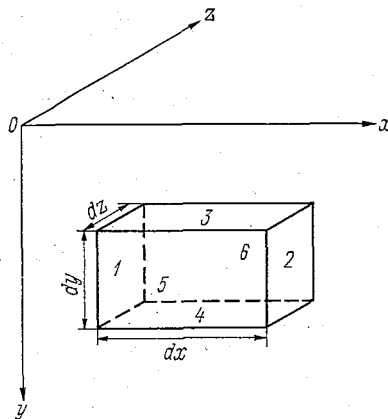


Рис. 2.2. Схема размещения граней параллелепипеда.

в результате турбулентной диффузии будет иметь такое же выражение.

Для потоков установившегося движения необходимо также учитывать частицы, выпадающие из верхних слоев потока и проходящие через площадку со скоростью, равной гидравлической крупности. Тогда суммарный секундный перенос через площадку может быть выражен в виде

$$(q_s)_y = -\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial y} + \omega S. \quad (2.31)$$

Рассмотрим вывод уравнения турбулентной диффузии (по Караушеву) для равномерного потока, характеризующегося отсутствием поперечных составляющих осредненной скорости,

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial x} = v = w = 0.$$

Выделим в потоке параллелепипед объемом $dV = dx dy dz$ (рис. 2.2) и примем допущение, что концентрация взвеси не

меняется по направлению оси z . Следует подчеркнуть, что здесь в декартовой системе координат ось y направлена от поверхности уровня вниз, а ось x — по свободной поверхности потока горизонтально в сторону осредненного течения (рис. 2.2). Номера граней обозначены на рис. 2.2 соответствующими индексами и означают величины, относящиеся к соответствующим граням.

Обозначим через q_{S_1} , q_{S_2} , q_{S_3} и т. д. единичные расходы вещества через соответствующие грани 1, 2, 3 и т. д. Перенос вещества через всю площадь грани за время dt будет $q_{S_i} df_i dt$, где df_i — площадь i -й грани. Запишем выражения единичных расходов массы вещества через все грани:

$$\begin{aligned} q_{S_1} &= -\frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 + u \left[S - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 \frac{dx}{2} \right], \\ q_{S_2} &= -\frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 + u \left[S - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 \frac{dx}{2} \right], \\ q_{S_3} &= -\frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_3 + \omega S_3, \\ q_{S_4} &= -\frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_4 + \omega S_4, \end{aligned} \quad (2.32)$$

где S — концентрация взвеси в центре параллелепипеда.

Первые члены правой части равенства выражают перенос вещества через грани параллелепипеда за счет турбулентной диффузии; вторые члены правой части первых двух равенств выражают перенос вещества осредненным течением со скоростью u через первую и вторую грани, вторые члены третьего и четвертого равенств — перенос взвешенных частиц под действием силы тяжести со скоростью, равной гидравлической крупности по нормали вниз. Компоненты переноса q_{S_3} и q_{S_4} равны нулю в соответствии с принятым допущением.

В результате переноса вещества через грани выделенного объема dV средняя концентрация вещества S в нем за время δt изменится на $\frac{dS}{dt} \delta t$, а изменение общего содержания вещества в объеме выразится следующим образом:

$$dV \frac{\partial S}{\partial t} \delta t = (q_{S_1} - q_{S_2}) dydz\delta t + (q_{S_3} - q_{S_4}) dx dz \delta t. \quad (2.33)$$

Подставляя значения q_{S_i} из (2.32) и разделив уравнение (2.33) на δt , получим

$$dV \frac{\partial S}{\partial t} = \left[\frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 - \frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 \right] dydz - \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 - \right]$$

$$-\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_2] u dx dy dz + \left[\frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_4 - \frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_3 \right] dx dz + \omega (S_3 - S_4) dx dz. \quad (2.34)$$

Допуская, что коэффициент A , значение S и производные этой величины в потоке вблизи выделенного объема dV изменяются монотонно, выражают разности величин в уравнении (2.34) следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_2 - \frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_1 &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial x} \right) dx, \\ \frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_4 - \frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_3 &= \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial y} \right) dy, \\ \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_1 - \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_2 \right] &= \frac{\partial S}{\partial x}, \\ S_4 - S_3 &= \frac{\partial S}{\partial y} dy. \end{aligned} \quad (2.35)$$

Подставляя (2.35) в (2.34) и разделив обе части уравнения на dV , получаем после преобразований следующее уравнение турбулентной диффузии:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) \right] - \omega \frac{\partial S}{\partial y}. \quad (2.36)$$

Уравнение (2.36) является частным случаем уравнения турбулентной диффузии, ибо в нем не учтен перенос вещества в поперечном направлении, т. е. вдоль оси z .

Полное уравнение, вывод которого значительно сложнее и здесь не приводится, может быть записано следующим образом:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right] - \omega \frac{\partial S}{\partial y}, \quad (2.37)$$

где

$$\frac{dS}{dt} = \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (2.38)$$

В уравнениях (2.36) и (2.37) коэффициент A в общем случае изменяется по всем координатам. Однако при решении ряда частных задач его иногда принимают постоянным. В этом случае уравнение (2.37) приводится к виду

$$\frac{dS}{dt} = \frac{A}{\rho} \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right) - \omega \frac{\partial S}{\partial y}. \quad (2.39)$$

При расчетах распространения в потоках растворенных веществ гидравлическая крупность принимается равной нулю. Тогда уравнение (2.39) записывается в виде:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{A}{\rho} \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right). \quad (2.40)$$

Диффузионная теория нашла широкое применение в расчетах для потоков равномерного установившегося движения и подтверждена как натурными, так и экспериментальными данными. В то же время она не лишена недостатков. Основными из них, как отмечает Караушев, являются: неучет влияния взвешенных частиц на структуру турбулентного потока, а также неучет взаимного влияния частиц, отсутствие учета инерции твердых частиц в пульсирующем потоке и др. Одним из наиболее крупных недостатков диффузионной теории является широкое применение коэффициента турбулентного обмена, рассчитываемого с недостаточной точностью, ввиду наличия только эмпирических формул.

М. А. Великановым была предпринята оригинальная попытка разработать «гравитационную теорию» движения взвешенных наносов. Он исходил из положения, что взвешивание и движение тяжелых частиц происходят за счет гравитационных сил потока и предполагал учитывать взаимное влияние взвешенных частиц и их влияние на структуру потока. Следует признать, что теория Великанова не доработана до конца, хотя его концепции являются оригинальными. Широкого распространения теория не получила.

В 1938 г. В. Н. Гончаровым разработана «структурная теория» движения наносов, основанная на концепции кинематической структуры потока, разработанной автором (см. п. 1.3). За счет гидродинамических условий обтекания частицы на ней создаются подъемные усилия, отрывающие частицу от дна потока. Последующее перемещение частицы вверх осуществляется основными вихрями.

Реализация этой концепции осуществляется следующим образом. В потоке в горизонтальной плоскости выделяется квадратная площадка со стороной l , через часть которой $\kappa^2 l^2$ основные вихри переносят вертикально вверх наносы концентрацией $S + \Delta S$ со скоростью v_* . Через остальную часть площадки площадью $(1 - \kappa^2) l^2$ замещающими течениями со скоростью v вниз проносятся наносы концентрацией S . Суммарный перенос наносов вверх вихрями и замещающими течениями за время δt с учетом дискретности движения вихрей и уравнения неразрывности $\kappa^2 v_* = (1 - \kappa^2) v$ будет $\kappa^3 l^2 v_* \Delta S \delta t$. За этот же период через данную площадку из вышерасположенных слоев выпадают вниз наносы концентрацией S со скоростью, равной гидравлической крупности ω , объемом, равным $l^2 \omega S \delta t$. Считая

процесс установившимся и принимая $\Delta S = l' \frac{dS}{dy}$, Гончаров получает итоговое уравнение в следующем виде:

$$\kappa^3 v_* l' \frac{dS}{dy} + \omega S = 0.$$

Здесь κ — доля числа; v_* — вертикальная составляющая скорости возмущения; l' — длина пути смещения.

Вводя ряд допущений, Гончаров получает формулы для описания профиля распределения концентрации наносов по глубине потока

$$S/S_0 = \left(1 - \frac{y}{h}\right)^{\frac{\alpha}{\varphi} \frac{v_H}{v}} \quad (2.41)$$

и средней концентрации наносов

$$\bar{S} = \frac{S_0}{1 + \frac{\alpha}{\varphi} \frac{v_H}{v}}, \quad (2.42)$$

где S_0 — концентрация наносов у дна; $h = (\alpha_1 + \alpha_2 \varphi) k \left(\frac{v}{v_H} - 1\right)$ — потолок взвешивания; α , α_1 и α_2 — постоянные.

Сильной стороной концепции является физическое обоснование процесса движения наносов вверх, т. е. против действия силы тяжести, которое Гончаров объясняет вихревыми силами. Кроме того, им введено понятие потолка взвешивания как той максимальной высоты, на которую частицы наносов могут быть подняты вихрями. Эта величина может быть меньше или равна глубине потока, что в общем подтверждается данными натурных измерений.

Используя идеи А. Н. Колмогорова о балансе пульсационной энергии потока, опубликованные им в 1942 г. применительно к однородной несжимаемой жидкости, Г. И. Баренблатт в 1955 г. разработал теорию переноса взвешенных наносов в стационарных турбулентных потоках. Теория Баренблатта имеет большое теоретическое значение, но из-за сложности определения ряда параметров применение ее для практических расчетов затруднено.

Следует отметить также фундаментальные теоретические работы Ф. И. Франкля. Он получил систему общих дифференциальных уравнений взвешенного потока, включающих уравнение неразрывности, количества движения и энергии осредненного пульсационного движения. Система уравнений, полученных Франклем, незамкнута, ибо число неизвестных (39)

превышает число уравнений (20). Как отмечает Караушев, «практическое использование даже упрощенных уравнений Франкля весьма затруднительно и требует большого количества исходных данных. Оно осуществимо для наиболее простого случая, но при этом теоретическая модель Франкля дает совпадение с моделью диффузионной теории». Теория Франкля получила дальнейшее развитие в работах Б. А. Фридмана, А. К. Дюнина и др. Теоретические модели Баренблатта и Франкля в настоящее время являются незавершенными, их изложение приводится в специальных курсах.

Таким образом, имеется несколько концепций взвешивания наносов, но наибольшее распространение в настоящее время получила диффузионная теория. По-видимому, эта проблема еще требует окончательного решения на основе разработки научно обоснованной теории турбулентности, что представляется весьма отдаленной перспективой.

2.10. Влекомые наносы

2.10.1. Общие положения

Как уже указывалось, наносы в придонном слое перемещаются влечением, т. е. перекатыванием частиц, сальтацией (прыжками) или в виде донных гряд. Характер перемещения наносов определяет сопротивление русла движению потока и в значительной степени величину их расхода.

Методы измерения расходов влекомых наносов, к сожалению, несовершенны. Кроме того, из-за низкой точности получаемой информации в последние годы на сети Госкомгидромета СССР прекращены измерения расходов влекомых наносов. Поэтому большинство разрабатываемых формул для расчета расходов наносов основано на лабораторных данных и имеет ограниченный диапазон применения. Несовершенство критериев деления наносов на влекомые и взвешенные, о чем будет сказано ниже, приводит к тому, что авторы формул обычно не оговаривают, для каких наносов они применимы.

Прежде чем выполнить анализ методов расчета расходов наносов, необходимо установить, что же они обозначают. Действительно, русловые потоки могут переносить определенное количество наносов, которые поступают в них с бассейна реки крайне неравномерно. Так, при подъеме уровней в период пропуска паводков в русло реки с бассейна смывается большое количество частиц грунтов. При этом очень часто оно превышает то количество русловых наносов, которое поток может в данный момент транспортировать. Избыток наносов в этот период откладывается в русле в основном на перекатах.

Противоположное явление наблюдается в период спада уровней, когда в русло с бассейна поступает осветленная вода. В этом случае количество русловых наносов, поступающих в русло, меньше того, которое поток может транспортировать. Поэтому недостающее их количество поток отбирает из русла, размывая его дно или берега. По-видимому, между этими двумя фазами наблюдается и такое состояние потока, когда количество наносов, поступающих с бассейна в русло реки, точно соответствует тому, которое поток может переносить. С этих позиций можно рассмотреть и другие фазы гидрологического года.

Наибольшее количество наносов, которое поток может транспортировать при заданных гидравлических характеристиках, принято называть транспортирующей способностью потока, а количество наносов, которое он переносит в данных конкретных условиях — расходом наносов. В речных потоках расход наносов, как правило, меньше или равен транспортирующей способности потока. В то же время в гидрологической литературе принято называть «формулы для расчета расходов наносов», хотя правильней назвать формулы для определения транспортирующей способности потока. С учетом этих замечаний в дальнейшем будем называть расчетные формулы, формулами для расчета расхода влекомых наносов.

В данном разделе предусматривается следующий порядок изложения материала. Сначала рассмотрим методы расчета расходов наносов, затем особенности грядового режима их перемещения, приведем основные классификации донных гряд и гипотезы их происхождения, а также выполним анализ эмпирических формул для расчета параметров гряд.

Методы деления наносов на руслоформирующие и неруслоформирующие (или влекомые и взвешенные) изложим после рассмотрения донногрядного режима их перемещения. Это обусловлено тем, что в ряде критериев такого деления используются формулы для расчета параметров гряд или критических значений скоростей, при которых происходит переход из одного режима перемещения наносов в другой.

В заключительном разделе рассмотрим влияние главных параметров потока на значение расхода наносов, а также влияние эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков на транспорт наносов в основном русле.

2.10.2. Формулы для расчета расходов влекомых наносов

Разработка методики расчета расходов влекомых наносов осуществлялась на основе трех подходов: 1) динамический, изучающий силы, действующие на частицу, находящуюся на

дне потока. Основы этого подхода были заложены французским исследователем Дюбуа и развиты как отечественными (В. Н. Гончаров, Г. И. Шамо́в и др.), так и зарубежными (А. Шоклич и др.) авторами; 2) статистический, изучающий вероятность срыва и перемещения донной частицы (Г. А. Эйнштейн, М. А. Великанов и др.); 3) методом анализа размерностей (И. В. Егизаров), этот подход фактически является вспомогательным и обычно используется только для анализа и систематизации экспериментальных данных.

В настоящее время имеется около 200 формул для расчета расходов влекомых наносов. Поэтому для упрощения анализа разделим все эти формулы и методы на четыре группы. В основу деления положим определяющий параметр. Данная классификация не является строгой, ибо формулы гидравлики позволяют перейти от одного определяющего параметра к другому, но она значительно упрощает изложение материала.

К первой группе отнесем формулы, в которых основным определяющим параметром является скорость потока. В качестве примера приведем формулы В. Н. Гончарова и И. И. Леви, основанные на лабораторных данных, и формулу Г. И. Шамова — на натуральных данных:

формула Гончарова

$$g_b = \frac{\rho_1 g (1 + \varphi)}{A} v_n k \left(\frac{v^3}{v_n^3} - 1 \right) \left(\frac{v}{v_n} - 1 \right); \quad (2.43)$$

формула Леви

$$g_b = 0,002k \left(\frac{v}{\sqrt{gk}} \right)^3 (v - v_k) \left(\frac{k}{H} \right)^{0,25}; \quad (2.44)$$

формула Шамова

$$g_b = 0,95 \sqrt{k} \frac{v^3}{v_k^3} (v - v_k) \left(\frac{k}{H} \right)^{0,25}. \quad (2.45)$$

Здесь g_b — расход влекомых наносов на единицу ширины потока; φ — параметр турбулентности; v_n и v_k — критические скорости, определяемые соответственно по формулам Гончарова, Леви и Шамова; A — постоянная, равная 880 для потоков плоского режима, и 500 — для пространственного; ρ_1 — плотность наносов.

Формула (2.43) может быть аппроксимирована в виде

$$g_b = 1,2 (1 + \varphi) v_n k \left(\frac{v}{v_n} \right)^{4,33}. \quad (2.46)$$

ВСН 01—73 рекомендует применять для подсчета расходов песчаных наносов ($0,1 \text{ мм} \leq k \leq 2 \text{ мм}$) формулу (2.45), вычисляя значение k по формуле

$$k = 0,01 \sum_1^m \alpha_i k_i,$$

где α_i — процентное содержание i -й фракции в составе донных отложений; k_i — средняя крупность i -й фракции; m — общее число фракций, на которые разделены наносы. Формулу (2.46) рекомендуется применять для более крупных, гравелистых наносов ($0,2 \text{ мм} < k < 10 \text{ мм}$).

Интересные результаты исследований доложил на III Всесоюзном гидрологическом съезде В. Е. Любимов. Используя данные натуральных измерений расходов донных наносов, перемещавшихся в безгрядной и донногрядной фазах, он выполнил расчеты по формулам (2.43) — (2.46) и пришел к следующим выводам:

а. Расчет расходов наносов по формулам (2.43) — (2.46) дает близкие натурным данным результаты. При этом формула (2.45) преуменьшает расход наносов. Формулы (2.43), (2.44) (2.46) для наносов крупностью $0,20 < k < 0,40 \text{ мм}$ дают вполне удовлетворительные результаты, но по формуле (2.44) нулевой расход наносов при малых скоростях получается тогда, когда уже наблюдается перемещение наносов, что объясняется несовершенством формулы Леви для расчета критических скоростей.

б. Для песков крупностью $k < 0,15 \text{ мм}$ формулы Шамова и Леви малопригодны, а формула Гончарова дает преувеличение.

Рассмотрим вывод формулы (2.43). В ее основу Гончаров положил уравнение

$$g_b = (h' + \delta) \frac{S_c}{S_0} S_0 v'. \quad (2.47)$$

Здесь h' и δ — высоты области взвешивания и отрыва; S_c и S_0 — средняя концентрация и концентрация наносов у дна; v' — групповая скорость перемещения наносов.

Деление потолка взвешивания ($h = h' + \delta$) на две составляющие автор осуществляет, исходя из следующих предпосылок. Область отрыва — та высота, на которую частицы наносов поднимаются сальтацией, т. е. под действием импульса силы, создаваемого за счет гидродинамических условий обтекания частицы. Область взвешивания — та наибольшая высота, на которую частицы наносов, совершившие прыжок и подхваченные вихрями, поднимаются вместе с возмущениями. В общем случае высота потолка взвешивания меньше или равна глубине потока.

Не останавливаясь на незначительных допущениях, которые автор сделал при выводе расчетной формулы отметим лишь, что высота подъема частицы получается, исходя из условия, что $v_* = \omega$, т. е. частица перемещается вверх, против

действия силы тяжести, до тех пор, пока ее гидравлическая крупность не станет равной вертикальной составляющей скорости (v_*) несущих ее возмущений. Исходя из этого условия, Гончаров получает

$$h = h' + \delta = (\alpha_1' + \alpha\varphi) k \left(\frac{v}{v_n} - 1 \right). \quad (2.48)$$

Здесь α и α_1' — параметры, зависящие только от крупности частиц.

Среднюю концентрацию наносов Гончаров определяет на основе разработанной им структурной теории по формуле (2.42). При ее выводе исходя из уравнения баланса наносов деление их на взвешенные и влекаемые не осуществлялось. В (2.42) основным расчетным параметром является концентрация наносов у дна (S_0), определение которой наиболее сложно. Это обусловлено как низкой точностью экспериментальных данных, так и сложностью и недостаточной изученностью механизма обтекания и срыва зерен на дне потока. Схематизация процессов приводит к необходимости введения некоторых дополнительных коэффициентов.

Концентрацию наносов у дна Гончаров рекомендует определять на основе установления ее зависимости от относительной скорости потока, учитывая при этом, что при $v = v_n$ срыва частиц наносов со дна не происходит

$$S_0 = f \left(\frac{v - v_n}{v_n} \right). \quad (2.49)$$

На основе анализа экспериментальных данных и ряда допущений Гончаров получает зависимость (2.49) в виде

$$S_0 = \alpha_2 \frac{v^2}{v_n^2} \left(1 + \alpha_3 \frac{v_n}{v} \right). \quad (2.50)$$

Групповую скорость перемещения наносов (v'), определяемую как скорость, с которой перемещались бы все частицы наносов от дна до потолка взвешивания, если бы они двигались с одинаковой скоростью, Гончаров рекомендует рассчитывать, исходя из следующих граничных условий. При $v = v_n$ $v' = 0$, а при $v \gg v_n$ $v' \rightarrow v$. Эти условия получены на основе анализа данных экспериментов, выполненных в различных лабораториях, в частности, экспериментов М. А. Деметьева и М. В. Печенкина в напорном трубопроводе с помощью импульсной киносъемки. В процессе экспериментов изучалось движение частиц наносов относительно несущих масс жидкости и установлено, что при увеличении турбулизации потока относительные скорости движения частиц наносов ($v_ч/v$) возрастают (где $v_ч$ — скорость движения частиц наносов).

На основе этих граничных условий и данных экспериментов Гончаров подбирает и рекомендует для расчетов v' следующее уравнение:

$$v' = \alpha_k v \left(1 - \frac{v_n^3}{v^3} \right), \quad (2.51)$$

где α_k — параметр, слабо зависящий от крупности частиц наносов.

Подставляя (2.42), (2.48), (2.50) и (2.51) в (2.47), после несложных преобразований получаем (2.43).

Таким образом, формулы для расчета расходов наносов первой группы получаются полуэмпирическим путем, а постоянные в них определяют на основе экспериментальных данных. Низкая точность исходной информации и различные допущения при выводе формул обусловили большое их количество. В первом приближении все эти формулы можно представить в виде

$$g_b = \beta (v/v_n)^{m-1} (v/v_n - 1). \quad (2.52)$$

Здесь $\beta = f(k, H)$ — обобщенный параметр; m — показатель степени, по данным различных авторов принимающий значения от 2 до 12, т. е. изменяющийся в очень широких пределах. Анализ этих формул, проведенный Н. Н. Федоровым на основе обобщения экспериментальных данных, позволил ему рекомендовать значение $m=3$.

В формулах второй группы в качестве основного расчетного параметра принята «влекущая сила потока» $\tau = \rho g H l$. Формулы этой группы широкого распространения в Советском Союзе не получили, хотя довольно часто применяются в ряде зарубежных стран. В качестве примера можно привести формулу И. В. Егiazарова

$$g_b = \alpha \rho_1 g \sqrt{l} \left(\frac{\tau - \tau_0}{\tau_0} \right), \quad (2.53)$$

где q — расход воды на единицу ширины потока; α — постоянная; τ_0 — влекущая сила потока, при которой начинается влечение наносов.

Третья группа формул основана на связи расходов наносов непосредственно с расходами воды и уклонами водной поверхности. Формулы этой группы широко распространены за рубежом, в частности, формулы Мейер — Петера, Джильберта, Чанга и других авторов. В качестве примера приведем формулы Шоклича

$$g_b = \frac{\alpha}{\sqrt{k}} I^{3/2} (q - q_0)$$

и Мейер — Петера

$$g_b = \alpha_1 I^{3/2} \left(q^{3/2} - \frac{bk}{I} \right).$$

Здесь α , α_1 и b — числовые параметры; q и q_0 — расходы воды на единицу ширины потока — бытовой и при начале движения наносов.

В четвертой группе формул определение расхода наносов осуществляется на основе статистического анализа движения отдельных твердых частиц. Так, Г. Эйнштейн в 1940 и 1950 гг., используя некоторые положения теории вероятности и считая движение влекомых частиц случайными, предложил для определения расходов их наносов два расчетных метода.

Кратко рассмотрим основные итоги и допущения, принятые в обеих работах. В них исследуется плоский равномерный поток. Влекомые частицы считаются однородными.

В первом методе Эйнштейна рассмотрена вероятность отрыва произвольно взятой на дне частицы в течение расчетного отрезка времени Δt и перемещения ее на расстояние Δl . Для вывода расчетного выражения расхода влекомых наносов рассмотрим на дне потока полосу единичной ширины. Тогда число частиц N , сорванных с этой полосы и пересекающих расчетный створ за время Δt , можно выразить через их размеры k и вероятности отрыва (η) в виде

$$N = \frac{\Delta x}{\alpha_1 k^2} \frac{\eta}{1 - \eta}, \quad (2.54)$$

где α_1 — коэффициент, учитывающий форму частицы.

Число частиц N , пересекающих расчетный створ, связано с удельным расходом воды простым соотношением

$$g_b = \frac{N \alpha_2 k^3}{\Delta t}, \quad (2.55)$$

где $\alpha_2 k^3$ — объем отдельной частицы.

Решая совместно (2.54) и (2.55), получаем

$$g_b = \frac{\alpha_2}{\alpha_1} \frac{\Delta x}{\Delta t} k \frac{\eta}{1 - \eta}. \quad (2.56)$$

Допуская $\Delta x \approx k$ и $\Delta t \approx k[(\rho_1/\rho - 1)gk]^{-0.5}$ и подставляя эти значения в (2.56), получаем

$$g_b = \alpha_3 \left[\left(\frac{\rho_1}{\rho} - 1 \right) g k^3 \right]^{0.5} \frac{\eta}{1 - \eta}. \quad (2.57)$$

Применяя гипотезу о том, что вероятность η должна быть функцией коэффициента устойчивости донных частиц $\eta =$

$=f(\psi)$, получаем

$$g_b = \varphi \left[\left(\frac{\rho_1}{\rho} - 1 \right) g k^3 \right]^{0,5}$$

Подставляя эти выражения в (2.57), получаем

$$\varphi = \alpha_3 \frac{f(\psi)}{1 - f(\psi)}$$

На основе обработки экспериментальных данных Эйнштейн получил значение $\alpha_3 = 2,17$, а $f(\psi) = e^{-0,39\psi}$. Тогда для расчета наносов получим

$$\varphi = \frac{2,17}{e^{0,39\psi} - 1} \quad (2.58)$$

При больших значениях коэффициента устойчивости $e^{0,39\psi} \gg 1$ уравнение (2.58) может быть представлено в виде

$$\varphi = 2,17e^{-0,39\psi} \quad (2.59)$$

Графики уравнений (2.58) и (2.59) приведены на рис. 2.3. Как видно на этом рисунке, в области значений $\psi > 4$ оба гра-

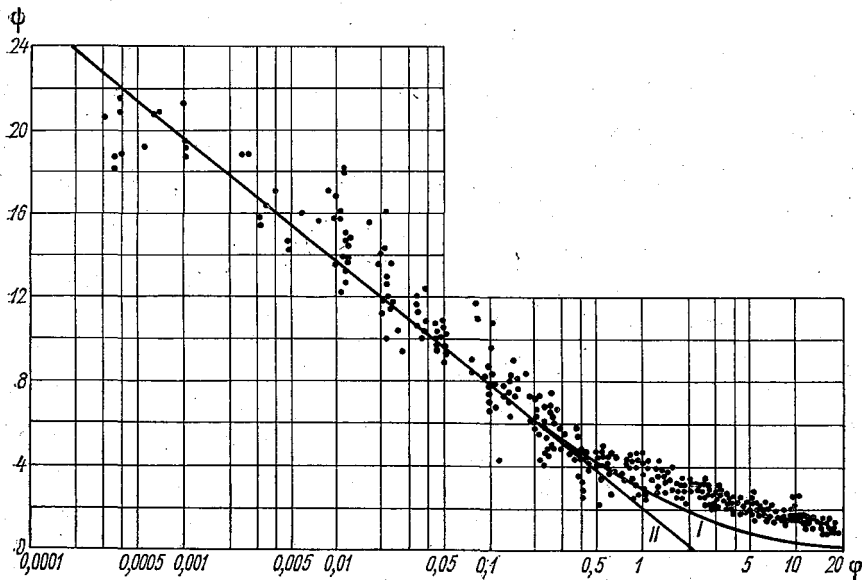


Рис. 2.3. Графики функций Эйнштейна $\varphi = \varphi(\psi)$ для однородных частиц. I — по уравнению (2.58), II — по уравнению (2.59). На графике нанесена исходная информация, полученная в различных лабораториях.

фика практически совпадают, а при значениях $\psi < 4$ (для мелких донных частиц) кривая, построенная на основе точной формулы (2.58), хотя и лучше соответствует экспериментальным данным, но все-таки существенно от них отклоняется.

К. Б. Браун, обработав опытные данные по мелким частицам, получил формулу для расхода наносов следующего вида: $\varphi = 40/\psi^3$. Эта формула дает хорошие результаты при $1 < \psi < 10$, т. е. во всей области движения наносов методом влечения и сальтации.

Второй метод Г. Эйнштейна основан на рассмотрении процесса обмена частицами между потоком и дном. Основные допущения метода следующие:

- 1) наносы однородные, дно не деформируется;
- 2) среднее число частиц, оседающих на дно N_1 и покидающих дно N_2 в единицу времени на единице площади, равны $N_1 = N_2$;
- 3) оба числа (N_1 и N_2) являются функциями вероятности (соответственно η_1 и η_2) того, что мгновенная подъемная сила превысит действующую на частицу избыточную силу тяжести. При этом принимается $N_1 \approx (1 - \eta_1)$, а $N_2 \approx \eta_2$;
- 4) отрезок времени Δt , в среднем необходимый для отрыва частицы от дна и замещения ее новой («время обмена»), определяется по формуле

$$\Delta t \sim k \left[\left(\frac{\rho_1}{\rho} - 1 \right) gk \right]^{-0.5};$$

- 5) отклонения подъемной силы от ее среднего значения подчиняются закону нормального распределения.

В итоге формула для безразмерного расхода наносов с учетом значений постоянных, полученных Эйнштейном, имеет вид

$$\begin{aligned} \varphi &= 0,023 \frac{(1 - \eta_1)}{\eta_1} = \\ &= 0,023 \left[\frac{2}{\operatorname{erf} \frac{1}{\eta_0} (0,072\beta\psi - 1) + \operatorname{erf} \frac{1}{\eta_0} (0,072\beta\psi + 1)} - 1 \right], \end{aligned}$$

где $\operatorname{erf} x$ — интеграл ошибок; $\eta \approx 0,5$ — коэффициент вариации мгновенной подъемной силы; β — функция отношения высоты выступов шероховатости к толщине вязкого подслоя. Для гидравлически шероховатого дна $\beta = 1,25$. Если неоднородность грунта значительна, то расчет расхода наносов необходимо выполнять по фракциям.

М. А. Великанов, продолживший разработку этого направления, также ограничился рассмотрением плоского равномерного потока, переносящего наносы однородного состава. На ос-

нове анализа данных экспериментов он принял допущение о наличии прямой корреляционной зависимости между высотой и длиной скачка песчинки. Разбивая непрерывный временной процесс на короткие расчетные интервалы времени, Великанов допускает, что корреляция между двумя соседними, осредненными за расчетный интервал времени величинами (пульсационными скоростями и др.) равна нулю, что не является строгим. С учетом этого допущения рассматриваются две вероятности.

Первая η — вероятность того, что произвольно взятая на дне частица в течение расчетного интервала времени будет сорвана со дна и унесена потоком, т. е. вероятность превышения силы (F) над весом частицы (P) $F \geq P$.

Вторая ε — вероятность того, что сорванная со дна в первый расчетный интервал времени частица в течение второго интервала времени не опустится на дно. М. А. Великанов считает, что ε отражает вероятность превышения вертикальной составляющей скорости (v) над гидравлической крупностью, т. е. $v > \omega$, хотя это условие, являясь недостаточным, может привести к завышению расхода наносов.

К сожалению, теория недоработана и не доведена Великановым до окончательных расчетных рекомендаций. Однако разработанные им положения, наряду с работами Эйнштейна, оказывают значительное влияние на исследования в этом направлении до настоящего времени.

В последующие годы отечественными и зарубежными авторами был предложен ряд расчетных формул, полученных на основе статистического анализа движения частиц. В качестве примера приведем формулы Доу-Го-жениа

$$g_b = 0,048k(v - v_k) \frac{\omega}{v_k} \frac{v^2}{v_k}$$

и К. И. Россинского, который учитывал наносы, перемещающиеся не только сальтацией, но и влечением по дну потока

$$g_b = \beta \rho_1 k (\alpha_1 v_b + \alpha_2 v_c).$$

Здесь $\beta \approx 0,2$; α_1, α_2 — коэффициенты, характеризующие сплошность движения частиц; v_b и v_c — скорости движения катящихся и сальтирующих частиц.

Анализ приведенных выше формул для расчета расходов наносов, полученных различными способами, показывает, что большинство из них может быть приведено к одному расчетному виду $g_b = f(v/v_k)$, что свидетельствует о достоверности предпосылок, положенных в основу их вывода.

2.10.3. Влияние различных параметров потока и русла на транспортирующую способность потока

Влияние средней скорости потока. Рассмотрим влияние различных гидравлических параметров потока, морфометрических характеристик русла и крупности частиц наносов на расходы перемещения наносов на примере формулы Гончарова (2.43). За основу примем уравнение транспорта наносов в виде (в кг/(с·м))

$$g_b = 3(1 + \varphi) v_n k \left(\frac{v^3}{v_n^3} - 1 \right) \left(\frac{v}{v_n} - 1 \right). \quad (2.60)$$

В уравнении (2.60) зависимость расхода наносов от средней скорости потока приведена в неявном виде, поэтому Гончаров, применяя аппроксимацию

$$A' = \left(\frac{v^3}{v_n^3} - 1 \right) \left(\frac{v}{v_n} - 1 \right) \approx 0,4 \left(\frac{v}{v_n} \right)^{4,33}, \quad (2.61)$$

представил уравнение (2.60) в виде

$$g_b = 1,2(1 + \varphi) v_n k \left(\frac{v}{v_n} \right)^{4,33}. \quad (2.62)$$

Точность такой аппроксимации 10—14 %.

Уравнение (2.62) и аналогичные ему, полученные различными авторами, позволяют оценить точность расчета расходов влекомых наносов в зависимости от точности определения скоростей течения.

Принимая среднюю квадратическую ошибку измерения и вычисления средней скорости потока σ_v равной 3—5 %, получаем абсолютную ошибку определения расходов наносов $|\sigma_g| = \sigma_v v \frac{\partial g_b}{\partial v}$ и относительную

$$\sigma_g = \frac{\sigma_v v}{g_b} \frac{\partial g_b}{\partial v}. \quad (2.63)$$

Определяя производную по формуле (2.62), получаем

$$\sigma_g = 4,33 \sigma_v, \quad (2.64)$$

или в более общем виде $\sigma_g = m \sigma_v$. Здесь m — показатель степени в (2.52), который различными авторами в аналогичных формулах принимается равным от 2 до 12.

Из (2.64) вытекает, что ошибка расчетов только за счет неточности измерения и расчета скорости составляет 21,6 % при $m = 4,33$. Это значение увеличивается прямо пропорционально значению m и при наибольшем его значении $m = 12$ достигает 60 %.

Влияние глубины потока. В общем случае глубина потока изменяется из-за изменения расходов воды, уклонов водной поверхности, русловых деформаций и других факторов. Ограничим рассмотрение задачи плоским потоком с недеформируемым руслом. Хотя расход воды и уклон водной поверхности, как правило, изменяются совместно, упростим задачу и рассмотрим отдельно влияние изменения глубин на расходы влекомых наносов при изменении расхода воды на единицу ширины потока (q) и постоянном уклоне водной поверхности (I), а также другую задачу о влиянии глубин на расходы наносов при изменении уклонов водной поверхности и постоянном расходе воды.

1. Таким образом, граничные условия будут: g_v , H , q — переменные, I — постоянное. Определим расходы влекомых наносов в потоке с недеформируемым руслом при двух различных глубинах, изменяющихся только за счет изменения расхода воды при постоянном уклоне водной поверхности. Найдем соотношение расходов наносов при двух расчетных глубинах

$$\frac{g_{в1}}{g_{в0}} = \frac{1,2 (1 + \varphi_1) v_{н1} k_1 (v_1/v_{н1})^{4,33}}{1,2 (1 + \varphi_0) v_{н0} k_0 (v_0/v_{н0})^{4,33}}. \quad (2.65)$$

Так как по условиям задачи крупность наносов не изменяется, то с учетом (1.3) и (2.10) получим

$$\begin{aligned} \frac{v}{v_{н}} &= \frac{4 \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{2gHI}}{\lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{3,5\rho}}}, \\ \frac{v_{н1}}{v_{н0}} &= \frac{\lg \frac{8,8H_1}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k_1}{3,5\rho}}}{\lg \frac{8,8H_0}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k_0}{3,5\rho}}}. \end{aligned} \quad (2.66)$$

Применяя аппроксимацию вида $\lg 8,8H/k_5 = \alpha (H/k_5)^{1/6}$, подставим (2.66) в (2.65) и, сократив постоянные, получим

$$\frac{g_{в1}}{g_{в0}} = \left(\frac{H_1}{H_0}\right)^{1/6} \left(\frac{H_1}{H_0}\right)^{4,33} = \left(\frac{H_1}{H_0}\right)^{2,33}.$$

Таким образом, с учетом формулы Гончарова получим, что расход влекомых наносов пропорционален глубине в степени

2.33. В более общем виде эта зависимость (без вывода) может быть представлена так:

$$\frac{g_{в1}}{g_{в0}} = \left(\frac{H_1}{H_0} \right)^{\frac{m}{2} + \frac{1}{6}}.$$

2. Рассмотрим задачу с граничными условиями: $g_{в}$, H , I — переменные, q — постоянный. Используем то же соотношение расходов влекомых наносов (2.65). Принимая $v = q/H$, с учетом (2.66) получим

$$\begin{aligned} \frac{g_{в1}}{g_{в0}} &= \left(\frac{v_{н0}}{v_{н1}} \right)^{3,33} \frac{\left(\frac{q_1}{H_1} \right)^{4,33}}{\left(\frac{q_0}{H_0} \right)^{4,33}} = \left(\frac{H_0}{H_1} \right)^{\frac{3,33}{6}} \left(\frac{H_0}{H_1} \right)^{4,33} = \\ &= \left(\frac{H_0}{H_1} \right)^{4,89} \approx \left(\frac{H_0}{H_1} \right)^5. \end{aligned}$$

Таким образом, при постоянном расходе воды и изменении уклонов водной поверхности, что часто наблюдается при впадении реки в водохранилище, нагонных явлениях и в ряде других случаев, расходы влекомых наносов обратно пропорциональны глубине в степени, близкой к пятой. Именно это является причиной интенсивного отложения влекомых наносов непосредственно при впадении рек в водохранилища.

Влияние крупности частиц наносов. Обычно при расчетах транспорта наносов используют две характерные их крупности — среднюю и крупность, определяющую шероховатость дна потока. Последняя обычно принимается как наибольшая крупность, процент которой в смеси наносов незначителен. Например, как уже указывалось, по Гончарову, принимается k_5 , т. е. процент ее в смеси, 5%; по Леви, k_{10} (10%) и др.

Рассмотрим потоки, перемещающие наносы в идентичных руслах, но с различной средней или 5%-ной крупностями. Соотношение расходов наносов в них определяется уравнением (2.65). Сократив постоянные с учетом (2.66), получим

$$\begin{aligned} \frac{g_{в1}}{g_{в0}} &= \frac{(1 + \varphi_1) \lg \frac{8,8H_1}{k_{51}}}{(1 + \varphi_0) \lg \frac{8,8H_0}{k_{50}}} \left(\frac{k_1}{k_0} \right)^{1/2} \left(\frac{k_0}{k_1} \right)^{\frac{4,33}{2}} \approx \\ &\approx \frac{(1 + \varphi_1)}{(1 + \varphi_0)} \left(\frac{k_{50}}{k_{51}} \right)^{1/6} \left(\frac{k_0}{k_1} \right)^{1,67}. \end{aligned} \quad (2.67)$$

Таким образом, расход наносов обратно пропорционален их крупности в степени 1,67. Действительно, чем больше крупность наносов, тем большие усилия поток должен затратить на

их отрыв и перемещение. Как видно из (2.67), кроме этого, расход наносов находится в прямой зависимости от параметра φ , который также зависит от крупности перемещаемых наносов.

2.11. Грядовый режим перемещения наносов

2.11.1. Общая характеристика гряд

Грядовый режим перемещения наносов — разновидность волновой формы движения, возникающей на границе двух движущихся с различными скоростями сред, имеющих как различную, так и одинаковую плотности. Примерами являются волны, возникающие на границе воздушной и водной сред, дюны и барханы — на границе твердой (песок) и воздушной сред, русловой и пойменной потоки и др.

Рассмотрим основные параметры гряд. Гряды — периодические образования, перемещающиеся вниз по течению рек с различными скоростями C_r . Основными размерами гряд являются их высота Δ_r , длина l_r и крутизна $\operatorname{tg} \alpha = \Delta_r / l_r$. Перемещение наносов в донно-грядовой их фазе характеризуется размывом верхового напорного склона гряды и намывом тылового (рис. 2.4). Как видно на этом рисунке, частицы наносов перекатываются по напорному склону гряды и, сваливаясь с вершины в область водоворотной зоны, наращивают ее тыловой склон. Таким образом, профиль гряды как бы смещается вниз по течению.

Эпюра скоростей также изменяется по длине гряды, что особенно четко прослеживается при наличии длинных гряд (рис. 2.5). Как видно на этом рисунке, эпюра скоростей как бы сжимается по мере достижения вершины гряды, а в водоворотной зоне в нижней части эпюры наблюдаются скорости обратного направления.

В плане различают два вида размещения гряд — параллельное, когда каждая из гряд следует за предыдущей, и шахматное (рис. 2.4, з). В зависимости от формы, размеров и характера перемещения донные гряды называют рифелями, барами, грядами, длинными, плоскими или перекошенными, барханами, песчаными волнами, побочными, микроформами, дюнами и антидюнами. Следует отметить, что отсутствие в специальной литературе единой общепринятой терминологии приводит к различному толкованию этих широко распространенных терминов и, как следствие, к существенным недоразумениям. Поэтому целесообразно подчеркнуть, что в дальнейшем термин «донные гряды», означающий наличие у данной формы специ-

фического грядового профиля, включает в себя любые из приведенных выше различных понятий.

Грядовый режим перемещения наносов длительное время изучается как в лабораторных, так и в натуральных условиях. Од-

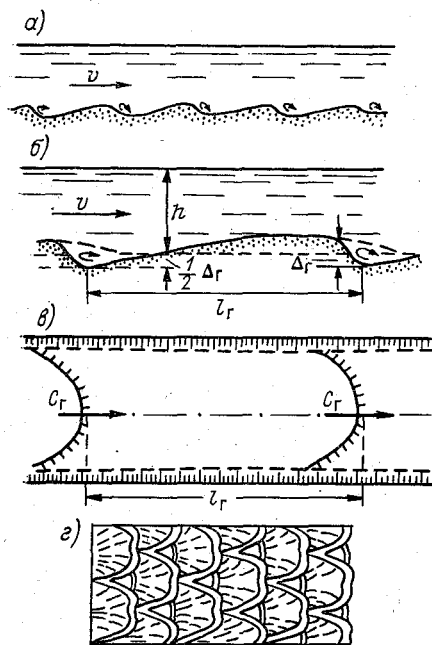


Рис. 2.4. Донные гряды.

a — продольный профиль, *б* — параметры гряд, *в* — ленточные гряды в плане, *г* — барханы.

нако до настоящего времени еще не решен ряд принципиальных вопросов. Так, Н. С. Знаменская отмечает два противоречия в проблеме изучения гряд.

1. Грядовое движение наносов хорошо изучено как в экспериментальном, так и в теоретическом планах. Разработано

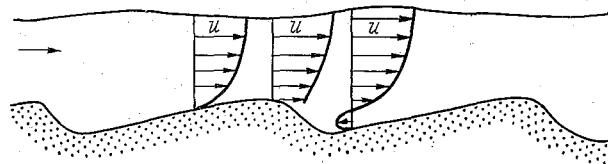


Рис. 2.5. Изменение эпюры скоростей вдоль профиля гряды.

большое количество формул, по своему содержанию отвечающих поставленным практикой задачам. Однако использование этих формул для расчета деформаций русла и гидравлических

сопротивлений часто приводит к неудовлетворительным результатам.

2. Существует два класса гряд — рифеля (микроформы) и бары (мезоформы), но нет четкой градации, какие гряды следует отнести к тому или иному типу, хотя известно, что зависимости параметров гряд от параметров потока и русла для этих двух типов часто противоположны.

Действительно, между этими двумя классами гряд имеются принципиальные различия как по соотношению их размеров с размерами руслового потока, так и по их воздействию на скоростное поле последнего. Рифеля, у которых отношение длин к высоте от 1,5—2,0 до 11—12, а высота на много меньше глубины потока, относятся к микроформам и не оказывают существенного влияния на скоростное поле потока, хотя резко (в 2—7 раз) увеличивают сопротивление русла движению потока по сравнению с зернисто-шероховатым дном. Гряды этого класса в специальной литературе имеют и другие названия.

Ко второму классу относят гряды, размеры которых соизмеримы с размерами потока. Их длина может достигать нескольких ширин русла, а высота — до 0,3—0,5 глубин потока. Отношение длины к их высоте значительно больше, чем для первого класса гряд и может достигать нескольких десятков, а иногда и сотен. Гряды этого класса, имеющие также многочисленные названия, в частности, мезоформы, оказывают существенное влияние на скоростное поле потока, фактически они формируют его.

Исходя из этого, рассмотрим основные результаты натуральных и лабораторных исследований донно-грядового режима перемещения наносов.

2.11.2. Натурные и лабораторные исследования

Основными задачами натуральных и лабораторных исследований являлось вскрытие причин образования различных видов донных гряд, установление расчетных зависимостей между их характеристиками и гидравлическими параметрами потоков, а также выявление закономерностей, определяющих увеличение сопротивлений движению потоков при возникновении донных гряд. Именно этим целям и были посвящены обширные лабораторные и натурные исследования, выполнявшиеся в течение продолжительного времени как в Советском Союзе, так и за рубежом. Детальный их обзор выполнен Знаменской в ее монографии «Донные наносы и русловые процессы».

Рассмотрим основные итоги этих исследований. Работы раннего периода в основном были направлены на получение рас-

четных зависимостей между параметрами гряд, характеристиками русел и наносов и гидравлическими характеристиками потоков. В качестве примера можно привести одно из первых экспериментальных исследований, работу Хамана, получившего в 1912 г. эмпирическую зависимость длины гряд от характеристик русла и потока

$$l_r = f(H, v, k, \rho_1, \rho).$$

Исследования более позднего периода наряду с получением эмпирических зависимостей между параметрами гряд и характеристиками потоков были направлены на вскрытие физической сущности и причин образования гряд. В этих экспериментах применялись более совершенные приборы и методы, в том числе — метод фото-киносъемки. Такие исследования проводились в Советском Союзе (ГГИ, МГУ, ВНИИ гидромеханики АН УССР и др.) и за рубежом.

Помимо экспериментальных, в последние годы стали довольно широко применяться натурные исследования как экспедиционные, основанные на наземных съемках и аэрофотосъемках, так и стационарные. Особенно интересные результаты получены в ГГИ на специализированной русловой станции на р. Полометь.

Этот этап исследований характеризуется переходом от плоской, одномерной задачи к пространственной, к вскрытию закономерностей механизма образования донных гряд, разработке различных их типизаций и направлением усилий на получение методов расчета сопротивлений при донно-грядовой фазе перемещения наносов. В результате анализа данных лабораторных и натурных экспериментов было предложено большое количество эмпирических формул для расчета различных параметров гряд. К сожалению, диапазон применимости этих формул ограничивался диапазоном изменения параметров потока и гряд, наблюдавшимся в процессе экспериментов. Применение этих формул за пределами указанного диапазона приводило к неудовлетворительным результатам.

Такое положение вызвало необходимость изучения четырех основных вопросов грядового режима перемещения наносов: типизации гряд, их происхождения, методов расчета сопротивлений движению потоков в руслах с донно-грядовым режимом перемещения наносов и разработки расчетных зависимостей параметров гряд от характеристик русел и потоков в них.

Почти все лабораторные исследования выполнялись при стационарном режиме движения потока. В естественных условиях процесс формирования гряд происходит значительно сложнее. Это обусловлено как нестационарностью паводочного режима, большей инерционностью изменений параметров гряд по сравнению с жидким стоком, нарушением баланса между

поступлением частиц грунтов и наносов в реки и их транспортирующей способностью, так и рядом других причин (изменением крупности и состава наносов и др.). В естественных условиях обычно наблюдается очень сложный процесс формирования гряд: их рост и срабатывание, переход из одной формы в другую, возникновение иерархии гряд и изменение их расположения в плане.

К сожалению, исследований формирования гряд в нестационарных условиях крайне мало из-за исключительной сложности техники наблюдений за грядами при неустановившемся режиме. Рассмотрим итоги таких исследований на примере наблюдений ГГИ на р. Полометь, находящейся в бытовом режиме, и на р. Волге в нижнем бьефе Куйбышевского гидроузла, где исследования выполнялись ГГИ и Гидропроектом.

На р. Полометь участок наблюдений располагался в начале напорного склона переката. Измерения на нем выполнялись при прохождении кратковременного (10 сут) летнего паводка, высота подъема уровня при этом составила только 14 см, и весеннего половодья, продолжительностью 30 сут и высотой подъема уровня 1,7 м. Характер переформирования гряд в этих двух случаях существенно различен, что, помимо высоты и продолжительности паводков, объясняется изменением крупности и расходов наносов и интенсивностью паводков.

В летний период, несмотря на незначительную высоту и продолжительность паводка, наблюдалась существенная перестройка гряд. Их высота изменялась значительно быстрее, чем длина, что вызвало большие изменения крутизны гряд, а следовательно, и сопротивления движению потока. Так, высота гряд росла почти синхронно с увеличением уровня воды (рис. 2.6). Длина гряд возрастала только в первый момент появления волны паводка, а при дальнейшем увеличении уровня воды она уменьшалась и вновь увеличивалась на пике и в начале спада паводка. На определенной фазе спада (рис. 2.7) увеличение длины гряд прекращалось и они снова уменьшались при снижении уровня воды. По данным ГГИ в конце спада, при достижении уровнем начального положения, и высота (в 3 раза), длина (в 1,5 раза) превышали размеры гряд в предпаводочный период.

Такой асинхронный характер изменения высоты и длины гряд при пропуске половодья вызывает существенное изменение их крутизны. Изменяющаяся крутизна гряд отражает принцип саморегулирования потоком шероховатости дна, т. е. его сопротивления движению потока. Средняя крупность донных частиц в период прохождения паводка практически оставалась неизменной.

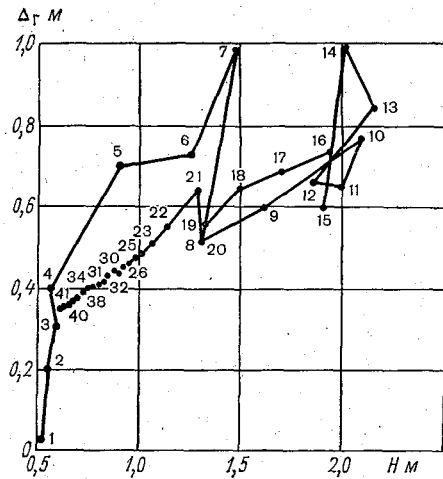


Рис. 2.6. Связь высоты гряд с глубиной потока в половодье на р. Полонети.

Точки 1-11 — соответствуют наблюдениям в период подъема уровней, точки 12-41 — в период спада.

При пропуске весеннего половодья примерно до половины высоты его подъема длина, высота и крутизна гряд увеличивались с ростом уровня воды. На пике половодья высота гряд резко (в 2 раза) уменьшилась, их длина в 2 раза увеличилась, а крутизна уменьшилась также в 2 раза. В начале спада уровня высота гряд вновь достигла максимального значения, а затем с падением уровня стала уменьшаться вместе с длиной гряд. В момент наступления меженных уровней и длина, и высота гряд превосходили начальные размеры в несколько раз. Это свидетельствует о том, что гряды на спаде снижают свои размеры медленнее, чем увеличивают на подъеме, и меженный поток застаивается в русле грядовые образования, не соответствующие его скорости и глубине. Это служит одной из причин ошибок при использовании натуральных данных для вывода расчетных формул зависимости параметров гряд от определяющих факторов в стационарном потоке. В период прохождения

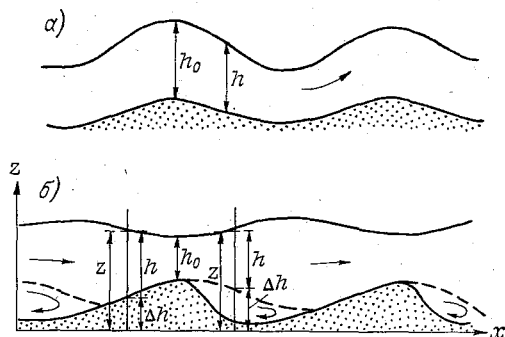


Рис. 2.7. Антидюны и гряды. Положение поверхности и дна потока.

а — при $Fr > 1,0$; б — при $Fr < 1,0$.

весеннего половодья (в противоположность летнему паводку) наблюдалось изменение скоростей крупности и состава донных наносов, а также значительно колебалось и соотношение транспортирующей способности потока и количества наносов, поступающих в русло реки с ее бассейна.

Более сложным является процесс формирования гряд на участках рек, расположенных в нижних бьефах ГЭС и находящихся под воздействием попускового режима их работы. При этом вода, поступающая из водохранилища, обычно лишена наносов.

Рассмотрим характер переформирования гряд на основе данных наблюдений, проведенных на участке русла, расположенного в нижнем бьефе Куйбышевской ГЭС и сложенного среднезернистыми песками с 10—15 %-ным включением мелкого гравия. На этом участке наблюдались две системы гряд: ленточные гряды, или мезоформы, высота которых измеряется метрами, а длина — сотнями метров, и обычные гряды, или микроформы, высота которых составляет десятки сантиметров, а длина — десятки метров. При суточном регулировании амплитуда колебаний уровня достигала 3 м. Время подъема уровня составляло 2—3 ч, а время спада — 3—4 ч. В период подъема высота и длина гряд в целом увеличивались, а в период спада — уменьшались. При этом увеличение длин гряд происходит значительно медленнее, чем возрастание их высоты, что приводит к увеличению крутизны гряд. Однако в период пуска отмечены различные отклонения от этой общей закономерности, в частности, наблюдались незакономерные колебания уровней воды с амплитудой до 1 м и незначительная сработка гряд в период подъема уровня.

Максимальные размеры гряд из-за их инерционности несколько смещены по времени относительно пика паводка на ветвь его спада. Уменьшение размеров гряд в период спада уровня происходит медленнее, чем их увеличение в период подъема. Это приводит к тому, что при быстром спаде уровня гряды не успевают размываться и при минимальных уровнях воды на 10—25 % превышают их первоначальные размеры.

При недельном регулировании стока периодические изменения размеров гряд аналогичны их изменениям при суточном регулировании. Однако из-за больших амплитуд уровня колебания размеров гряд будут более значительными. Разность между максимальными и минимальными размерами высот гряд достигает 40—50 %, а длин — 20—30 %.

Вторая особенность явления состоит в накоплении к концу рабочей недели суточных приращений размеров гряд, которые возникают из-за различия интенсивностей подъема и

спада уровней между соседними паводками. Как правило, в течение первого нерабочего дня недели гряды восстанавливают свои первоначальные размеры.

Наибольшая перестройка гряд происходит в период пропуска половодья через гидроузел. В среднем для участка нижнего бьефа при повышении уровня воды размеры гряд растут. Например, при пропуске паводка высотой 5,5 м средняя высота и длина гряд увеличились соответственно в 1,5 и 3,3 раза. Однако на разных фазах половодья и различных морфологических участках интенсивность изменения размеров гряд может существенно отклоняться от средних данных. Так, при интенсивных увеличениях уровней воды гряды смыываются, что, по-видимому, объясняется отсутствием или недостаточным количеством наносов, поступающих с водой из водохранилища.

Таким образом, процесс переформирования гряд в нижних бьефах ГЭС при резко выраженном неустановившемся движении воды существенно отличается от такового при движении паводков на незарегулированных реках.

2.11.3. Классификация донных гряд

Классификации донных гряд имеют большое теоретическое и практическое значение. Действительно, научно обоснованная классификация донных гряд окажет значительную помощь в решении проблемы вскрытия закономерностей их формирования и получения надежных зависимостей характеристик гряд от параметров потока и русла.

Не рассматривая многочисленные типизации гряд, предложенные различными отечественными и зарубежными авторами, обратимся лишь к последним из них, отражающим современное состояние этой сложной и к настоящему времени нерешенной проблемы. Исключение сделаем для одного из ранних предложений К. И. Россинского и И. А. Кузьмина, которые еще в 1947 г. положили в основу классификации скорость потока и относительную ширину русла (B/H). В зависимости от этих параметров ими выделено три типа донных гряд: барханный, шахматный и рельеф с параллельными грядами. Хотя в этой классификации не учтены некоторые параметры потока и русла (крупность наносов, режим потока и другие), определяющие типы гряд, но в ней уже были заложены основы научного подхода к разработке теории формирования и перемещения гряд.

Следующим шагом вперед явились классификации, разработанные в 1954 г. В. Н. Гончаровым и в 1963 г. Дж. Кеннеди. Оба автора предложили практически близкие классификации (имеются только особенности терминологии).

Ими выделены следующие фазы перемещения наносов: первая безгрядная фаза $v_n < v < v'$;

донно-грядная фаза $v' \leq v < v''$;

срабатывание гряд $v'' \leq v < v'''$;

вторая безгрядная фаза $v \geq v'''$;

антидюны, движущиеся вниз по течению $Fr > 1,0 \div 1,5$;

антидюны, движущиеся вверх по течению $Fr > 1,0 \div 1,5$.

Эта типизация требует некоторых пояснений. В качестве основных критериев в ней приняты средние скорости потока, число Фруда Fr и крупность насосов. Так, при скоростях $v > v_n$ начинается перемещение наносов (влечение или сальтация). Донные гряды (Гончаров применяет этот термин ко всем формам перемещения наносов в донно-грядовой фазе) возникают при средних скоростях, равных первой критической скорости

$$v' = 2,5v_n \left(\frac{k_5}{H} \right)^{1/12}. \quad (2.68)$$

При дальнейшем увеличении скоростей потока наблюдается увеличение размеров гряд и скоростей их перемещения. Наибольшего развития гряды достигают при второй критической скорости $v'' = 0,25v' + 0,75v'''$. При этом донные наносы перемещаются по напорному склону гряды, сваливаясь с ее вершины в подвалье. Это приводит к размыву напорного склона и к отложению наносов на тыловом склоне гряды.

Таким образом, практически все частицы перемещаются при смещении профиля гряды вниз по течению реки. Однако при достижении второй критической скорости (v'') некоторые частицы переносятся через водоворотную зону и поступают непосредственно на напорный склон следующей гряды. Количество частиц, поступающих на формирование ее тылового склона, оказывается недостаточным, что приводит к срабатыванию вершины гряды и образованию усеченных гряд. Вместо вершины на таких грядах образуется горизонтальная площадка, размеры которой по мере срабатывания гряд увеличиваются. И, наконец, при достижении третьей критической скорости (v''') гряды полностью срабатываются

$$v''' = 2,5v_n (H/k_5)^{1/12}. \quad (2.69)$$

При этом режиме (от v'' до v''') расход наносов состоит из двух составляющих: расхода наносов за счет перебрасываемых (сальтирующих) зерен и расхода наносов в донно-грядовой фазе. При скоростях $v'' \geq v'''$ перемещение наносов происходит во всей толще потока в виде пульсы — это вторая безгрядная фаза их перемещения. Такой характер перемещения наносов наблюдается при числах Фруда, меньших критического значения. При числах Фруда больше критического значения

в потоке возникают антидюны, представляющие собой образования, близкие по форме к треугольнику. Эти образования встречаются в натуральных условиях довольно редко и отличаются от гряд тем, что у них размывается тыловой склон, а частицы наносов с него переносятся на напорный склон ниже расположенной гряды. Поэтому профиль гряды перемещается вверх по течению, хотя сток наносов осуществляется вниз по течению. Такой характер перемещения профиля, противоположный перемещению профиля обычной гряды, и послужил причиной названия — антидюны. Антидюны присущи бурным, в основном горным, потокам. При этом режиме фазы потока и гряд по длине совпадают, а при движении обычных гряд они находятся в противоположных фазах (см. рис. 2.7).

Сильной стороной этой классификации является введение параметра F_r , позволившее разделить все виды перемещения наносов на две группы: гряды и антидюны. Однако в таких классификациях, основанных на данных лабораторных наблюдений, также имеется ряд недостатков. Так, рассматривается только плоская задача, недоучитывается влияние крупности наносов и разновидностей гряд. Отсутствует деление их на две принципиально различные группы: микро- и мезоформы.

В 1971 г. Кеннеди, обобщив данные наблюдений донных форм в лаборатории и натуре, разработал новую классификацию донных гряд (табл. 2.5). В этой таблице отсутствует безгрядная форма перемещения наносов, предшествующая образованию донных гряд. Важным в этой классификации является введение некоторых количественных характеристик для трех типов гряд. Однако отдельные виды гряд, в частности дюны, охарактеризованы им недостаточно четко. В классификации Кеннеди имеется принципиальная разница между рифелями и барами (размеры последних сравнимы с размерами русла), но принципиальной разницы между рифелями и дюнами нет.

Оригинальную классификацию предложила Н. С. Знаменская (рис. 2.8). В основу этой типизации она положила число F_r , гидравлическую крупность, скорость движения донных гряд и характеристику формы сечения (V/H). Как видно на рис. 2.8, Знаменская выделила семь форм перемещения наносов. В этой классификации имеются как общие, с предложенной Гончаровым классификацией, формы, так и дополнительные, т. е. классификация Знаменской отличается большей детализацией. В частности, ею осуществлен переход от плоской задачи к пространственной (рифеля, перекошенные гряды и др.). К сожалению, зависимость, приведенная Знаменской (на рис. 2.8), недостаточно обоснована экспериментальными данными (натурными и лабораторными). Как показали дополнительные исследования, приведенные в ГГИ, расчетные кривые проведены недостаточно корректно.

Таблица 2.5. Донные формы, по Кеннеди

Форма дна	Размеры	Форма гряд	Поведение
Рифеля	Длина меньше чем 30 см, высота меньше чем 3 см	Главным образом треугольная с единым слаборазличимым верхним уклоном и уклоном нижней грани, близким к углу откоса. Главным образом короткогребневые и 3-размерные	Двигаются вниз по течению со скоростью $C_r < v$. Вообще не встречаются в наносах крупнее чем 0,6 мм
Бары, мезоформы	Длина сравнима с шириной русла. Высота сравнима со средней глубиной потока	Профиль подобен рифелям. Новые формы различны	Четыре типа баров: 1) точечные, 2) чередующиеся, 3) поперечные, 4) притоковые (конусы выноса). Рифеля могут быть на них
Дюны, гряды (грядичные гряды)	Длина и высота больше, чем у рифелей и меньше, чем у баров	Подобны рифелям	Верхний откос может быть покрыт рифелями. Смещаются вниз как рифеля
Переходная область	Изменяется в больших пределах	Дюны с низкими высотами как переход к гладкой фазе	Значительно изменяются
Гладкая фаза	—	—	Форм нет. Может отсутствовать для некоторого ряда H и v
Антидюны	Длина $2\lambda v^2/g$, высота зависят от H и v	Почти синусоида в профиле, длина на гребня соизмерима с длиной волны	В фазе с гребнем волны. Двигается вверх по течению или вниз или стоит на месте, зависит от свойств потока

Исходя из приведенного, следует признать попытку типизации донных гряд, выполненную Знаменской и заключающуюся в переходе от плоской задачи к пространственной (перекошенные гряды и пр.), перспективной. Однако реализация этой попытки является недостаточно обоснованной и нуждается в со-

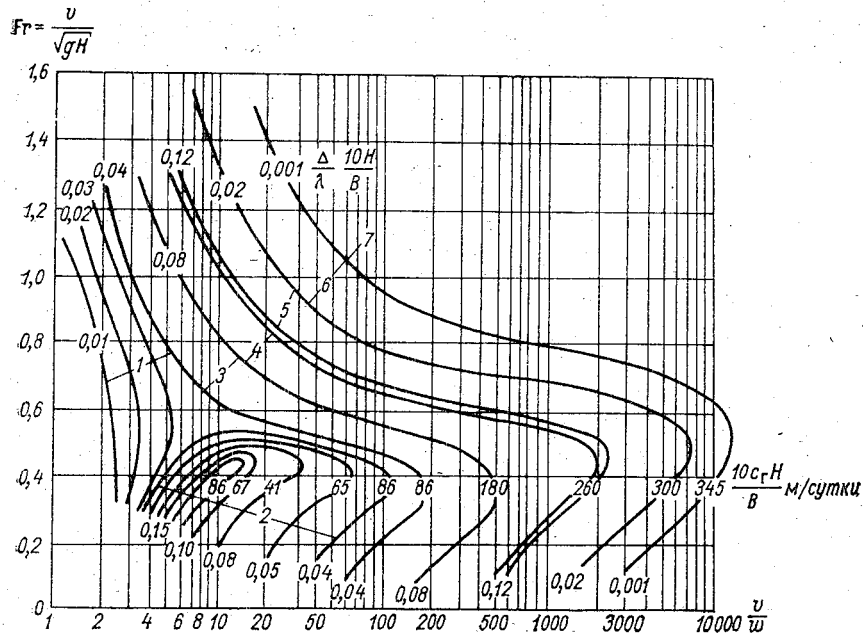


Рис. 2.8. Классификация гряд, по Н. С. Знаменской.

1 — плоские гряды (бары) при начале движения наносов, 2 — рифеля (микроформы), 3 — перекошенные гряды (бары), 4 — крутые гряды (бары), 5 — смыв гряд (перекошенные гряды, плоские гряды), 6 — гладкая фаза, 7 — антидюны.

вершенствовании на основе большего объема исходной, особенно натурной информации.

Значительным шагом вперед является классификация, разработанная Н. Е. Кондратьевым на основе принципа дискретности. Н. Е. Кондратьев разделил русловые формы на два класса (два структурных уровня) — микро- и мезоформы. Это отражает необходимость выделения двух классов гряд независимо от того, получены они в лабораторных или натуральных условиях. Тем самым признается факт, что гряды, полученные в лаборатории и в природе, должны подчиняться одним и тем же закономерностям. Однако недостатком этой типизации является то, что все лабораторные гряды Кондратьевым отнесены к одному классу.

Таким образом, у всех классификаций имеются недостатки. Поэтому разработка более совершенной классификации является делом ближайшего будущего.

2.11.4. Происхождение донных гряд

Научно обоснованная теория происхождения и формирования донных гряд может быть создана только на основе теории турбулентности, разработка которой является делом будущего. Однако уже в настоящее время имеется ряд гипотез, трактующих причины возникновения и образования донных гряд. Наиболее сложной их частью является теоретическое обоснование периодичности гряд.

В последние годы довольно четко сформировалось мнение о том, что причины возникновения различных классов донных гряд—микроформ (рифелей) и мезоформ (баров)—существенно различны. В то же время ряд исследователей считает эту точку зрения неверной.

Рассмотрим основные концепции, трактующие причины возникновения донных гряд класса рифелей. Так, Знаменская на основе анализа опубликованных работ выделяет четыре точки зрения по поводу основной причины их происхождения: 1) макротурбулентность руслового потока; 2) возмущающее действие микрошероховатости; 3) периодические автоколебательные процессы в русловых потоках; 4) струйность течения, вызываемая касательными напряжениями на дне потока. Конечно, такое деление является условным, и между отдельными концепциями имеется много общего. Однако данная систематизация полезна, так как помогает более четко вскрыть основные достоинства и недостатки этих концепций. Поэтому сначала рассмотрим физические основы каждой из концепций на примере предложений отдельных авторов, а затем выполним анализ их основных положений.

М. А. Великанов, основываясь на разработанной им теории макромасштабной турбулентности, предложил считать ее основной причиной образования донных гряд. Однако его концепция, как впрочем и ряд последующих предложений отечественных и зарубежных исследователей, не объясняла двух важных положений: периодичности и асимметричности донных гряд. В дальнейшем разработка этой концепции осуществлялась рядом авторов, сумевших существенно ее усовершенствовать. Одним из последних и наиболее совершенных является исследование К. В. Гришанина, положившего в основу своих разработок метод малых колебаний.

Весь процесс образования донных гряд (рифелей) он разделил на три стадии. Первая стадия ограничивается рамками

одного цикла макромасштабных колебаний. Работа потока за это время сводится к перераспределению песчинок внутри движущегося слоя: сгущению их на участке будущего гребня и разрежению в области впадин. Обратное влияние деформаций дна на скоростное поле потока пренебрежимо мало. На второй стадии зародившаяся песчаная волна подвергается повторному воздействию новых вихревых индивидуумов. На этой стадии воздействие песчаных волн на скоростное поле потока более существенно. Третья стадия характеризуется движением волн установившегося профиля. Дно оказывает значительное воздействие на скоростное поле потока.

Рассмотрим более детально концепцию Гришанина, считающего, что, если возмущения определяют величину и форму дон-

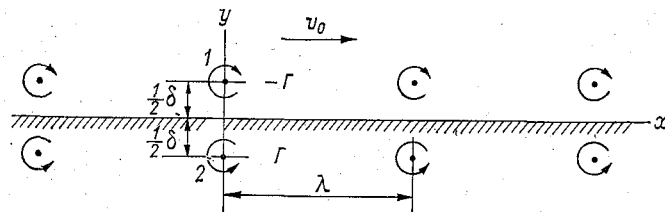


Рис. 2.9. Схематическое изображение цепочки турбулентных вихрей, по Гришанину.

ных гряд, то и параметры гряд должны соответствовать параметрам потока и русла. Это свойство системы поток — русло он назвал избирательной способностью. Использование в методе малых возмущений модели потенциального движения приводит к получению симметричного синусоидального профиля рифелей, существенно отличного от асимметричного профиля, наблюдаемого как в лабораторных, так и в натуральных условиях.

Принимая в отличие от этого допущение о том, что в потенциальном потоке на дне движется цепочка турбулентных периодических вихрей (рис. 2.9), Гришанин предложил решение, позволяющее получить асимметричную форму донных гряд.

В начальный момент времени $t=0$ дно принимается плоским. Ось x направляется вдоль потока, а ось y — от дна вверх. Движение жидкости определяется однородным течением со скоростью v и течением, возбуждаемым вихревой цепочкой у дна. Комплексный потенциал суммы двух течений описывается формулой

$$F(z) = vz + \frac{\Gamma}{2\pi i} \ln \frac{\sin \frac{\pi}{\lambda_0} (z - z_2)}{\sin \frac{\pi}{\lambda_0} (z - z_1)}. \quad (2.70)$$

Здесь z_1 и z_2 — комплексные координаты реального и отраженного вихрей 1 и 2, принимаемые за основные; Γ — модуль интенсивности вихрей; v — скорость потока; λ_0 — расстояние между центрами вихрей; i — мнимое число.

Из (2.70) Гришанин получает формулу для расчета скорости на линии дна

$$v(x, 0, t) = v - \frac{\Gamma}{\lambda_0} \frac{\operatorname{sh} \frac{\pi \delta}{\lambda_0}}{\operatorname{ch} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} - \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} (x - c_v t)}, \quad (2.71)$$

где δ — размер вихря.

Из (2.70) посредством дифференцирования получаем $z' = x' + iy'$, где $x' = x - c_v t$, $y' = y$ — координаты, перемещающиеся вместе с вихрями; $c_v = v - c$ и c — скорости вихрей соответственно относительно дна и потока жидкости.

Для определения деформаций дна русла, производимых потоком, движущимся со скоростью $v(x, 0, t)$, Гришанин использует уравнение деформации в виде

$$\frac{\partial g_b}{\partial x} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial z}{\partial t} = 0. \quad (2.72)$$

Здесь z — отметка дна; ε — коэффициент, учитывающий пористость грунтов. При этом расход наносов в начальный период деформаций дна принимается пропорциональным первой степени скорости

$$g_b = m(1 - \varepsilon) k(v - v_k). \quad (2.73)$$

Здесь m — коэффициент, v_k — критическая средняя скорость потока. Это допущение недостаточно согласуется с последними исследованиями по транспорту наносов. В частности, В. К. Дебольский получил для малых значений относительных скоростей потока $1,0 < v/v_n < 2,0$ пропорциональность расхода наносов скорости потока в степени, примерно равной 12.

Как уже указывалось, для первой стадии деформаций Гришанин пренебрегает влиянием рельефа дна на скоростное поле потока, что позволяет принять значение скорости на линии дна (2.71) для расчета расхода наносов по (2.73) и получить

$$\frac{mk}{1 - \varepsilon} \frac{2\pi\Gamma}{\lambda_0^2} \frac{\operatorname{sh} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} \sin \frac{2\pi}{\lambda_0} (x - c_v t)}{\left[\operatorname{ch} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} - \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} (x - c_v t) \right]^2} + \frac{\partial z_0}{\partial t} = 0. \quad (2.74)$$

Интегрируя (2.74) с учетом (2.71) и (2.73) по t при $z_0(x, 0) = 0$ и заменяя z_0 через y_0 , Гришанин получает уравнение мгновенного профиля дна для малых значений t

$$\frac{1-\varepsilon}{m} \frac{\lambda_0 c_v}{\Gamma} \frac{y_0}{k} = \text{sh} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} \left[\frac{1}{\text{ch} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} - \cos \frac{2\pi x}{\lambda_0}} - \frac{1}{\text{ch} \frac{\pi \delta}{\lambda_0} - \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} (x - c_v t)} \right]. \quad (2.75)$$

Это уравнение и является расчетным для построения мгновенных профилей дна. В качестве примера на рис. 2.10 приве-

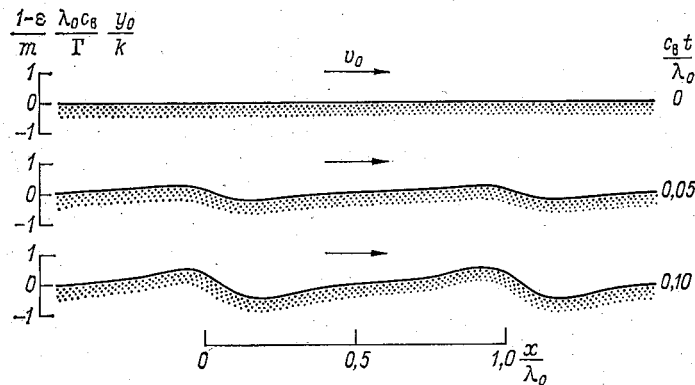


Рис. 2.10. Схематическое изображение процесса образования гряд под действием цепочки вихрей.

дены три профиля дна для различных моментов времени. Как видно на этом рисунке, по методике Гришанина расчетные профили гряд являются асимметричными, что обусловлено особенностями распределения скоростей около расчетных вихрей.

Таким образом, теория Гришанина, являющаяся дальнейшим развитием теории возникновения донных гряд, основанной на концепции макромасштабной турбулентности, устраняет по крайней мере один ее существенный недостаток и позволяет рассчитывать рифеля асимметричного профиля.

Однако эта теория также не лишена недостатков. Основными из них являются недостаточная обоснованность периодичности расположения вихрей в потоке и то, что она разработана только для плоского потока. В то же время данные экспериментов показывают, что рифеля — резко выраженные

пространственные образования, обычно располагающиеся на дне потоков в шахматном порядке.

Вторая концепция объясняет причины возникновения донных гряд наличием на дне микровыступов, оказывающих на поток возмущающее воздействие. Этой концепции придерживаются как отечественные (В. Н. Гончаров, Б. А. Шуляк и др.), так и зарубежные исследователи (С. Ялин и др.). Однако эта концепция не объясняет, почему возмущающее действие выступов в две-три песчинки является причиной одновременного появления рифелей на всем дне. Она также не объясняет, почему рифеля являются периодическими структурами.

Третья концепция, разработка которой осуществлялась В. М. Маккавеевым и А. Н. Ляпиным, основана на малоизученном явлении автоколебательных движений в русловом потоке.

В. М. Маккавеев в качестве основной идеи использует периодичность гидродинамических процессов и решает задачу на основе уравнения движения потока. В дальнейшем эта идея разрабатывалась А. Н. Ляпиным, который в качестве основы использовал наличие автоколебательных движений в потоке и получил выражение для изменяющихся по времени профилей гряд. Эта концепция, являясь оригинальной, не вскрывает причину возникновения автоколебательных движений в русловых потоках, а следовательно, и причину периодичности донных гряд.

Другая разновидность этой концепции, разрабатываемая рядом зарубежных исследователей (Д. Кеннеди, Ю. Танака и др.), фактически также основана на идее Маккавеева о периодичности гидродинамических процессов. Используя теорию волн малой амплитуды и связывая происхождение гряд с образованием волн на поверхности потока, с учетом отставания твердого расхода по фазе от скоростей потока, они получают аналитические выражения для расчета параметров гряд.

Таким образом, до настоящего времени нет единого представления о причинах образования донных гряд. Исследователи, придерживающиеся той или иной концепции, опровергают концепции других авторов. В каждой из трех рассмотренных концепций имеются недостаточно обоснованные положения. Кроме того, экспериментальные данные лишь частично подтверждают эти концепции.

В качестве примера можно привести эксперименты С. М. Анцыферова, на основе которых он опровергает идею М. А. Великанова о том, что причиной возникновения гряд (рифелей) является макромасштабная турбулентность. Эксперимент заключается в медленном перемещении платформы с песком

в стоячей воде. Песок на платформе принимал форму рифелей, хотя макромасштабная турбулентность отсутствовала.

В то же время ряд исследователей отмечал, что лабораторные и натурные русловые потоки часто являются многоструйными (это соответствует четвертой концепции, выделенной Знаменской). Особенно детальные опыты в этом направлении выполнены Д. Алленом, доказывающим, что эта многоструйность приводит к упорядочению турбулентности потока и, как следствие, к образованию рифелей.

Н. С. Знаменская считает, что при одноструйном потоке образуются бары, а многоструйность потока приводит к образованию рифелей. Исходя из этого положения, она считает, что параметры потока и русла однозначно связаны с параметрами отдельных струй потока. Но если рассматривать поток в целом, то характер зависимостей между параметрами потока и характеристиками гряд для двух их классов (микроформ и мезоформ) должен быть различным.

2.11.5. Сопротивление донных гряд

Многочисленные эксперименты отечественных и зарубежных исследователей, выполненные в натуральных и лабораторных условиях, позволили установить, что при переходе режима перемещения наносов из безгрядовой фазы в донно-грядовую резко увеличивается сопротивление движению русловых потоков. Существенное увеличение характерно для гряд класса рифелей (микроформ), а для баров или мезоформ увеличение сопротивления менее значительно.

Рассмотрим лишь основные итоги экспериментальных исследований. Так, В. А. Ванони и Д. Н. Номикос, выполнившие серию экспериментов в узких, шириной 0,27 м, лотках, установили, что донные гряды в лабораторных условиях оказывают такое же влияние на коэффициент сопротивления, как и в естественных водотоках, но значительно больше влияют на сопротивление движению потоков, чем взвешенные наносы. По их данным, коэффициенты сопротивления при возникновении микроформ увеличиваются в 5 раз. Вместе с тем при возникновении длинных песчаных гряд (мезоформ) коэффициенты сопротивления увеличиваются незначительно. Эти наблюдения позволили авторам сделать вывод о том, что длинные песчаные гряды, присущие высоким уровням воды, мало влияют на коэффициенты сопротивления, тогда как короткие крутые гряды (микроформы), присущие низким уровням воды, значительно увеличивают расчетное значение шероховатости, а следовательно, и коэффициенты сопротивления. Далее они отмечают, что коэффициенты сопротивления в потоке несущем наносы, изменяются под влиянием двух факторов: изменения configura-

ции дна и гасящего действия взвешенных наносов на турбулентность потока.

Выравнивание поверхности дна приводит к снижению значения коэффициента сопротивления и к увеличению скоростей потока. Гашение турбулентности взвешенными наносами повышает градиенты скоростей по вертикали, увеличивает различие между поверхностной и донной скоростями и, как следствие, уменьшает коэффициенты сопротивления.

Ряд исследователей указывает на то, что при закреплении песчаных волн (с помощью цементного молока или другими

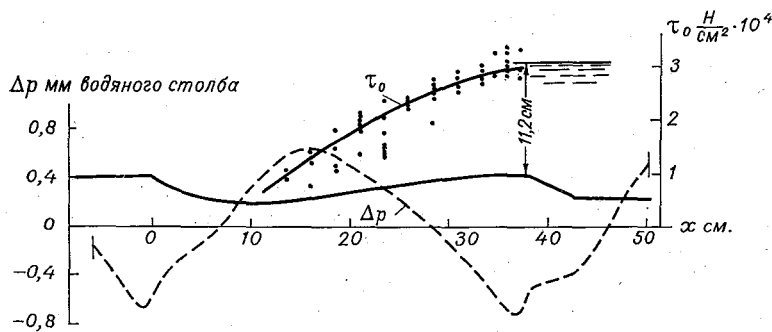


Рис. 2.11. График изменения давления и касательных усилий вдоль гряды, по Раудкиви.

способами) изменяется характер турбулентности над ними. Особенно значительно это сказывается в пограничном слое. Это приводит к уменьшению коэффициента сопротивления (по сравнению с подвижными грядами). В частности, в опытах А. Д. Раудкиви коэффициент сопротивления при закрепленных микроформах увеличился только в 2,5 раза по сравнению с зернисто-шероховатым дном. По данным экспериментов он получил график (рис. 2.11), на котором приведено изменение давления и касательных усилий вдоль гряды. Как видно на этом рисунке, минимум давления наблюдается около гребня гряды, а максимум располагается в конце водоворотной зоны. Касательные силы монотонно возрастают при увеличении высоты гряды.

Классические эксперименты выполнены В. С. Кнорозом в лотке шириной 0,63 м и длиной 12 м в широком диапазоне изменения чисел Рейнольдса и крупности наносов (от 0,16 до 18,4 мм). На их основе Кнороз установил, что размеры гряд и

их скорости не являются постоянными величинами, а изменяются около некоторых средних значений, характерных для данного режима потока. Если количество поступающего в поток твердого материала превышает его транспортирующую способность, то в процессе формирования гряд происходит увеличение их размеров и увеличение уклонов свободной поверхности потока. Сверху движение частиц подобно движению ажурной поверхности, периодически более плотной или разряженной. Эта периодичность, по мнению Кнороза, обусловлена крупномасштабными вихрями.

В. С. Кнороз считает, что более крупному материалу ($k = 1 \div 1,5$ мм) соответствует четко выраженная грядовая форма дна, а при мелких наносах ($k < 0,5$ мм) русло покрывается барханами. При скоростях потока, превышающих неразмывающую скорость в 2—2,25 раза, верховые и низовые участки гряд мало отличаются друг от друга. Он, так же как и ряд других исследователей, отмечает, что обтекание потоком гряд обычно носит отрывной характер, за каждой грядой образуется водоворотная вихревая зона с горизонтальной осью, перпендикулярной, как правило, общему направлению течения. При увеличении скоростей потока в случае, если верховые и низовые откосы гряд становятся симметричными, обтекание гряд приближается к безотрывному.

В результате анализа экспериментальных данных Кнороз получил однозначную зависимость коэффициента сопротивления формы гряд от их относительной высоты

$$\xi_r = 0,2 \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{1,25} \quad (2.76)$$

А. Ф. Кудряшов экспериментальным методом выявил зависимость коэффициента формы гряд от расхода наносов, а также зависимость коэффициента сопротивления потока от уклона верхового склона гряды, т. е. от ее крутизны.

Большинство исследователей считают, что основное влияние на коэффициенты сопротивления гряд оказывает крутизна и высота гряд, определяющие размеры водоворотной зоны, возникающей за грядой. Целесообразно отметить, что абсолютные размеры водоворотной зоны тем больше, чем больше высота гряд, т. е. у плоских ленточных гряд (мезоформ): В то же время площадь, занятая водоворотной зоной, отнесенная к единице площади дна, пропорциональна крутизне гряды и значительно больше у микроформ, чем у мезоформ.

Интересные сведения приводит Н. С. Знаменская, указывая на то, что при движении микроформ в русле сопротивление потоку увеличивается в несколько раз. Однако она отмечает, что единодушное мнение о том, что законы гидравличе-

ских сопротивлений спокойных и бурных потоков различны, поставлено под сомнение работами Л. Г. Гогоберидзе. Ею же выполнена оценка сопротивлений донных гряд на основе известного графика Зегжды — Никурадзе. На этот график были нанесены данные экспериментов при наличии в потоке микроформ и установлено, что при движении гряд имеется не одна система линий, а серия кривых, каждое семейство которых связано с данным типом донных форм. Это свидетельствует о том, что оси координат этих семейств зависят в свою очередь от формы и характеристик гряд, являющихся функцией параметров потока и наносов.

Таким образом, Знаменская приходит к известному выводу о том, что система «поток — русло» является саморегулирующейся.

Далеко неполный перечень основных исследований, выполненных при стационарном режиме движения потоков, позволяет обобщить их и сделать ряд выводов.

1. Характер сопротивления движению потоков при возникновении микро- и мезоформ принципиально различен. Более того, ряд исследователей считает, что характер зависимости коэффициента сопротивления от характеристик потока противоположен для разных классов гряд.

2. При возникновении микроформ сопротивление движению потока увеличивается в 2—7 раз.

3. Неподвижные микроформы увеличивают сопротивление движению потока по сравнению с зернисто-шероховатым дном, но это увеличение значительно меньше, чем при подвижных грядах.

4. Сопротивление микроформ движению потока пропорционально их крутизне и относительной высоте гряд и в целом определяется величиной относительной площади, занятой водоворотными зонами, образующимися в подвальях гряд.

5. Форма и размеры гряд зависят от насыщения потока наносами, т. е. от соотношения количества наносов, поступающих в поток, и его транспортирующей способности.

Рассмотрим методику расчета сопротивлений при наличии микроформ. Так, ряд исследователей предлагают считать в качестве расчетной шероховатости высоту гряд. Это предложение несовершенно, так как экспериментами установлено, что при постоянной высоте гряд и изменении параметров потоков крутизна гряд может существенно изменяться, а следовательно, изменяется и сопротивление движению потока.

Более совершенным является предложение рассчитывать коэффициент сопротивления при донно-грядовой фазе перемещения наносов (λ_r) как сумму коэффициентов сопротивления

зернисто-шероховатого напорного склона гряды и водоворотной зоны.

Исходя из предложения Кнороза, полное значение потерь энергии потока на протяжении донной гряды может быть представлено формулой

$$h_w = \left(\xi_r + \alpha \lambda_R \frac{l_r - l_b}{R} \right) \frac{v^2}{2g}. \quad (2.77)$$

Здесь ξ_r и λ_R — коэффициенты сопротивления соответственно формы гряды и зернистой шероховатости; l_b — длина водоворотной зоны; $l_r - l_b$ — проекция длины безотрывно обтекаемого участка гряды на горизонтальную ось; R — гидравлический радиус; α — коэффициент, учитывающий неравномерность распределения потерь энергии по длине безотрывно обтекаемого участка гряды.

Выразим ту же величину h_w через коэффициент λ_r полного сопротивления гряды

$$h_w = \lambda_r \frac{l_r}{R} \frac{v^2}{2g}. \quad (2.78)$$

Решая совместно (2.77) и (2.78), получаем формулу для расчета полного коэффициента сопротивления

$$\lambda_r = \xi_r \frac{R}{l_r} + \alpha \lambda_R \left(1 - \frac{l_b}{l_r} \right). \quad (2.79)$$

Коэффициент сопротивления зернистой шероховатости может быть найден по любой из формул гидравлики, в частности по формуле Зегжды или Гончарова (1.21), а длина гряды — по одной из эмпирических формул, в частности, по формуле Кнороза

$$\frac{l_r}{R} = 2,8 \frac{v}{v - v_k}. \quad (2.80)$$

Таким образом, неизвестными являются значения коэффициента сопротивления формы гряды (ξ_r) и коэффициента неравномерности (α), а также отношение l_b/l_r .

На основе анализа экспериментальных данных, Гришанин рекомендует для расчетов ξ_r формулу Кнороза (2.76).

Значения коэффициента α могут существенно отклоняться от единицы, однако из-за недостаточной изученности причин этих отклонений рекомендуется в первом приближении принимать $\alpha = 1,0$. Длина водоворотной зоны была получена в среднем равной 10 высотам гряды при значительных отклонениях этого отношения в отдельных опытах. Поэтому примем

$$l_b = \alpha' \Delta_r. \quad (2.81)$$

В итоге формула для расчета коэффициента сопротивления гряд принимает вид

$$\lambda_r = 0,2 \frac{\Delta_r}{l_r} \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25} + \lambda_R \left(1 - \alpha' \frac{\Delta_r}{l_r} \right). \quad (2.82)$$

Формула (2.82) рекомендуется для расчета сопротивления движению потока при возникновении в нем плоских асимметричных гряд. Для чешуйчатых гряд (барханы), характеризующихся наиболее развитыми водоворотными зонами (практически все дно покрыто водоворотами), влияние зернистой шероховатости мало. Поэтому для расчетов λ_r основную роль играет первый член формулы (2.82). Тогда для чешуйчатых гряд формула приобретает вид

$$\lambda_r = 0,2 \frac{\Delta_r}{l_r} \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25}.$$

Учитывая, что длина этого вида гряд равна нескольким их высотам $l_r = \alpha \Delta_r$, и принимая $\alpha \approx 10$, получим

$$\lambda_r = 0,02 \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25}. \quad (2.83)$$

Формулы (2.82), (2.83) и другие, аналогичные им, полученные на основе ограниченного объема лабораторных данных, при их применении к натурным потокам дают обычно заниженные значения сопротивлений. Это объясняется тем фактом, что в лабораторных лотках с малыми отношениями ширины к глубине и плоскими вертикальными стенками грядовой рельеф дна получается более упорядоченным, чем в естественных руслах. К тому же значительную роль играет относительная шероховатость дна. При пересчете на натуру песчинки лабораторных лотков превращаются в частицы крупной гальки.

К. В. Гришанин рекомендует два выхода из этого положения: 1) уточнить зависимости типа (2.82) и (2.83) на основе натуральных данных; 2) найти новые формулы для расчета грядового сопротивления. Примером первого пути являются исследования Б. Ф. Снищенко, на основе данных измерений на перекатах ряда рек Европейской части СССР, получившего для состояния динамического равновесия дна зависимость

$$\lambda_r = 0,23 \frac{\Delta_r}{l_r} + 0,0075. \quad (2.84)$$

Формула (2.84) имеет ограниченное применение, так как сопротивление в ней определяется в зависимости от параметров гряды. К тому же она обоснована малым объемом исходной информации. Тем не менее формула (2.84) доказывает перспек-

тивность использования натуральных данных для получения расчетных зависимостей коэффициентов сопротивления гряд от определяющих факторов.

Второй путь, по мнению Гришанина, заключается в получении зависимостей между коэффициентами устойчивости русла и коэффициентами сопротивления гряд. Анализ этих зависимостей выполнен в специальной литературе. Являясь перспективным, этот путь приводит к необходимости решения систем уравнений, в которых число неизвестных превышает число уравнений. Так, при применении функции Эйнштейна шесть уравнений содержит девять неизвестных, а при применении функции Кеннеди пять уравнений содержит восемь неизвестных. Поэтому при решении таких систем, как правило, необходимо задавать три величины.

Приведенные для расчета коэффициентов сопротивления (λ_r) эмпирические формулы получены для условий стационарного режима движения потока. Как указывалось в п. 2.11.2, характер образования гряд в условиях нестационарных потоков значительно сложнее. Как правило, в натуральных условиях наблюдается иерархия гряд. Поэтому в формулы для расчета коэффициентов сопротивления необходимо вводить коррективы, учитывающие указанные особенности натуральных потоков, в частности, резко выраженный попусковый режим водотоков в нижних бьефах ГЭС.

2.11.6. Зависимости между характеристиками гряд и параметрами потока и русла

Большинство ученых, выполнявших экспериментальные исследования процессов формирования и перемещения гряд, предлагали многочисленные формулы для расчета их характеристик. Следует отметить, что для расчетов можно рекомендовать только те формулы, в которых характеристики гряд определяются на основе законов механики и независимых параметров, т. е. на основе информации о гидравлических и других параметрах потоков и русел. Безусловно, эти формулы не должны противоречить физической обусловленности процессов.

Рассмотрим некоторые формулы для определения высоты, длины, крутизны, скорости перемещения гряд и расхода наносов при донно-грядовой фазе их перемещения. При этом заметим, что крутизна гряд, определяемая отношением их высоты к длине, и скорость их перемещения, вычисляемая как частное от деления расхода наносов на высоту гряд (для плоского потока), являются зависимыми характеристиками гряд и могут быть получены на основе данных об указанных параметрах гряд. Другой важный момент — неоднозначность зависимостей характеристик гряд от определяющих факторов, особенно в ус-

ловиях резко выраженного нестационарного движения (волны попусков, прорыва и другие) и недостаточно четкое разграничение области их применения (микро- или мезоформы и др.).

Высота гряд. Расчетные зависимости можно разделить на две группы: простейшие, в которых высота гряд зависит только от одного или в крайнем случае от двух параметров, и

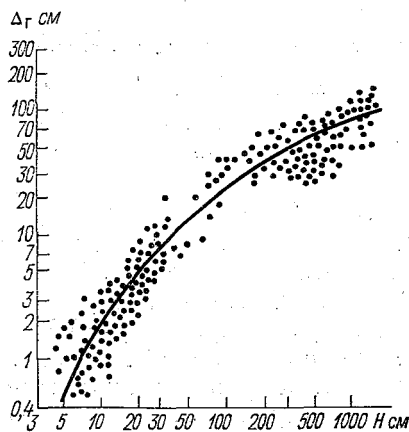


Рис. 2.12. Зависимость высоты гряд от глубины потока, по Б. Ф. Сنيщенко.

сложные, где высота гряд является функцией нескольких переменных.

В качестве примера зависимостей первой группы приведем формулы, полученные Сنيщенко, который по данным лабораторных и натуральных наблюдений (рис. 2.12) получил графическую зависимость $\Delta_r = f(H)$. Он рекомендует аппроксимировать ее в виде двух линейных связей:

$$\text{при } H < 100 \text{ см } \Delta_r = 0,25H, \quad (2.85)$$

$$\text{при } H > 100 \text{ см } \Delta_r = 0,20 + 0,1H. \quad (2.86)$$

Как видно на рис. 2.12, разброс точек, соответствующих исходной информации, весьма велик. Отклонения исходных данных от расчетной зависимости обусловлены как неточностями измерений и вычислений, а также условиями проведения экспериментов, так и влиянием других факторов: крупности наносов, нестационарности движения потока, числами Фруда и др. Зависимости, подобные (2.85) и (2.86), могут быть рекомендованы только для приближенных расчетов, так как они не учитывают других важных параметров, оказывающих определяющее влияние на высоту гряд.

Более многочисленной является вторая группа формул. Рассмотрим некоторые из них. Так, Д. Кеннеди с учетом фазового сдвига местного расхода наносов по отношению к средней скорости потока получил формулу для расчета высоты гряд

$$\Delta_r = h_b \left(1 - \frac{\operatorname{th} 2\pi \frac{H}{l_r}}{\operatorname{Fr}_1^2 2\pi \frac{H}{l_r}} \operatorname{ch} \frac{2\pi H}{l_r} \right); \quad (2.87)$$

Ю. Танака предложил формулу

$$\Delta_r = \frac{2H}{2p + 1 - \frac{\tau_c}{\tau_d}} (1 - \operatorname{Fr}_1^2) \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_d} \right) \left[1 - \frac{q}{\left(1 - \operatorname{Fr}_1^2 \frac{2\pi H}{l_r} \right)} \right], \quad (2.88)$$

где h_b — высота волн на поверхности потока; $\operatorname{Fr}_1 = v/\sqrt{gH}$ — отношение поступательной скорости к волновой (некоторые авторы отождествляют эту величину с числом $\operatorname{Fr} = v^2/(gH)$); $p=2,1$ — для баров и $p=6,9$ для рифелей; τ_d и τ_0 — касательные напряжения у дна и в начале движения наносов; q — расход воды на единицу ширины потока.

В формулах (2.87) и (2.88) высота гряд зависит от большего числа исходных параметров. Формула (2.88), по мнению автора, пригодна для расчетов высоты как микро-, так и мезоформ. Близки к ним по структуре и формулы, полученные для расчета высоты рифелей Д. Алленом

$$\Delta_r = \frac{0,006H}{\operatorname{Fr}_1} \left(\frac{l_r}{b_p} \right)^4 \quad (2.89)$$

и М. Жиль

$$\Delta_r = \frac{H(1 - \operatorname{Fr}_1^2)}{2\pi\alpha_1} \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_d} \right). \quad (2.90)$$

Здесь b_p — ширина рифелей; $2\pi\alpha_1 \approx 6$.

Из формул отечественных исследователей можно привести в качестве примеров следующие: Железнякова и Дебольского

$$\Delta_r = 1,25H \left(\frac{v}{v_k} \frac{k}{H} \frac{\omega}{\sqrt{gH}} \right)^{0,2}, \quad (2.91)$$

Снищенко

$$\Delta_r = \frac{q_{S_d} (gH)^{1,45}}{0,011v^{3,9}}, \quad (2.92)$$

Кнороза

$$\Delta_r = 3,5R \left(1 - \frac{v_k}{v}\right)^{2/3} \left(\lg \frac{R}{k} + 6\right), \quad (2.93)$$

где ω — гидравлическая крупность; $q_{сд}$ — расход донных наносов; R — гидравлический радиус; v_k — критическая скорость потока.

В приведенных формулах высота донных гряд зависит от следующих факторов:

$$\Delta_r = f(H, \omega, Fr, k, v, I), \quad (2.94)$$

т. е. эта зависимость многофакторная. Учитывая, что каждый из них вычисляется с определенной степенью точности, точность расчета величины высоты гряд, зависящая от точности исходных параметров, как правило, недостаточно высокая, что в конечном итоге оправдывает применение упрощенных зависимостей типа (2.85) и (2.86).

Длина гряд зависит от тех же параметров, что и их высота, поэтому в первом приближении ее можно определять на основе простейших зависимостей типа $l_r = \alpha \Delta_r$, где α — параметр, принимаемый равным для различных видов микроформ от 2 до 12 (как указывалось выше), а для мезоформ его значение значительно больше и может достигать нескольких десятков, а иногда — и сотен.

Рассмотрим эмпирические формулы, разработанные различными авторами:

Копалиани

$$l_r = \alpha_1 H + \alpha_2 k, \quad (2.95)$$

Кнороз

$$l_r = \frac{2,8}{\left(1 - \frac{v_k}{v}\right)}, \quad (2.96)$$

Караушев

$$l_r = 0,44h \sqrt{\frac{0,7C^2 + 6C}{g}}, \quad (2.97)$$

Снищенко

$$l_r = h^3 \sqrt{\frac{C^2}{g}}, \quad (2.98)$$

где α_1 и α_2 — коэффициенты, зависящие от типа гряд и других параметров; C — коэффициент Шези.

Формулы для расчета длины гряд более сложного вида предложены рядом зарубежных и отечественных исследователей:

Д. Кеннеди

$$l_r = 2\pi H Fr_1^2 \frac{\operatorname{sh} \frac{2\pi H}{l_r} + \frac{2\pi H}{l_r}}{\operatorname{ch}^2 \frac{2\pi H}{l_r}}, \quad (2.99)$$

А. Мерцер

$$l_r = \frac{2\pi Fr_1^2 H}{\operatorname{th} 2\pi \frac{H}{l_r}} \left(1 - \frac{2}{\operatorname{ch}^2 \frac{2\pi H}{l_r}} \right), \quad (2.100)$$

Ю. Танака

$$l_r = \frac{\alpha' Fr_1^2 \sqrt{2\pi BH}}{\sqrt{\operatorname{th} \frac{2\pi H}{B}}}, \quad (2.101)$$

Д. Аллен (для рифелей)

$$l_r = 6,4b_p \left(\frac{\Delta_r}{H} Fr_1 \right)^{0,27}, \quad (2.102)$$

где α' — коэффициент; B — ширина потока; b_p — ширина рифелей.

Перечень формул можно было бы продолжить. Однако, как показали контрольные расчеты, значения длин гряд, получаемые по ним, не совпадают с натурными данными, а расхождения далеко превышают требуемую точность расчетов. Это, по-видимому, объясняется тем, что большинство авторов не разделяет гряды на два класса и не приводит пределы применимости полученных ими формул. Далее, как указывалось в п. 2.11.2, при выводе формул не всегда учитывается большая инерционность гряд по сравнению со стоком воды, особенно резко проявляющаяся при нестационарном режиме. К тому же и точность исходной информации при таких многофакторных зависимостях, как (2.94), может иметь весьма существенное значение.

Скорость перемещения гряд (c_r) может быть получена как частное от деления расхода наносов на высоту гряд (для условий плоской задачи). Поэтому для расчета скоростей перемещения гряд могут быть в первом приближении использованы формулы для расчета расходов наносов, приведенные в п. 2.10.2, с учетом формул для расчета высоты гряд (2.85) и др. В то же время для их определения так же, как и для расчета других характеристик гряд предложено большое количество эмпирических формул. Рассмотрим некоторые из них.

Б. Ф. Снищенко и З. Д. Копалиани, используя обширные натурные и лабораторные данные, построили зависимость (рис. 2.13) вида $v/c_r = f(Fr)$ и получили формулу для расчета

скорости движения гряд, совпадающую с формулой Кондэпа и Гарде,

$$c_r = \alpha v Fr^\beta. \quad (2.103)$$

Здесь параметр α , по данным Смищенко и Копалиани, равен 0,019, а Кондэпа и Гарде — 0,021; параметр β соответственно равен 2,9 и 3,0.

Формула Кнороза имеет вид

$$c_r = 0,425 \sqrt{gk} \left(\frac{v - v_k}{\sqrt{gR}} \right)^{2,5}, \quad (2.104)$$

формула Железнякова и Дебольского —

$$c_r = 0,001 \sqrt{gk} \left(\frac{v}{v_k} \frac{H}{\Delta_r} \sqrt{\frac{\omega}{v_k}} \right)^2, \quad (2.105)$$

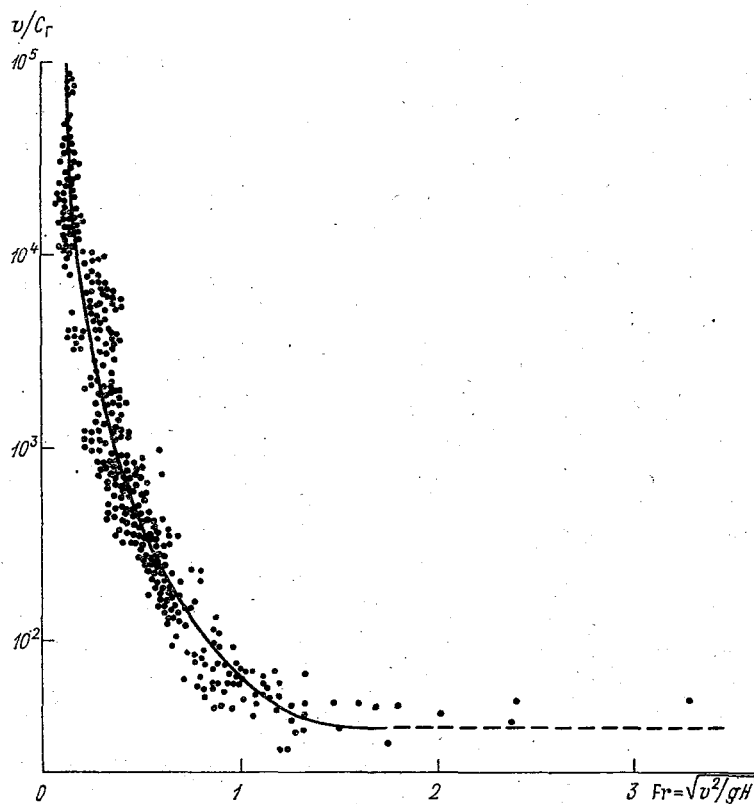


Рис. 2.13. Зависимость относительной скорости движения гряд от числа Фруда, по Б. Ф. Смищенко и З. Д. Копалиани.

формула Мерцера —

$$c_r = \frac{2\pi H v \operatorname{ch} 2\pi \frac{H}{l_r}}{l_r^2} \quad (2.106)$$

Формулы для расчета скоростей движения гряд так же, как и для расчета их высоты и длины, имеют ограниченное применение, диапазон которого определяется диапазоном исходной информации и типом гряд.

Н. С. Знаменская выполнила попытку дифференцированного подхода к расчету скоростей перемещения гряд различных типов. Для расчета скоростей перемещения ленточных гряд в начале движения наносов она получила следующую формулу:

$$c_{л} = c_{л. \max} \frac{H}{B} \left[1,6 F_{r1} \left(\frac{v}{\omega} \right)^{1,33} - 1 \right], \quad (2.107)$$

для побочной и осередков —

$$c_{п} = c_{п. \max} \frac{H}{B} \left[1,6 F_{r1} \left(\frac{v}{\omega} \right)^{0,2} - 1 \right]. \quad (2.108)$$

Здесь $c_{л. \max}$ и $c_{п. \max}$ — максимальные скорости перемещения соответственно ленточных гряд (≈ 350 м/сут) и побочной или осередков; B — ширина потока.

Для класса рифелей в зависимости от значения отношения v/ω Знаменская предложила две формулы:

$$\text{для } 2 < v/\omega < 6 \quad c_r = c_{r. \max} \frac{H}{B} \left(\frac{F_{r1}}{v/\omega} \right)^{2,5}, \quad (2.109)$$

$$v/\omega > 6 \quad c_r = c_{r. \max} \frac{H}{B} \left(\frac{v/\omega}{F_{r1}} \right)^{0,67}. \quad (2.110)$$

Здесь $c_{r. \max}$ — максимальная скорость перемещения рифелей в м/сут значение которой Знаменская, к сожалению, не приводит. Рекомендации Знаменской следует считать одной из интересных попыток дифференцированного подхода к расчету скоростей различных типов гряд. Однако эти формулы также имеют ограниченное применение и нуждаются в проверке по обширному натурному материалу.

Для расчета расходов наносов, перемещающихся в донно-грядовой фазе, помимо формул, приведенных в п. 2.10.2, обычно (для плоского потока) рекомендуется формула

$$g_r = \alpha \Delta_r c_r, \quad (2.111)$$

где α — коэффициент формы гряды, который для ориентировочных расчетов принимается равным 0,6. В этой формуле как скорость движения гряд, так и их высота, определяются по вышеприведенным эмпирическим формулам, точность которых не-

достаточно высокая. Поэтому для расчета расхода наносов при их движении в донно-грядовой фазе также предложены эмпирические формулы. В качестве примера можно привести формулу, полученную на основе (2.103) и (2.111),

$$g_r = 0,011 \frac{\Delta_r v^{3,9}}{(gH)^{1,45}} \quad (2.112)$$

Как показывает анализ, все приведенные формулы, являясь эмпирическими или полуэмпирическими, могут применяться только в ограниченном диапазоне изменения исходных параметров и для расчетов только определенного класса гряд.

Таким образом, разработка научно обоснованной теории возникновения гряд еще не завершена — имеющиеся концепции не согласуются между собой и, кроме того, противоречат друг другу. Такое положение привело к недостаткам как в типизации гряд, так и в разработке методов расчета коэффициентов сопротивления движению потока при донно-грядовом режиме перемещения наносов и методов расчета различных характеристик гряд.

2.12. Критерии деления наносов на взвешенные и донные. Переход взвешенных наносов в донные и обратно

Как известно, наносы в основном как продукты распада формируются в бассейнах рек и через многочисленную первичную гидрографическую, в том числе и ручейковую, сеть, многократно соударяясь и окатываясь, поступают в русла рек. Поэтому крупность наносов и состав смесей зависят, в первую очередь от пород, слагающих бассейны рек, а также от климатических и физико-географических условий.

Как правило, уклоны дна и свободной поверхности уменьшаются от истоков к устьям рек, а на притоках он больше, чем в основном водотоке, что также является фактором, влияющим на сортировку наносов.

Всю гамму наносов по методу отбора их проб при измерениях расходов наносов принято разделять на взвешенные и донные. Последние в свою очередь по характеру перемещения разделяются на влекомые и перемещающиеся сальтацией (т. е. скачками). В то же время в технической литературе часто разделяют наносы на руслоформирующие (сокращенно русловые) и нерусловые фракции. Такое деление, оставаясь качественным, в значительно большей степени отражает физиче-

скую сторону процесса. Действительно, под русловыми наносами понимают наносы, которые участвуют в формировании русла, т. е. наиболее крупные частицы, перемещающиеся влечением или сальтацией. Эти же наносы формируют основание пойм. Нерусловые наносы, являясь аналогом взвешенных, не участвуют в формировании русел, а в период паводков, поступая вместе с массами воды на поймы, осаждаются на них, формируя наилок.

Наиболее важными являются количественные критерии, которые помогают, получив смеси фракций наносов, разделить их на донные и взвешенные или русловые и нерусловые. К сожалению, единая, стандартная методика такого деления отсутствует. Поэтому необходимо рассмотреть предложения отдельных авторов по этому вопросу.

Основываясь на своей классификации режимов перемещения наносов, В. Н. Гончаров разработал методику деления наносов на русловые и нерусловые. При этом он основывался на следующих положениях.

В соответствии с (2.67), транспортирующая способность потока увеличивается при уменьшении крупности частиц наносов. Однако, по мнению Гончарова, имеются такие мелкие фракции наносов, добавление которых в поток не изменяет его транспортирующей способности, так как они перемещаются в его толще во взвешенном состоянии и не изменяют сопротивления русла движению потока. Это возможно только в том случае, когда частицы таких наносов не могут перейти в донно-грядовую фазу их перемещения. Исходя из этого и основываясь на принятых им критериях существования донногрядовой фазы перемещения наносов, Гончаров принимает, что для этих фракций наносов

$$v_c \geq v_d''' \quad (2.113)$$

Здесь v_c — срывающая средняя скорость донных фракций наносов; $v_d''' = 2,5v_{нд}(H/k_5)^{1/12}$ — третья критическая скорость для мелких фракций наносов, переносимых во взвешенном состоянии.

В соответствии с (2.10) и (2.11),

$$v_{нд} = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k_d}{3,5\rho}}, \quad (2.114)$$

$$v_c = \lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}} \quad (2.115)$$

Здесь k_d — крупность фракций наносов, разделяющая их на русловые и нерусловые для условий $v_c = v_d'''$.

В (2.114 и 2.115) значение k_5 принимается одинаковым, ибо $k_5 = \Delta/0,7$ — крупность наносов, определяющая высоту выступов

шероховатости, т. е. величину сопротивления дна движению руслового потока.

Подставляя значения составляющих в (2.113) и принимая для критических условий знак равенства, получаем

$$\lg \frac{8,8H}{k_5} \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k}{1,75\rho}} = 2,5 \left(\frac{H}{k_5} \right)^{1/12} \lg \frac{8,8H}{k_5} \times \\ \times \sqrt{\frac{2g(\rho_1 - \rho)k_d}{3,5\rho}}$$

После сокращений имеем

$$\sqrt{k} = \frac{2,5}{\sqrt{2}} \left(\frac{H}{k_5} \right)^{1/12} \sqrt{k_d}$$

и далее

$$k_d = \frac{k}{3,12 (H/k_5)^{1/12}} \quad (2.116)$$

Таким образом, частицы наносов крупностью, большей k_d , автор относит к русловым, а крупностью, меньшей k_d — к нерусловым.

Расчет по (2.116) требует пояснений. При отборе проб наносов в них имеются фракции как русловых, так и нерусловых

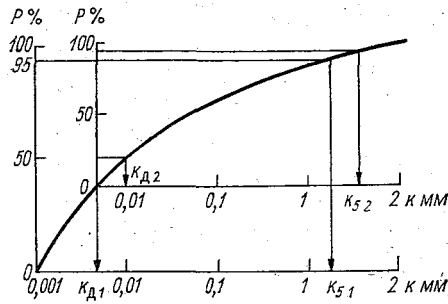


Рис. 2.14. График, иллюстрирующий определение значения k_d .

наносов. Для их выделения из смесей применяется метод приближенного вычисления. При этом рекомендуется следующий порядок расчетов.

По данным наблюдений строится кривая фракционного состава (рис. 2.14), по которой в первом приближении определяется значение k_5 , а по формуле

$$k = \frac{\sum k_i p_i}{\sum p_i} = \frac{\sum k_i p_i}{100} \quad (2.117)$$

— значение k . Здесь k_i — среднее для данной фракции значение крупности наносов; p_i — процентное содержание этой фракции наносов.

Затем по (2.116) определяют значение k_d (первое приближение для значения k_d).

Таким образом, все фракции наносов крупностью $k_i < k_{d1}$ являются нерусловыми, а крупностью $k_i > k_{d1}$ в основном русловыми, однако с частичной примесью нерусловых фракций. Последнее обусловлено тем, что в (2.116) вместо k и k_5 для русловых фракций в расчет введены их заниженные значения, определенные для смеси, содержащей как русловые, так и нерусловые фракции наносов.

Для уточнения значения k_d производится повторный расчет. Однако перед этим из фракционного состава наносов исключаются заведомо нерусловые их фракции. С этой целью начало координат кривой переносится в точку с координатами k_{d1} и соответствующее ему значение процента содержания наносов. Ось абсцисс вновь маркируется от 0 до 100 %, причем нулевая ордината соответствует значению k_{d1} . Затем расчет повторяется. По исправленной кривой (рис. 2.14) определяется k_{52} . Обычно его значение близко к значению k_{51} . По формуле (2.117) определяется k_2 , а по (2.116) — k_{d2} . Как правило, второе приближение значения k_d обеспечивает необходимую точность расчетов, но для контроля следует вычислить и третье приближение значения k_d .

Положительной стороной методики Гончарова является получение числовых значений критериев деления наносов на русловые и нерусловые. Однако допущения при выводе формулы (2.116), сделанные им на основе данных лабораторных экспериментов в довольно узком диапазоне изменения исходных параметров, нуждаются в проверке и уточнении, особенно по материалам наблюдений в природных условиях.

Из зарубежных исследований рассмотрим предложения В. Крессера, который разработал графический способ деления наносов на взвешенные и донные. По натурным данным, относящимся к конкретному створу, строятся кривые фракционного состава донных отложений и проб наносов, обобщенные единой логарифмической шкалой крупности частиц (рис. 2.15). Первая кривая располагается непосредственно над второй и между ними наносится соединительная вставка, пересекающая ось абсцисс, как это показано на рис. 2.15. Полученная точка пересечения принимается за границу областей взвешенных и донных наносов. График Крессера имеет условный характер, но вместе с тем он наглядно выражает важное свойство рассматриваемого явления: мелкие фракции, явно преобладающие в стоке наносов, очень бедно представлены в донных отложениях.

Отсутствие четких и достаточно надежных критериев деления наносов на взвешенные и донные или русловые и нерусловые отражает физическую сущность сложного процесса перемещения наносов потоком. Действительно, система поток — русло есть сложная, саморегулирующаяся система, чутко реагирую-

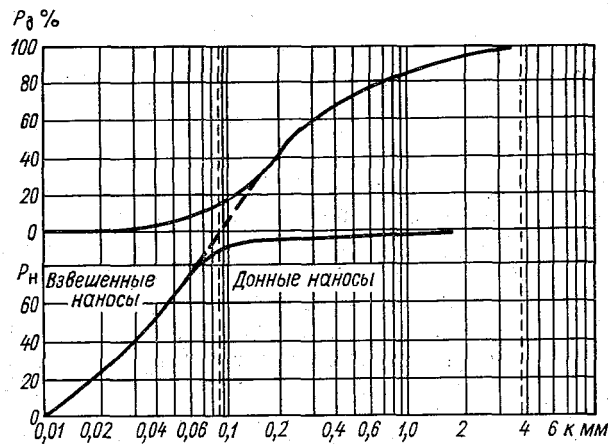


Рис. 2.15. Деление наносов на донные и взвешенные, по Крессеру.

щая на изменение режима поступления наносов с поверхности бассейна реки.

Н. Е. Кондратьев предлагает следующую упрощенную трактовку для пояснения графика Крессера и кажущегося парадокса о малом количестве мелких фракций в донных отложениях при их преобладающем количестве в стоке наносов.

В равномерном прямолинейном потоке с поверхности дна участка единичной протяженности за единицу времени в поток поступают наносы одинаковой крупности в количестве P . Все поступающие в поток твердые частицы этой крупности проходят равное расстояние l , после чего они выпадают и возвращаются в состав донных отложений. В этой схеме сохраняется дискретный характер движения отдельной частицы, но осредняется процесс захвата частиц и их осаждения по длине потока.

Через рассматриваемый створ пройдут те и только те частицы, которые вступили в движение на участке, лежащем непосредственно выше рассматриваемого створа и имеющем протяженность l . Расход наносов будет определяться выражением $g_n = Pl$.

В действительности, при размыве дна в поток одновременно поступают частицы различной крупности. Для определения расходов донных и взвешенных наносов упростим картину, представив, что донные отложения состоят из двух фракций наносов — взвешенных и донных. Обозначив величины, относящиеся к влекомым наносам, индексом «в», а к взвешенным — индексом «вз», запишем в следующем виде соотношение между расходами взвешенных и донных наносов:

$$g_{вз}/g_{в} = P_{вз}l_{вз}/(P_{в}l_{в}), \quad (2.118)$$

отсюда

$$g_{вз} = g_{в} \frac{P_{вз}l_{вз}}{P_{в}l_{в}}. \quad (2.119)$$

В этом выражении отношение $P_{вз}/P_{в}$ может быть в каждом конкретном случае определено по фракционному составу донных отложений. Как уже говорилось и как это иллюстрируется графиком Крессера, мелкие фракции взвешенных наносов в донных отложениях бывают представлены слабо, обычно не превышают 10 % общего объема отложений. Величину $l_{вз}$ уже по самому характеру движения естественно ожидать превосходящей осредненную величину $l_{в}$ на два-три порядка. Это и объясняет характерное преобладание в расходе наносов взвешенных наносов над донными, тогда как в донных отложениях мелкие фракции по суммарному объему существенно уступают крупным фракциям.

Формула (2.119) позволяет также сделать следующие выводы.

1. Несущественные в абсолютном выражении изменения в количестве мелких фракций в донных отложениях способны существенно (в несколько раз) изменить общий размер стока наносов. В этом выражается один из способов потока приспособляться к транспорту поступающих в него взвешенных наносов.

2. Расход взвешенных наносов определяется расходом донных наносов, как это и показано в формуле (2.119). Это объясняется тем, что суммарный объем размыва дна определяется крупными фракциями, представляющими скелет донных отложений.

3. В условиях подвижного русла уравнение баланса наносов применимо лишь к донным наносам. Мелкие взвешенные частицы при малом их содержании могут лишь заполнять поры скелета, не отражаясь на изменении положения дна. К взвешенным наносам уравнение баланса применимо лишь в условиях образования наилка или заиления застойных зон.

2.13. Соотношение расходов взвешенных и донных наносов

Для расчетов занесения и заиления водохранилищ, отстойников, размывов нижних бьефов ГЭС, русловых карьерных выемок, каналов перебросок стока, а также при оценке стока наносов неизученных рек необходимы сведения о соотношении расходов взвешенных и донных наносов. Величина этого соотношения зависит как от гидравлических характеристик речных потоков, так и от физико-географических особенностей бассейна реки. Наибольшее влияние на это соотношение оказывают осредненные уклоны дна русел рек или уклоны водной поверхности и грунты, слагающие бассейны и русла рек.

В справочных, кадастровых материалах сведения об этих соотношениях не приводятся, а в литературе имеются лишь данные измерений, выполненных различными авторами по отдельным рекам или группам рек. Обобщение литературных данных выполнено в 1984 г. З. Д. Копалиани (табл. 2.6).

Таблица 2.6. Сведения о содержании донных наносов в общем расходе наносов

Реки	Отношение расхода донных наносов к общему расходу наносов, %	Автор
Горные	15—23	С. Т. Алтуни
Предгорные	5—15	
Равнинные	1—3	Г. В. Лопатин
Горные	10—20	
Равнинные	5—10	А. А. Троицкий
р. Терек (горная)	50	
Горно-предгорные	2—40	В. Н. Шолохов
Северного склона		
Зайлийского Алатау	7—40	Н. П. Павленко
Киргизии (горные)	40—70	
Альп (горные)	67—70	В. Ф. Талмаза
р. Инн	31	
р. Колорадо	20	А. Н. Крошкин
реки Волга, Дон	1—2,5	
		А. Шоклич
		Л. Мюльгофер
		Фортъе
		Б. В. Поляков
		Б. А. Аполлов

Из данных табл. 2.6 видно, что на равнинных реках отношение расхода донных наносов к общему расходу наносов изменяется от 1 до 10 %, а для горных рек — от 10 до 70 %. В предгорные реки авторы включают как равнинные, так и полугорные реки. Для полугорных рек это отношение изменяется от 2—5

до 15—20 %. Все это свидетельствует о большом диапазоне изменения отношения расхода донных наносов к общему расходу наносов как для Советского Союза, так и для зарубежных стран.

Попытки получения аналитического решения этой задачи не привели к положительному результату. Это обусловлено тем, что взвешенные наносы в основном формируются на водосборе и их количество не связано однозначно с гидравлическими характеристиками потока.

Рассмотрим один из путей расчета соотношения донных и взвешенных наносов. Ограничим задачу плоским потоком, а режим перемещения наносов — донногрядовой фазой, при которой расход донных наносов на единицу ширины потока равен

$$g_b = \alpha \Delta_r c_r,$$

где α — коэффициент формы гряды, принимаемый равным 0,6—0,7; c_r — скорость перемещения гряды, определяемая по различным эмпирическим формулам, в частности, $c_r = v Fr^{1,5}$; $Fr = v^2 / (gH)$ — число Фруда.

Для оценки расхода взвешенных наносов на единицу ширины потока $g_{вз}$ используют данные непосредственных измерений мутности S и получают $g_{вз} = Sq$ (где q — расход воды на единицу ширины потока).

Отношение расхода донных наносов к расходу взвешенных приводит к зависимости

$$\frac{g_b}{g_{вз}} = \frac{\alpha \Delta_r c_r}{Sq} = \frac{\alpha \Delta_r Fr^{1,5}}{SH}. \quad (2.120)$$

Данные наблюдений показывают, что в реках значение Δ_r/H изменяется в пределах 0,1—0,25, а число Fr — от 0,1 до 1,5. Имея исходную информацию о мутности взвешенных наносов, можно по (2.120) рассчитать отношение расходов донных и взвешенных наносов.

2.14. Влияние поймы на транспорт наносов русловыми потоками

2.14.1. Общие положения

Известно, что поступление воды и частиц грунта в русла рек не совпадают по фазе. Поэтому поступление грунтов и наносов в реки не соответствует их транспортирующей способности почти в течение всего года, и реки сами регулируют процессы транспорта и отложения наносов, а также размыв и намыв русел и пойм.

Пойма, являющаяся частью сложного русла, позволяет пропустить воды высоких паводков. Так как формированию пойм посвящена третья глава учебника, то изложение здесь ограничено только вопросом влияния поймы на транспорт наносов в основном русле, которое, как правило, происходит через эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков.

При различных типах руслового процесса наблюдаются периодические повышения или понижения отметок дна русел, особенно резко выраженные на перекатах, или перемещения русел по дну долины, приводящие к размыву или намыву различных участков поймы и пойменных массивов. В то же время остается не выясненным вопрос об изменении транспортирующей способности потока по его длине.

В меженные периоды транспортирующая способность потока мала, но грунты и наносы в этот период практически не поступают в русло, поэтому поток, размывая гребни перекатов или берега пойм, увеличивает расход наносов, приводя его в соответствие со своей транспортирующей способностью.

Более сложен характер взаимодействия потока с руслом и поймой в паводочный период. Эта проблема тесно сопрягается с вопросом о «руслоформирующем расходе», изучению которого посвящена обширная литература. Не выполняя анализа этой сложной дискуссионной проблемы, необходимо отметить, что процесс формирования русел и пойм происходит практически при всех расходах воды, за исключением тех, при которых скорости течения меньше критических. Однако интенсивность этого процесса различна в различные фазы и является наибольшей при пропуске высоких паводков.

Независимо от вопроса о «руслоформирующем расходе», проблема отложения и смыва грунтов и наносов с различных участков русла и поймы изучена недостаточно глубоко. Современные гидроморфологические «теории» русловых процессов в основном являются описательными. Наименее разработано их гидравлическое обоснование, в частности, отсутствуют расчетные зависимости, даже приближенные, основанные на уравнениях гидромеханики или гидравлики.

На необходимость гидравлического обоснования теории русловых процессов указывали ведущие исследователи современности. В последние годы это направление интенсивно разрабатывалось в ГГИ под общим руководством Н. Е. Кондратьева. Однако развитие этого направления в значительной степени тормозится отсутствием теории турбулентности и четких представлений о закономерностях деформации русел и о соответствующих им гидравлических структурах потока. К тому же для проверки ряда концепций необходимы надежные эксперимен-

тальные (лабораторные и натурные) данные наблюдений за паводочным стоком, расходами наносов, деформациями русел и пойм и транспортирующей способностью потоков на участках рек значительной длины, полученные по единой методике.

Последние достижения по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков позволяют уже сейчас сделать ряд интересных выводов, которые подтверждаются уникальными данными наблюдений ГГИ на реках Оби, Поломети и Луге и Московского гидромелиоративного института на р. Оке.

Наиболее целесообразно рассматривать эту проблему с учетом типизации русловых процессов и обширных данных экспериментов, выполненных как на жестких, так и на размываемых моделях русла с поймами, особенно при пересечении их геометрических осей под углами α от $\pi/4$ до $\pi/2$.

Анализ экспериментальных данных позволил сделать вывод о том, что в русле при пересечении его потока с пойменным под углом $\alpha > \pi/2$ обычно образуется водоворотная зона, размеры которой зависят от соотношения глубин и расходов воды взаимодействующих потоков. Водоворотная зона является причиной отложения наносов в русле и, как следствие, формирования в этом месте переката. При продолжительных паводках и больших углах ($\alpha > \pi/2$) русло может быть полностью заполнено русловыми наносами и они начинают поступать на пойму.

При наиболее распространенном типе руслового процесса — свободном меандрировании (см. главу 3) наблюдается чередование пойменных массивов по длине реки. Между ними русловой поток пересекается с пойменным под углами α , близкими к $\pi/2$ или даже большими. Таким образом, на каждом пойменном массиве в его верховых частях при затоплении бровок прирусловых валов следует ожидать отложения русловых наносов. Это приводит к тому, что отметки верховых частей массивов значительно больше, чем низовых, ибо эти «языки наносов» за период паводка не успевают распространиться на всю глубину массивов, а откладываются в их верховых частях. Велика роль верховых прорв и в процессе поступления наносов на пойменные массивы. Именно через них на массив поступает основное количество наносов, что обусловлено большими уклонами свободной поверхности, а следовательно, и скоростями в прорвах.

Таким образом, современное состояние проблемы взаимодействия руслового и пойменного потоков позволяет выделить в качестве основных следующие вопросы влияния пойм на транспорт наносов: 1) влияние морфологического строения русел и пойм на транспортирующую способность потоков в них; 2) влияние потока поймы на транспорт наносов в основном русле; 3) транспорт наносов непосредственно потоками поймы при ее полном затоплении и отложение наносов на пойме; 4) взаимосвязь между русловыми и пойменными процессами

2.14.2. Влияние морфологического строения пойм и русел на транспортирующую способность потоков в них

Данная проблема является исключительно важной и актуальной как в теоретическом плане, так и для решения практических вопросов. В то же время она и крайне сложна, ибо необходимо решать четырехмерную задачу, привлекая достижения ряда сопредельных наук — гидрологии, гидравлики, гидромеханики, механики грунтов, морфологии, биологии и др. Путь теоретического анализа проблемы весьма далек от завершения. Кроме того, система уравнений гидромеханики для расчета русловых деформаций незамкнута, а ее приближенные решения, основанные на ряде допущений, дают результаты, весьма далекие от реальных. Поэтому приходится выполнять анализ, основываясь на весьма скудных данных лабораторных и натуральных исследований, проведенных для решения сопредельных задач.

Морфометрические характеристики русел и особенно пойм значительно изменяются по длине реки в зависимости от физико-географических, геологических, гидрологических и других характеристик бассейна и самой реки. При этом отмечаются большие изменения как плановых (ширины русел, пойм и пойменных массивов и др.), так и высотных (глубины затопления, отметок валов и др.) морфометрических характеристик русел и пойм. Так, ширины пойм изменяются в десятки, а иногда и в сотни раз на участках небольшой протяженности. Это приводит к значительной неравномерности движения потока и интенсивного массообмена между русловым и пойменными потоками при пропуске паводков, что также необходимо учитывать при расчетах деформаций русел и пойм.

Многочисленные экспериментальные исследования по изучению эффекта взаимодействия русловых и пойменных потоков выполнены в основном на жестких моделях, проблеме же влияния этого эффекта на деформации русел и пойм посвящено ограниченное количество исследований. В этих исследованиях эксперименты в основном выполнялись на полужестких моделях русла с поймой различной шероховатости при параллельности и непараллельности их геометрических осей и квазиравномерном турбулентном режиме потоков в них.

Основные итоги этих экспериментов сводятся к следующему.

1. Устойчивая однозначная зависимость между расходами наносов в русловой части потока и расходами или уровнями (глубинами) воды всегда отсутствует.

2. Транспортирующая способность руслового потока под влиянием пойменного существенно снижается (по сравнению с потоком в русле, изолированным от пойменного) (рис. 2.16).

Значение этого снижения прямо пропорционально разности скоростей (Δv) руслового и пойменного потоков. Последняя определяется соотношением глубин ($h_{\text{п}}/h_{\text{р}}$), ширин ($B_{\text{п}}/B_{\text{р}}$) и коэф-

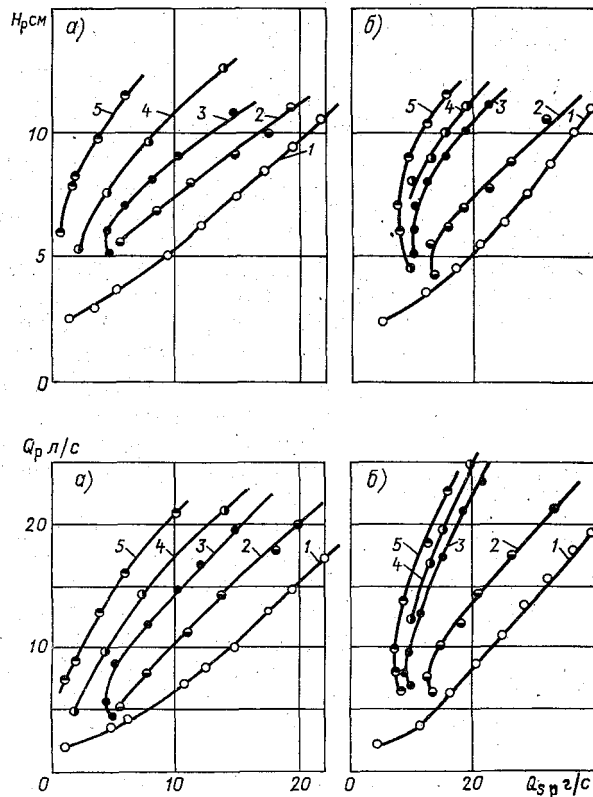


Рис. 2.16. Зависимости $Q_{\text{сп}} = f(H_{\text{р}}, \Delta, I)$ и $Q_{\text{сп}} = f(Q_{\text{р}}, \Delta, I)$.
 а — $I=3\%$; б — $I=9\%$; 1 — изолированное русло, 2–5 — русло с поймой с разной высотой выступов шероховатости: $\Delta=0,5$; 1; 2 и 3 см.

фициентов шероховатости ($n_{\text{п}}/n_{\text{р}}$) пойменного (п) и руслового (р) потоков, т. е.

$$\Delta v = f\left(\frac{h_{\text{п}}}{h_{\text{р}}}, \frac{B_{\text{п}}}{B_{\text{р}}}, \frac{n_{\text{п}}}{n_{\text{р}}}\right).$$

По данным экспериментов, транспортирующая способность руслового потока под влиянием пойменного при параллельности и малых углах пересечения их динамических осей может уменьшаться в 2–3 раза. При больших углах α транспорти-

рующая способность руслового потока может уменьшиться до нуля.

3. Наиболее устойчивой является зависимость расходов русловых наносов (g_b) от средних скоростей руслового отсека потока. Однако при наличии пойменного потока отклонения исходных данных от зависимости $g_b = f(v_p)$ значительно больше, чем при его отсутствии, и достигают 20—25 %. Это можно объяснить влиянием ряда дополнительных факторов, в частности, трансформацией поля скоростей руслового потока под влиянием пойменного, часто приводящей к эффекту пространственности, выражающемуся в увеличении донных скоростей при тех же средних.

Все приведенные выше выводы основаны на данных, полученных на моделях с параллельными геометрическими осями русла и поймы, что, как правило, приводило к параллельности динамических осей потоков в них. В ряде случаев оси потоков немного отклонялись от параллельных (углы α достигали 3—5°). Однако, как уже указывалось, более сложными, встречающимися в природных условиях являются случаи, когда динамические оси потоков пересекаются под большими углами (обычно превышающими 3—5°). Из пяти типов взаимодействия руслового и пойменного потоков четыре соответствуют случаям непараллельности их осей. При схождении или пересечении динамических осей руслового и пойменного потоков влияние угла их пересечения на средние скорости и пропускную способность руслового отсека потока резко возрастает и при углах $\alpha = \pi/2$ средние скорости руслового потока падают до нуля. При $\alpha > \pi/2$, как показали исследования ГГИ на р. Сож, в русловой части потока может даже наблюдаться обратное течение.

Учитывая, что анализом экспериментальных данных была установлена возможность применения для расчета расхода русловых наносов в русловом отсеке потока формул вида $g_b = \beta (v/v_n)^m$ (β — параметр, не зависящий от средней скорости потока), из которых вытекает, что транспортирующая способность руслового отсека потока при $\alpha \geq \pi/2$ уменьшается до нуля, поскольку при таких значениях α $v \leq v_n$. Это приводит к интенсивному отложению наносов на данном участке реки и в дальнейшем к их поступлению на пойму.

К сожалению, количество экспериментов по изучению деформаций при взаимодействии руслового и пойменного потоков на моделях, где оси русла и поймы не параллельны, крайне мало. Практически все авторы моделировали 2—3 излучины при типе руслового процесса, близком к ограниченному или свободному меандрированию. Кратко рассмотрим основные результаты этих экспериментов.

Н. С. Знаменская выполнила эксперименты на моделях русла с размываемым дном и жесткой поймой с целью выявления влияния потока поймы на транспорт наносов в русле. На установке русло постоянной ширины меандрировало по пойме (рис. 2.17). Анализ данных ее экспериментов показы-

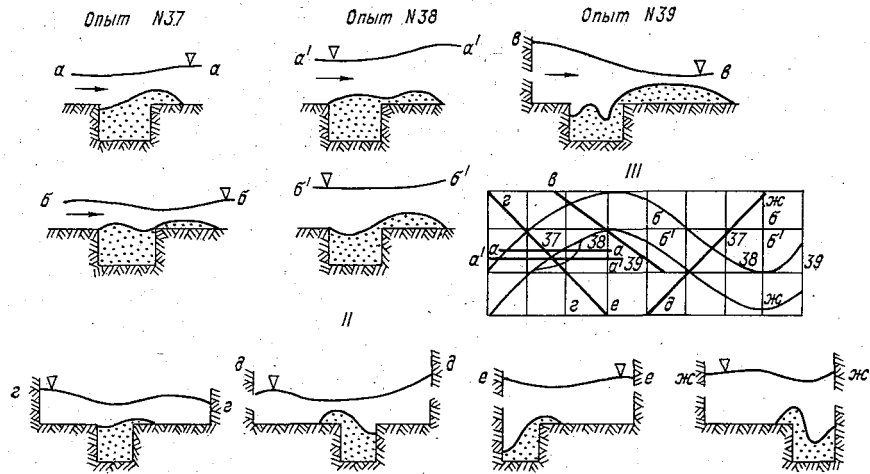


Рис. 2.17. Продольные (I) и поперечные (II) уклоны водной поверхности в местах выхода донных наносов на пойму и схема размещения створов (III).

Арабские цифры — границы песков, относящихся к данному опыту.

вает, что при углах пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков, равных $40-60^\circ$ (IV тип взаимодействия потоков), наблюдается резкое снижение транспортирующей способности в русловой части потока. Расходы наносов и их изменение по длине руслового потока не измерялись, но, как видно на рис. 2.17, створам, в которых углы α наибольшие, соответствуют и наибольшие отложения наносов, что указывает на наибольшее снижение транспортирующей способности потока в них. При большом наполнении поймы и продолжительном движении пойменного потока русло в этих створах полностью заполнялось наносами и последние начинали поступать на пойму (примерно по направлению динамической оси пойменного потока).

В. Г. Саликов, изучавший процесс взаимодействия руслового и пойменного потоков на полужесткой модели русла и поймы ограниченного меандрирования, пришел к ряду интересных выводов. В частности, он отмечает, что при выходе воды на пойму происходит интенсивный рост гребней перекатов и

занесение ложбин размыва (рис. 2.18). Интенсивность русловых процессов определяется кривизной излучины и степенью затопления поймы. При достижении вершиной переката во входной части закругления бровки прируслового вала происходит вынос наносов на пойму. Примыкание гребней перекатов к выпуклым берегам, являясь причиной выхода наносов

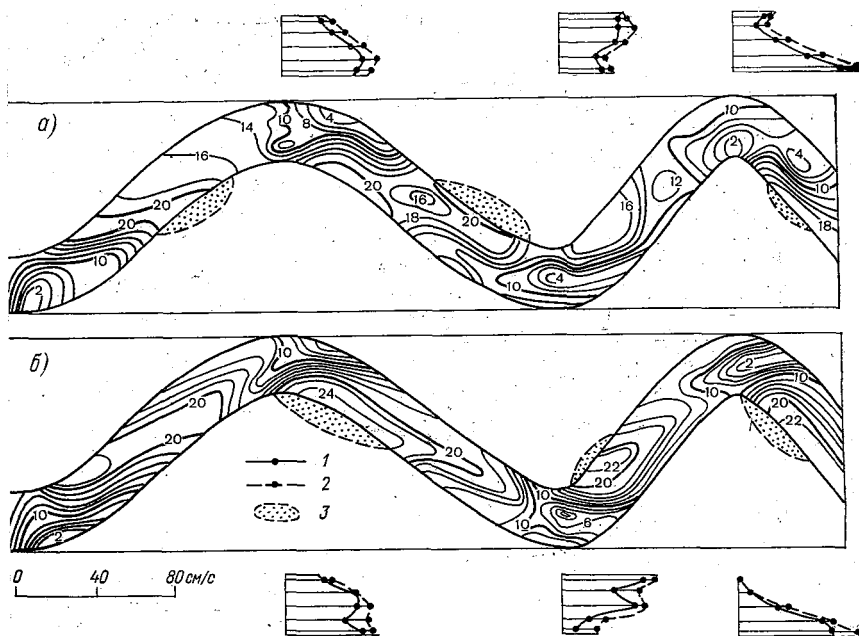


Рис. 2.18. Формирование рельефа дна русла при наличии на пойме береговых валов (опыт Саликова).
 а — $Q=54,0$ л/с, б — $Q=42,5$ м/с, 1 — распределение по ширине русла средних и 2 — максимальных скоростей в вершинах излучин, 3 — выход наносов на пойму, горизонталы проведены через 2 см.

на пойменные массивы и роста отмелей в основном русле (побочней), создает благоприятные условия для образования береговых валов. На спаде паводка русловые образования не успевают полностью перерабатываться, поэтому в межень в реке наблюдается целая иерархия структур.

Таким образом, данные экспериментов качественно подтверждают приведенные выше соображения.

Лабораторные модели всегда схематизируют процесс, который весьма существенно отличается от натурального. Действительно, в натуральных условиях ширина и тип поймы могут

существенно изменяться по длине реки. Так, ширина поймы р. Оки на относительно коротком участке изменяется от 0,4 до 12 км, весьма значительно изменяются по длине реки и другие характеристики поймы. К тому же лабораторные исследования, как правило, выполняются при установившемся, квазиравномерном режиме, а в натуре высокие и особенно ка-

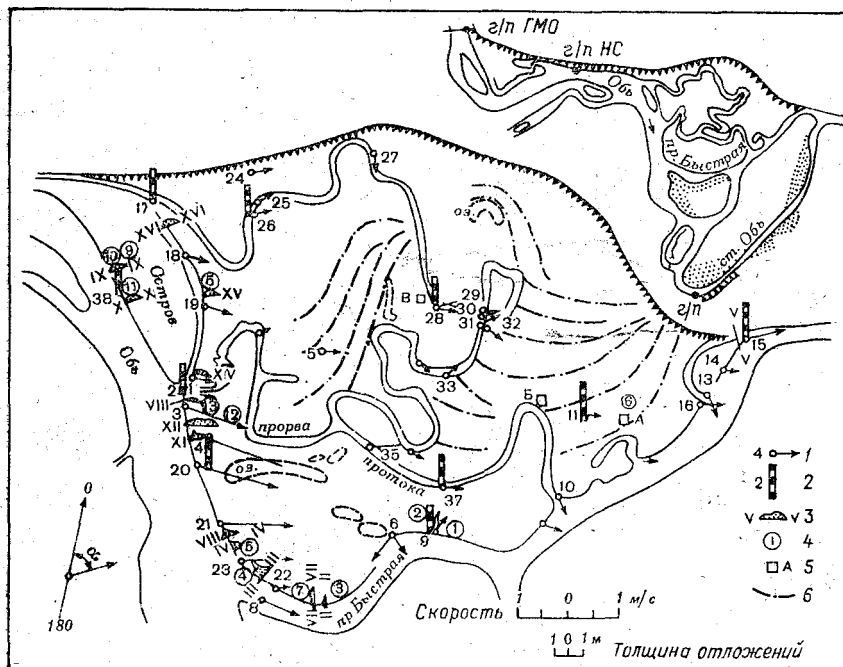


Рис. 2.19. План пойменного массива и схема участка р. Оби.

1 — векторы поверхностных скоростей на пике половодья, 2 — водомерные посты, 3 — характерные профили отложения наносов на пойме, 4 — береговые валы, 5 — границы полигонов.

тастрофические паводки, затопляющие пойму, проходят при неустановившемся режиме, да и поступление наносов в реки не всегда соответствует их транспортирующей способности. Поэтому для разработки объективных научно обоснованных рекомендаций нельзя ограничиваться данными только лабораторных экспериментов, а необходима постановка обширных натурных исследований русловых процессов одновременно с изучением гидравлики потоков в руслах с поймами в различные фазы гидрологического года.

В СССР такие работы уже производятся. В 27 обсерваториях, расположенных в различных физико-географических ус-

ловиях, выполняются стационарные наблюдения за русловым процессом на специально отобранных для этого участках с одновременным измерением гидравлических характеристик руслового и пойменного потоков. Программа этих исследований совершенствуется, а анализ полученных данных выполняется в ГГИ.

Рассмотрим основные итоги натуральных исследований.

В ГГИ в 60-х годах были проведены наблюдения за затоплением пойменных массивов, в основном свободного меандрирования, на различных реках (Оке, Оби, Поломети и др.) в период прохождения паводков различной обеспеченности. Затопление таких массивов осуществлялось сначала через низовые прорвы, а при более высоких уровнях — и через верховые прорвы. Транзитный поток на пойме наблюдался при максимальных уровнях, существенно превышающих уровни 50 %-ной обеспеченности. Практически на всех исследованных реках при высоких уровнях наблюдалось поступление наносов из русла на пойму именно в тех местах, где динамические оси руслового и пойменного потоков пересекались под наибольшими углами и где в русле располагались перекатные участки. Особенно четко это отражено в работе З. М. Великановой и Н. А. Ярных на примере пойменного массива на р. Оби у г. Барнаула. На рис. 2.19 указаны зоны отложения наносов на пойме в верхней части массива, достигающие 1,5 м толщины. Наносы откладывались в виде конусов выноса, наибольшая длина которых достигала 150—200 м (от бровки). При этом в верхней части пойменного массива отмечено осаждение русловых наносов.

Таким образом, натурные данные качественно подтверждают и уточняют экспериментальные, полученные на полужестких моделях.

Глава 3

Русловые процессы и их типизация

3.1. Гидродинамический и гидроморфологический подходы к разработке теории русловых процессов

Как уже указывалось в главе 2, исторически сложилось два принципиально разных подхода к разработке теории русловых процессов: гидродинамический и гидроморфологический. Первый из них основан на применении системы уравнений сохранения энергии (или количества движения) и массы для стока воды и наносов к решению проблемы расчета русловых деформаций, т. е. к решению проблемы русловых процессов. Второй из них основан на типизации морфологически однородных русловых форм и образований (на основе крупномасштабных планово-высотных картографических и аэрофотосъемочных материалов) и на определении средних скоростей их перемещения, используемых при разработке фоновых прогнозов русловых процессов большой заблаговременности.

В 50-х годах XX в. Н. Е. Кондратьев, применив принцип дискретности, выполнил анализ характера перемещения наносов в речных потоках и установил, что он подчинен различным для соответствующих структурных уровней закономерностям. Именно введение принципа дискретности позволило научно обосновать пределы применения каждого из этих подходов. Действительно, на низших структурных уровнях, в частности уровне перемещения отдельных частиц методом влечения и сальтации (или уровне перемещения микроформ), наиболее эффективным является применение гидродинамического метода. На структурных уровнях мезо- и макроформ эффективным является применение положений и методик гидроморфологического подхода к теории русловых процессов. В то же время оба подхода имеют существенные недостатки, заключающиеся в недоучете особенностей морфологического строения русел и пойм — в гидродинамическом подходе, структуры и гидравлики потоков — в гидроморфологическом подходе.

3.2. Система уравнений для расчета деформаций

Расчетные уравнения динамики руслловых потоков основаны на двух физических законах: сохранения вещества и сохранения энергии. На основе закона сохранения вещества для жидкости получают уравнение неразрывности, а для наносов — уравнение деформаций. В общей задаче о движении взвешенного потока закон сохранения энергии также записывается отдельно для движущейся жидкости и твердых частиц. Складывая эти уравнения, получают уравнение для смеси жидкости и твердых частиц.

Однако для малых концентраций наносов, которые обычно наблюдаются на естественных, особенно равнинных, водотоках, уравнения движения смеси практически не отличаются от уравнений движения чистой жидкости. Поэтому основная система уравнений динамики руслловых потоков содержит следующие составляющие: уравнение движения воды, уравнение неразрывности и уравнение деформаций.

Указанная система уравнений является одномерной. Одномерная идеализация получается осреднением скоростей течения воды по площади сечения потока. Последующий учет неравномерности распределения скоростей по сечению потока осуществляется с помощью коэффициентов Кориолиса и Буссинеска. Касательные напряжения на дне и глубины потока осредняются по ширине русла. Движение потока предполагается плавно изменяющимся. В результате для бесприточного участка получается система, состоящая из уравнений:

$$I = \frac{v^2}{C^2 H} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K v^2}{2g} \right) + \frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \quad (3.1)$$

и неразрывности жидкости

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0. \quad (3.2)$$

Для двухфазного потока, т. е. потока с наносами, на бесприточном участке уравнения (3.1) и (3.2) представляют в более полном виде:

$$I = \frac{v^2}{C^2 H} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K v^2}{2g} \right) + \frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha_S \rho_1 v q'_s}{\rho_2 g F}, \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial [F(1-S)]}{\partial t} = 0,$$

где α_S — корректив, учитывающий неравномерность распределения местных концентраций наносов по живому сечению;

q_s' — расход притока (или оттока) наносов на единицу длины потока, происходящего в процессе массообмена русла и потока; S — осредненная по сечению концентрация наносов. На равнинных реках она, как правило, не превышает 0,015. Учитывая это, при применении уравнений (3.3) к равнинным рекам концентрацией наносов пренебрегают и они преобразуются в (3.1) и (3.2).

Рассмотрим вывод уравнения деформации с учетом приведенных выше ограничений.

Направив ось x по течению, вырежем в потоке параллелепипед с основанием $dx dz$ и высотой $H = y_n - y_d$, где y_n и y_d — от-

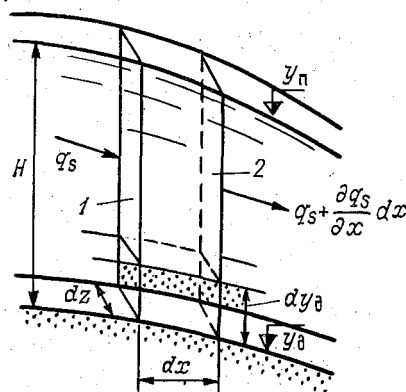


Рис. 3.1. Схема к выводу уравнения деформаций.

метки свободной поверхности и дна (рис. 3.1). Составим баланс наносов для параллелепипеда, введя допущение об отсутствии результирующего перемещения наносов через его боковые грани. Под расходом наносов при этом будем понимать общий объемный расход взвешенных и влекомых наносов в плотном теле. Расход наносов через первую (верхнюю) грань параллелепипеда равен $q_s dz$, где q_s — объемный расход наносов на единицу ширины потока. Расход наносов через вторую (нижнюю) грань равен $(q_s + \frac{\partial q_s}{\partial x} dx) dz$. Разность между объемами наносов, прошедших через первую и вторую грани за промежуток времени dt , составит

$$\left[q_s dz - \left(q_s + \frac{\partial q_s}{\partial x} dx \right) dz \right] dt = - \frac{\partial q_s}{\partial x} dx dz dt.$$

Эта разность должна быть равна изменению за то же время объема наносов, слагающих дно параллелепипеда, плюс изменение объема наносов, находящихся внутри параллелепипеда

в состоянии движения. Изменение первого из упомянутых объемов наносов выражается величиной

$$(1-\varepsilon) dy dx dz = (1-\varepsilon) \frac{\partial y}{\partial t} dt dx dz,$$

где ε — коэффициент пористости донных отложений.

Объем наносов, находящихся внутри параллелепипеда в состоянии движения, равен $HS dx dz$. Изменение этого объема за время dt равно

$$\frac{\partial (HS)}{\partial s} dt dx dz.$$

Собирая все члены баланса наносов вместе, получаем

$$-\frac{\partial q_s}{\partial x} dx dz dt = (1-\varepsilon) \frac{\partial y}{\partial t} dx dz dt + \frac{\partial (HS)}{\partial t} dx dz dt.$$

Сокращая на $dx dz dt$ и перенося все члены уравнения влево, имеем

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + (1-\varepsilon) \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial (HS)}{\partial t} = 0. \quad (3.4)$$

Это уравнение и называется уравнением деформации. Однако так же, как и в уравнении (3.3), при применении к равнинным рекам, где концентрация наносов обычно мала, последним членом левой части уравнения (3.4) обычно пренебрегают и тогда оно преобразуется к более простому виду

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + (1-\varepsilon) \frac{\partial y}{\partial t} = 0. \quad (3.5)$$

Для сечения в целом уравнение (3.5) принимает вид

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + (1-\varepsilon) \frac{\partial F}{\partial t} = 0, \quad (3.6)$$

где Q_s — расход влекомых и взвешенных наносов через сечение потока. Преобразуя уравнение (3.6), получим

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + (1-\varepsilon) \left(B \frac{\partial H}{\partial t} + H \frac{\partial B}{\partial t} \right) = 0.$$

Учитывая, что для естественных водотоков $B \gg H$, а $y_{\pi} = y_{\Pi} - H$, получим

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + (1-\varepsilon) B \frac{\partial y_{\pi}}{\partial t} = 0. \quad (3.7)$$

Таким образом, для расчета деформаций на бесприточном участке ($q=0$) имеем следующую систему уравнений:

$$I = \frac{v^2}{C^2 H} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^2}{2g} \right) + \frac{\alpha'}{g} \frac{\partial v}{\partial t},$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0,$$

$$\frac{\partial Q_S}{\partial x} + (1-\varepsilon) B \frac{\partial y_d}{\partial t} = 0,$$

которая содержит шесть неизвестных функций продольной координаты и времени: y_d , H , B , v , C и Q_S .

Коэффициент пористости ε , входящий в уравнение деформации, предполагается постоянным (для песка $\varepsilon \approx 1/3$). В действительности, для неоднородных грунтов значение ε не является постоянным. Однако учет вариации величины ε , по-видимому, находится за пределами точности расчетов. На настоящей стадии развития методов расчета русловых деформаций приходится допускать, что берега не деформируются. Тогда функция $B(x, y_d)$ строится по данным русловой съемки.

Для замыкания системы уравнений необходимы дополнительные (обычно полуэмпирические) связи, основанные на формулах для расчета расходов наносов, морфологических характеристик русла, мгновенного профиля деформации и др.

Так, А. Б. Векслер и В. М. Доненберг, основываясь на допущении, что поступление наносов в поток через его свободную поверхность отсутствует, а все изменения нанососодержания в потоке происходят лишь за счет размыва русла или отложения в нем наносов, предлагают дополнительное уравнение

$$m_S = \rho_r \frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{\partial y_n / \partial t} = 0, \quad (3.8)$$

где m_S — интенсивность переформирования русла на расчетном участке; ρ_r — плотность грунта, слагающего русла.

После преобразований уравнение (3.8) принимает следующий вид:

$$q_S = \frac{\rho_r}{\rho_1} \frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{\partial y_n / \partial t} = 0. \quad (3.9)$$

Даже с учетом уравнения (3.9) система незамкнута и для ее решения необходимы дополнительные расчетные зависимости. Одной из них является уравнение для расчета расходов наносов.

Для решения системы уравнений задаются еще начальные и граничные условия. Начальными условиями являются продольные профили дна и свободной поверхности $y_d = y_d(x, 0)$ и

$y_n = y_n(x, 0)$ на начальный момент времени $t=0$. Граничным условием на верхнем конце рассматриваемого участка обычно служит «входной гидрограф» $Q=Q(0, t)$, а на нижнем конце определяются конкретными условиями задачи.

При применении системы уравнений к расчету русловых деформаций, возникающих при возведении различных гидротехнических сооружений, принимаются различные допущения, которые будут рассматриваться в главе 4.

3.3. Поток—русло как саморегулирующаяся система. Роль перекатов в регулировании стока наносов

Саморегулирующимися или спонтанными называются такие механические и природные системы, которые способны путем внутренней перестройки продолжать выполнение своих функций при ограниченных изменениях внешних условий, в которых они развиваются. Такую способность к саморегулированию можно отнести к системе поток—русло—бассейн реки и к ее проявлениям: русловому процессу, сопротивлению движению потоков и другим.

Данная система является исключительно сложной как по числу участвующих в ней факторов (сток воды и наносов, грунты, наносы и поступление их из бассейна в реки, сопротивление русел и пойм движению потоков в них, русловые деформации, приводящие к изменению формы сечения русел как по длине, так и по ширине потока, и др.), так и по характеру взаимодействия их между собой. Поэтому разработка математической модели такой системы, учитывающей все ее многочисленные и изменчивые факторы и все их взаимодействия между ними, в настоящее время не представляется возможной как из-за ее сложности, так и из-за ограниченности материалов натурных наблюдений.

Поэтому рассмотрим лишь общие методологические аспекты этой проблемы. Как известно, наносы образуются из продуктов распада грунтов в бассейне реки, дискретно поступающих в ее русло в основном в периоды паводков и половодий. В русле реки эти частицы в зависимости от их крупности и скорости потока могут перемещаться в виде взвешенных или донных наносов (влечением, сальтацией или движением донных гряд). При этом саморегулирование может достигаться, в частности, изменением состава и крупности донных наносов, посредством большего или меньшего заполнения мелкими частицами пор основного скелета донных отложений.

Естественный поток обладает способностью в широких пределах изменять свою транспортирующую способность в зави-

симости от режима, количества и состава поступающих в него наносов, путем самопроизвольных изменений морфологического строения русла и поймы, в том числе за счет формы поперечного сечения русла (его расплывания или сосредоточения, т. е. изменения соотношения ширины и глубины русла — величины V/H , приводящего иногда к изменению типа руслового процесса).

Действительно, например, с возникновением и развитием извилистости русла уменьшается средний продольный уклон потока, изменяется строение перекатов, плёсовых ложбин, меняется макроструктура скоростного поля потока, возрастает его неравномерность, т. е. появляются участки интенсивной деформации под его воздействием. Это неизбежно влияет на расход донных наносов не только в количественном выражении, но и в формах их пересотложения, а следовательно, ведет к изменению морфологических образований в руслах и на поймах рек.

Русла естественных водотоков обычно представляют собой чередование плёсов и перекатов, которые наблюдаются как на криволинейных, так и на прямолинейных участках. Такой характер русел, взаимодействующих с водными потоками, несущими наносы, более устойчив, чем для призматических русел большой длины, что в первую очередь обусловлено неравномерностью и асинхронностью поступления стока воды и наносов в реки, приводящей к нарушению соответствия между содержанием наносов в потоке и его транспортирующей способностью, т. е. к перегрузке потока наносами в отдельные периоды. Наибольшее значение такой перегрузки наблюдается при подъемах уровней при пропуске паводков, когда река проносит и наибольший объем наносов.

Именно это несоответствие и является основной причиной регулирующей роли перекатов, которые более подвижны, чем плёсы. При перегрузке потока наносами они откладываются в основном на перекатах, что приводит к интенсивному росту их гребней, достигающих на больших реках нескольких метров за паводок. После прохождения пика паводка, когда в русла рек начинает поступать осветленная вода, т. е. транспортирующая способность потока оказывается больше расхода наносов, поступающих в реки, наблюдается обратный процесс — размыв гребней перекатов. Этот процесс продолжается и в последующую летне-осеннюю межень.

В период кратковременных летне-осенних паводков, зачастую проходящих после засушливого лета, в реки может поступать исключительно большое количество наносов, которое реки не могут транспортировать и наносы снова откладываются на перекатах, вызывая рост их гребней.

Значительную роль в деформациях играют притоки, уклоны водной поверхности которых (и особенно — овражно-балочной

сети) значительно больше, чем в реках, что приводит к выносу из них наносов большой крупности. Эти наносы откладываются, как правило, непосредственно у впадения притока и постепенно перерабатываются основным водотоком. В частности, наблюдались многочисленные случаи выноса потоками из оврагов такого большого количества наносов, которое из-за перегрузки реки не могли транспортировать, и наносы образовывали бары. Такие образования характерны для южных рек, протекающих в условиях засушливого климата. В частности, на р. Дон были зарегистрированы выносы и отложения наносов из овражно-балочной сети, которые река размывала в течение нескольких лет.

Такие местные нарушения руслового режима рек, значительно осложняя процесс, наблюдаются только при интенсивной эрозии почв и часто являются следствием неправильной эксплуатации сельскохозяйственных угодий. На северных реках, когда отсутствуют эрозионные процессы, основная роль в регулировании стока наносов принадлежит перекатам. Перекаты в реках приурочены к определенным местам русла и долины и сохраняются в этих местах длительное время. Располагаясь группами, они образуют так называемые перекатные участки. Для переформирования перекатов характерна ясно выраженная цикличность.

Каковы же условия, определяющие расположение перекатов в русле реки и их сохранение в течение больших отрезков времени; какова природа переформирования перекатов? Рассмотрим два этих вопроса.

Как уже указывалось, главное условие, определяющее режим переката или перекатного участка, состоит в местном нарушении соответствия между поступлением наносов в потоки и транспортирующей способностью потоков. Другим основным условием являются особенности гидравлики потоков на расчетных участках. В частности, дополнительным условием существования перекатов служит отсутствие или слабость поперечных течений. Последние особенно интенсивны на изгибе русла. Они отклоняют наносы к одному из берегов. При их отсутствии наносы откладываются по всей ширине переката, формируя его.

Таким образом, формирование переката — результат сложного взаимодействия скоростного поля руслового потока и режима транспорта наносов, поступающих в поток с бассейна реки. Именно это является основной причиной отсутствия однозначной связи между уровнями и глубинами на перекатах.

Еще в конце прошлого века В. А. Макаров, изучавший режим перекатов, установил, что в зависимости от местных условий в паводочный период гребни перекатов могут расти,

а могут и размываться. Перегрузка потока наносами обусловлена не только интенсивным поступлением их в русла рек, но и местным уменьшением скоростей.

Рассмотрим источники поступления в поток руслоформирующих фракций наносов. Основным источником наносов является вынос их с бассейна реки притоками, оврагами, за счет склонового стока и с помощью эолового фактора. Русловые фракции наносов лишь частично сразу же переносятся речными потоками, значительная их часть откладывается в русле и на пойме. Русловой поток, непрерывно перебивая пойму, перемещается по ней. Как указывает Н. И. Маккавеев, объем наносов, попадающих в реки в результате размыва поймы, в несколько раз превосходит объем стока наносов рек. Так, на Нижней Волге годовой объем размыва пойм в 1945—1947 гг. составлял примерно 36 000 м³, на 1 км длины, а на Нижней Миссисипи — 55 000 м³ на 1 км длины.

На прямолинейных и слабоизогнутых участках русел перекаты вместе с входящими в их состав побочными медленно сползают вниз по течению. В излучинах положение перекатов по отношению к берегам более стабильно, чем на прямолинейных участках русла.

Таким образом, основными факторами, способствующими образованию и сохранению перекатов, являются: поступление в поток большого количества наносов, превышающего транспортирующую способность потока, отсутствие или слабость поперечных течений. Помимо этих основных, имеется ряд дополнительных факторов, влияние которых особенно четко прослеживается при анализе информации о глубинах на перекатах, имеющейся в Бассейновых управлениях пути. Хотя наблюдения за глубинами и не являются круглогодичными и, к сожалению, не производятся в самый важный для гидрологов паводочный период, и к тому же промеры ведутся только в пределах судового хода, положение которого может изменяться, эти данные позволили К. В. Гришанину сделать ряд интересных выводов.

1. Колебания дна перекатов в основном обусловлены колебаниями речного стока и вместе с ним имеют внутригодовую цикличность.

2. Для большей части перекатов характерно отложение наносов в период подъема уровней с переходом к размыву отложившихся наносов с середины или конца спада паводка. Однако имеется группа перекатов, у которой намыв происходит во второй половине спада паводка.

3. Колебания дна перекатов сопровождаются обратными по знаку и меньшими по диапазону высот колебаниями дна плёсовых лощин — во время намыва перекатов плёсовые лощины размываются, во время размыва перекатов в плёсовых лощи-

нах откладываются наносы. Циклические колебания высоты дна, обратные по знаку колебаниям высоты дна перекатов, у достаточно длинных плёсовых лощин охватывают только верхние части последних. В средних частях, с неизменяющимися по длине русла размерами живых сечений, годовой циклическости нет. Нижние части плёсовых лощин, переходящие в напорные скаты перекатов испытывают слабые колебания высоты дна того же знака, что перекаты.

4. Толщина слоя весеннего намыва перекатов тем больше, чем больше подвижность донных наносов. На такой реке, как Кама, с ее крупнозернистыми песчано-гравелистыми донными наносами толщина слоя намыва не выходит за пределы 0,1—0,3 м; в нижнем течении р. Урала, где подвижность донных наносов очень велика, за паводок на перекатах может быть намыв слой в 1,0—1,5 м, а иногда и больше. На р. Амударье амплитуда колебания высот дна может быть равна амплитуде колебания уровней.

5. Толщина слоя намыва возрастает с высотой весеннего паводка.

6. На большинстве рек наносы отложенные весенним паводком, бывают полностью смыты за время спада и летней межени, так что к концу периода, свободного ото льда, гребни перекатов имеют примерно те же отметки, что перед началом паводка. Однако на реках с большой подвижностью донных наносов слой наносов, отложенных на перекатах особо высоким паводком, может частично сохраниться до конца навигации и перейти на следующий год.

Размыв преобладающей части перекатов в межень и намыв в это время плёсовых лощин легко находят свое объяснение в том, что при низких уровнях перекаты подпирают вышележащие плёсы, а на самих перекатах создаются крутые уклоны свободной поверхности и быстрое течение.

Более сложной является трактовка причин противоположного хода деформаций в плёсовых лощинах и на перекатах. Основной причиной этого считают различные формы живых сечений — узких и глубоких у плёсов, широких и мелких у перекатов. Дополнительным фактором является характер изменения скоростей течения на этих участках, зависящий от уклонов свободной поверхности, шероховатости дна, формы сечения и других факторов.

В последние годы разрабатывается концепция, основанная на том, что перекаты являются гребнями ленточных гряд, сдвигающимися вниз по течению при прохождении высоких паводков. По-видимому, такой подход вполне применим при оценке изменений отметок дна определенных групп перекатов.

✓
Другим фактором саморегулирования системы поток — русло является ее способность изменять сопротивления движению потоков в них, а следовательно, скоростей потока и его транспортирующей способности. Действительно, при изменении режима перемещения наносов от их влечения или сальтации к донно-грядовому режиму перемещения в 2—7 раз может измениться сопротивление русел движению потоков в них, а следовательно, изменятся скорости и транспортирующая способность потоков.

К. В. Гришанин, выполняя анализ поведения системы поток — русло, отмечает: «Особенности речных потоков свидетельствуют об их высокой приспособленности к решению задач, поставленных перед ними природой: к транспорту воды и наносов, поддержанию равновесия между силами тяжести и силами трения. Наряду с этим, будучи подвержены влиянию множества второстепенных местных факторов речные потоки не представляют собой упорядоченных систем... Поэтому действующие в реках связи гидравлического или морфометрического характера всегда отличаются большой дисперсией».

Таким образом, саморегулирование системы поток — русло, учитывающее очень большое количество как главных, так и второстепенных факторов, осуществляется по сложным, пока еще неизученным законам, вскрытие которых позволит разработать математическую модель такой системы, крайне необходимую для решения практических задач, связанных с гидрологическим обеспечением гидротехнического строительства.

3.4. Основные положения гидроморфологической теории руслового процесса и определение понятия «русловой процесс»

3.4.1. Определение термина и предпосылки к созданию теории

Под русловым процессом понимают изменения морфологического строения речного русла и поймы, происходящие под действием текущей воды. Изучение руслового процесса требует применения как гидродинамического, так и морфологического подходов, на основе синтеза которых и должна разрабатываться теория этого процесса. Гидродинамический аспект процесса изучает его движущие силы, морфологический — формы проявления и присущие им закономерности развития.

Таким образом, конечным результатом должно быть создание гидравлической теории русловых форм. Именно по этому пути и должна идти разработка методов расчета и прогноза руслового процесса. Это положение в настоящее время пред-

ставляется бесспорным и очевидным, но, если обратиться к истории формирования проблемы на разных ее этапах, она решалась неоднозначно.

Длительное время производились попытки решения задач руслового процесса на односторонней гидравлической основе, которые успеха не имели, и все актуальнее выявлялась недостаточность наших знаний в области морфологии речных русел и пойм. Необходимость комплексного подхода к исследованиям руслового процесса с целью создания его теории, была осознана в Государственном гидрологическом институте в связи с научным обоснованием ряда народнохозяйственных проектов. В качестве примера приведем задание, которое ГГИ получил в 50-х годах: дать прогноз поведения участка русла р. Куры длиной 540 км в нижнем бьефе Мингечаурского водохранилища. Пользуясь имевшимися к этому времени приемами, удалось рассчитать, что продольный профиль р. Куры будет снижаться со скоростью около 1—2 см в столетие. В то же время для проектирования водохозяйственных мероприятий на Куро-Араксинской низменности (мелиорация 90 тыс. га плодороднейших земель) также необходимо было знать:

- усилятся или ослабеют плановые деформации излучин (на берегах реки расположено около 90 насосных станций);
- будет ли уменьшаться или увеличиваться разность отметок дна плёсов и перекатов;
- как скажется на участке влияние незарегулированного водного режима р. Аракс — основного притока р. Куры.

Чтобы ответить на эти вопросы, надо было знать, как развиваются речные излучины в естественных условиях, каковы скорости их деформаций в плане, от чего они зависят. Надо было знать, каков режим отметок дна на плёсах и перекатах, как осуществляется транспорт наносов (их переотложения) от плёса к перекату, как формируется пойма, ее рельеф, деформации, какова их роль в развитии речных излучин и т. п. К сожалению, сведения о закономерностях этих процессов в отечественной и зарубежной литературе оказались очень скудными.

Для выяснения того, как происходят деформации излучин и других русловых форм, было решено прибегнуть к трудоемкому, но самому объективному пути исследования, а именно получению натуральных данных. Прежде всего ими могут служить съемки разных лет в виде лоцманских карт и карт, составляющихся для нужд лесосплава; землеустроительные съемки и, наконец, обычные топографические карты. При этом задача заключалась в том, чтобы по одной и той же реке собрать картографический материал разных лет съемки, сопо-

ставить его между собой и таким путем проследить эволюцию излучин или других русловых образований. Проследить положение отдельных излучин можно даже по крупномасштабной карте. Однако для получения количественных характеристик деформаций картографические материалы должны быть более крупного масштаба.

Необходимо, чтобы по картам разных лет можно было сопоставить масштабы, способы производства работ, детализацию изображения и другие параметры. Таким условиям удовлетворяют обычно съемки, выполненные за последний примерно 100-летний период. Однако во многих случаях этот период недостаточен для того, чтобы проследить полные циклы развития русловых форм, в частности излучин.

Выход из положения был найден в разработке метода восстановления прежних положений речного русла на основе дешифрирования рисунка рельефа речных пойм по аэрофотосъемкам. Оказалось, что он отображает последовательные положения береговых валов на выпуклых берегах излучин. Эти валы обычно четко прослеживаются на аэрофотоснимках, образуя системы веерообразно развернутых полос, хорошо согласующихся по очертаниям друг с другом. Это дает возможность проследить изменения ряда смежных излучин и восстанавливать общий ход их развития за тысячи лет. Так, например, на пойме р. Оки удалось установить положения русла реки примерно за 7 тыс. лет и получить полные схемы развития излучин.

Дополненный гидрологическими и геоморфологическими сведениями картографический и аэрофотосъемочный материал давал массовые исходные данные для изучения руслового процесса на реках СССР, пригодные для обобщений и выработки основных положений теории руслового процесса. Такой подход к изучению этого процесса обеспечивал хорошее соответствие разрабатываемых положений о нем тому, что действительно происходит в натуре.

Определение руслового процесса, данное в начале п. 3.4, значительно отличается от предшествующих определений прежде всего тем, что в нем отражено и внешнее проявление процесса — изменения морфологического строения речного русла и его внутренняя суть — воздействие текущей воды, т. е. сил потока. В прежних определениях обращалось внимание только на механизм воздействия потока на грунты ложа и основной задачей ставилось изучение поведения отдельной частицы в потоке. Вместе с тем законы ее движения и законы развития морфологических образований различны и определяются разными факторами. Поэтому рассчитывать на то, что по движению одной частицы можно судить о закономерностях развития грядового движения излучин, осередков и побочней и т. п. прин-

ципиально невозможно. Еще раз следует напомнить, что при изучении такого сложного и многофакторного явления, как русловой процесс, всякий односторонний подход к успеху привести не может.

На определенном уровне накопления разрозненных данных появляется возможность выделения и формулирования обобщающих положений, которые могут претендовать на общее признание. Потребность в формировании таких положений на современном уровне знаний очевидна, ибо только таким путем возможно создание общей теории процесса, объединение различных направлений исследований в одно целое и определение значимости каждого из этих направлений в достижении конечных задач — создании методов расчета и прогноза русловых и пойменных деформаций.

3.4.2. Основные положения гидроморфологической теории. Необратимые и обратимые деформации

В русловом процессе четко выделяются две категории деформаций речного русла и поймы — необратимые и обратимые. Действительно, по материалам наблюдений за русловыми и пойменными деформациями в естественных условиях удается выделить случаи, когда эти деформации длительное время оказываются однаправленными (необратимыми). В них выражается многовековое развитие реки, в том числе и ее приспособление к текущим изменениям природной среды. В этом случае русловой процесс является преимущественно рельефообразующим фактором и его изучение должно являться предметом геоморфологии. Однако в условиях регулирования стока воды и наносов как одних из главных факторов руслообразования однаправленные, т. е. необратимые деформации могут приобретать значительные скорости развития. Например, так происходят деформации в зонах влияния водохранилищ (верхнего и нижнего бьефов). Скорости этих деформаций становятся сопоставимыми со скоростями так называемых обратимых деформаций.

Под обратимыми деформациями следует понимать такие переформирования речного русла и поймы, которые происходят в результате переотложения наносов в ходе их транспорта (чередование размывов и намывов русловых форм). Именно факт переотложения наносов и обуславливает появление морфологических образований в руслах и на поймах рек. Таким образом, транспорт наносов следует рассматривать как содержание руслового процесса, а морфологические образования — как его внешнее выражение, его форму.

Одним из важных признаков обратимых деформаций является отсутствие изменений по длине реки и во времени типа морфологических образований речных русел и их размеров в их осредненной статистической оценке. Состояние реки, при котором русловые и пойменные деформации находятся в полном соответствии с расходом наносов, называется состоянием динамического равновесия. В нем находится подавляющее большинство рек СССР, не подвергавшихся антропогенному воздействию.

Необратимые деформации могут выражаться как в виде транзитного выноса наносов, так и в виде их длительного накопления, т. е. являются однонаправленным процессом. Вынос наносов может приводить к снижению (сработке) продольного профиля реки, а также к переходу от типов руслового процесса, свойственных интенсивному транспорту наносов, к менее интенсивному (в связи с уменьшением общих уклонов дна речной долины). Аккумуляция наносов может иметь место на участках выше общего и местного базисов эрозии. В этом случае образуются такие аккумулятивные формы, как речные дельты общие и внутренние (у местных базисов эрозии, например, при впадении реки в проточное озеро).

Формирование речных пойм это тоже аккумулятивный процесс, так как они создаются в результате отложения наносов в ходе деформаций русла реки в плане, т. е. в ходе его перемещения по дну речной долины. Однако, поскольку это перемещение связано с возвращением в поток части ранее отложенных рекой наносов в результате подмыва пойменных берегов, т. е. имеет место постоянно идущий обмен наносами между поймой и руслом, общие деформации поймы могут рассматриваться как условно необратимые. При этом, хотя скорости деформаций поймы в несколько раз больше, чем скорости необратимых процессов, например формирования дельт, все же сроки формирования поймы сопоставимы с продолжительностью необратимых процессов и во много раз длительнее периодов обратимых деформаций.

Поскольку необратимые, условно необратимые и обратимые деформации происходят на реке одновременно и выражаются в несопоставимых между собой цифрах, оценка обычно незначительных размеров необратимых и условно необратимых деформаций затруднительна. Действительно, сработка продольного профиля (необратимая деформация) измеряется в миллиметрах и реже в сантиметрах за столетие. В то же время внутригодовые изменения отметок дна на перекатах выражаются в метрах за сезон. Смещения в плане бровок речных долин измеряются в сантиметрах за год, а плановые смещения речных излучин могут достигать десятков и сотен метров за год.

Часто считают, что русло реки врезалось в дно долины, ос-

новываясь на увеличении высоты его берегов. Однако для использования этого признака надо обязательно знать геологическое строение всей толщи аллювия и в том числе границы древнего и современного (сформировавшегося в условиях современной водоносности реки). Это объясняется тем, что скорость нарастания пойм в высоту вследствие отложения на их поверхности наносов (наилка) во много раз превышает значение снижения отметок дна, вызванные общим врезанием русла. Е. В. Шанцер — основоположник учения о современном аллювии — отмечает: «Никогда река не бывает врезана в пойму, пойма выросла, а не река углубилась». Так как необратимые деформации развиваются на фоне четко выраженных обратимых, то обнаружение первых требует изучения участков большого протяжения. На коротких участках можно десятки лет наблюдать достаточно длительную тенденцию к однонаправленным изменениям отметок дна русла, однако она может быть обусловлена прохождением по реке большого скопления наносов. При его подходе будут наблюдаться тенденции к повышению отметок дна, которые затем сменятся их уменьшением. Это обычно бывает обусловлено тем, что подобные скопления наносов часто бывают оформлены в виде сползающей гряды, с хорошо выраженным подвальем, гребнем и пологим верховым скатом.

Из количественных оценок необратимых деформаций, по-видимому, наибольший интерес представляет применение и разработка способов, основанных на балансе наносов. Однако и в этом случае более или менее обоснованной является только оценка знака деформаций (намыв, размыв) за счет осаждения наносов или размыва их отложений.

Обратимые деформации представляют наибольший практический интерес и наиболее доступны для исследований. Исключение, как уже упоминалось, представляют случаи, когда необратимые деформации возникают в результате искусственного воздействия на факторы руслообразования, например на водный режим реки путем регулирования стока воды водохранилищами. Известны случаи, когда общее снижение отметок дна — врезание русла превышало десятки метров за один пропуск половодья. Так, например, после пропуска половодья, первого для построенного водохранилища Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС, русло р. Волги углубилось на 14 м (ниже плотины, на участке длиной 6 км).

Случаи врезания русла могут и не наблюдаться, если в толще аллювия, подстилающего нижний бьеф ГЭС, находится базальный горизонт — слой неразмываемых отложений. В этих случаях дефицит наносов, задерживаемых в водохра-

нилище, может привести не к углублению, а к расширению русла, как, например, это имело место на р. Дон ниже Цимлянского водохранилища. Быстро развиваясь, необратимые деформации могут и быстро стабилизироваться, как только на участке нижнего бьефа сооружения восстановится прежний баланс наносов. В геоморфологии воздействие воды на поверхность земли признается основным рельефообразующим фактором. Такими же, по сути дела, являются и выделенные нами необратимые деформации.

Все это говорит о том, что, исследуя необратимые деформации, необходимо в каждом случае восстанавливать весь ход истории изучаемой речной долины и обязательно разграничивать, какие морфологические образования в ней являются продуктом деятельности современных гидрологических и геоморфологических условий, а какие являются унаследованными от прошлой деятельности реки.

Необратимые деформации возникают не только в речных руслах, но и в верхних звеньях гидрографической сети в процессе эрозии. Верхние звенья гидрографической сети являются основными источниками поступления наносов в речные русла и поймы. Хотя каждое звено гидрографической сети поставляет относительно малое количество наносов, в сумме они дают такое их количество, которое определяет формы транспорта наносов в речных руслах и особенности формирования речных пойм. Это дает основание считать поверхность речных водосборов основной областью питания реки наносами. При изучении движения наносов в верхних звеньях гидрографической сети наглядно проявляется связь между стоком наносов и морфологическими особенностями этих звеньев.

Как указывалось, обратимые деформации представляют собой переотложение наносов, которое является способом их транспортирования в тех случаях, когда поток не имеет возможности выносить транзитом поступающие в него донные наносы. В таких условиях он вынужден откладывать часть из них, образуя аккумулятивные скопления. При последующих, более благоприятных, условиях их выноса (прохождение половодий, высокая межень, появление спрямлений излучин и т. п.) эти скопления подвергаются размыву. Затем в следующий период неблагоприятных условий транспорта вновь начинаются отложения наносов на тех же участках русла, на которых они наблюдались раньше.

Таким образом, деформации приобретают обратимый и компенсирующийся характер. Размеры переформирования речного русла вследствие образования аккумулятивных образований и размывов русла, т. е. в случае обратимых деформаций, несоизмеримо велики по сравнению с необратимыми. Смена знака деформаций также происходит в несопоставимо малые сроки,

часто 2 раза в год — с наступлением половодья и после его окончания. При паводочном режиме смена знака деформаций может быть чаще — несколько раз в год. Деформации русла в плане в среднем по Советскому Союзу составляют 10—15 м/год и иногда достигают 100 м в год и более. Высотные деформации, например, на перекатах, составляют в среднем 2—3 м. После прохождения катастрофических половодий отметки дна перекатов иногда изменяются на 10 м и более. Размеры высотных деформаций русла, связанные со сползанием по реке крупных скоплений наносов, могут вызвать повышение и понижение отметок дна до 10—15 м. Следовательно, обратимые деформации представляют наибольший практический интерес и их учет является повседневной задачей при проектировании всевозможных сооружений на реках, так как именно они оказывают определяющее влияние на выбор оптимальных мест расположения сооружений, их конструкций и средств защиты от неблагоприятного воздействия русловых и пойменных переформирований.

3.4.3. Связь русловых деформаций с транспортом наносов, формирование стока наносов

Факторы, определяющие русловый процесс. Основными независимыми факторами руслового процесса являются сток воды, сток наносов и ограничивающие условия. В зависимости от сочетания характеристик стока воды, стока наносов и ограничивающих условий возникают те или иные схемы деформаций речных русел и появляются специфические для этих комбинаций морфологические образования в руслах рек и на их поймах, т. е. возникают различные типы руслового процесса. Под стоком воды в данном случае понимаются объем годового стока и особенности его внутригодового распределения. Поступая в реку со всей площади водосбора, наносы транспортируются потоком в разных формах. Каждый поток должен транспортировать заданный ему природными условиями водосбора сток наносов. Сток наносов так же, как и сток воды является независимым фактором. Реки обладают широкой способностью приспосабливаться к стоку поступающих в них наносов за счет изменения типов деформаций русла и поймы. Под ограничивающими факторами понимаются геологические особенности строения речных долин и русел, вечная мерзлота, а также сооружения, препятствующие свободному развитию деформаций.

Исходя из перечисленных выше основных положений, очевидно, что изучение руслового процесса должно строиться на

основе сочетания методов морфологии и гидравлики. Созданную на такой основе теорию руслового процесса можно назвать гидроморфологической, подразумевая под словом «гидро» и гидравлику и гидрологию. Такой термин подчеркивает необходимость комплексного изучения руслового процесса.

Формирование стока наносов. Переход неаллювиальных пород в аллювий имеет место по всей поверхности водосборов, а также на участках, где реки подмывают склоны речных долин, сложенных коренными породами. Образование аллювия ведет к появлению на поверхности водосбора эрозионных образований, формирующих так называемые верхние звенья гидрографической сети. В каждом звене гидрографической сети существуют свои формы эрозии и переноса наносов.

В соответствии с классификацией А. А. Козменко, следуя от водоразделов водосбора, можно выделить зону отсутствия эрозии, в пределах которой сток воды настолько мал, а уклоны поверхности настолько невелики, что текущая вода практически не захватывает частицы пород, слагающих поверхность водосбора. По мере удаления от водосбора и появления сосредоточенного стока воды начинают появляться упомянутые выше звенья гидрографической сети. Самым верхним звеном являются ложбины стока.

Ложбины стока в северных и центральных районах Европейской части СССР представляют собой эрозионные образования, выработанные в условиях большей водоносности, чем современные и, таким образом, являющиеся унаследованными. Образовавшиеся еще в третичное время ложбины стока при сбросе по ним талых вод ледников великого оледенения оказались выполненными толщей покровной породы.

Таким образом, в геологическом разрезе коренные породы оказываются погребенными, а поперечный профиль ложбин соответствует водоносности, при которой они образовались, лишь по линии кровли коренных пород. Современный сток осуществляется по поверхности покровной породы и выносит за пределы ложбин частицы грунта, вовлекаемые в перемещение текущими водами. Размыв грунта происходит в виде так называемого плоскостного смыва или мелкоструйчатого размыва — разновидности эрозии, при которой отсутствует сосредоточенный размыв. В соответствии с этим ложбины не имеют выраженных бровок, имеют пологие склоны, невыраженные границы дна, симметричное поперечное сечение, прямой продольный профиль (без уступов и перегибов). Характерно отсутствие русла и накопление аллювия. Площади водосборов ложбин стока обычно не превышают 0,05 км², но распространены по поверхности водосбора повсеместно. Хотя каждая ложбина и дает ничтожный вынос наносов, в сумме их вынос значителен. На приводораздельной части склонов смыв покровной по-

роды достигает 0,1—0,2 мм/год, в нижней части склонов — 1—1,5 мм/год, в средней части 0,3—0,4 мм/год. Следует отметить, что приводимые различными авторами значения смыва иногда сильно отличаются друг от друга главным образом из-за несовершенства способов учета эрозии и сложности самого процесса. Попытки определения значений смыва с поверхности водозаборов по данным о мутности, наблюдаемой в реках, нельзя признать надежными способами оценки, так как наносы, поступающие в реку из верхних звеньев сети, неоднократно переоткладываются и поэтому значения смыва оказываются преуменьшенными. Имеются предположения, что, например, в р. Обь попадает не более 20 % суммарного стока наносов с ее водосбора, а остальные задерживаются в гидрографической сети. Слияние ложбин приводит к образованию следующего звена гидрографической сети — лощин.

Лощина представляет собой более четко оформленное образование с более крутыми склонами и плоским дном. В пределах лощины наблюдаются уже другие формы размыва — плоскостной смыв, такой же, как в ложбинах стока, боковой размыв — образование небольших оврагов на склонах лощин и донный размыв — ямы, образующиеся в результате впадения ручьев из оврагов в русло, занимающее среднюю часть ложбины. Это обстоятельство приводит к появлению в лощинах ветвистых русел (русла притоков и главного ствола). Донный размыв вызывает появление ступенчатости продольного профиля лощины. В лощинах так же, как и в ложбинах, наблюдается только временный сток при снеготаянии и дождях. В лощинах появляется асимметрия склонов, вследствие чего покровная порода залегает неравномерным слоем — более мощные слои под дном, менее мощные под склонами. Ветвистость русел со временем увеличивается (на склонах появляются новые овраги), сечение русла обычно трапецеидальное со ступенчатыми береговыми откосами. При продольных уклонах порядка 0,02 глубина русла в лощине 1—3 м, ширина 1—20 м. Площади водосбора лощин превышают 0,05 км². Площади, занимаемые донным и береговым размывом, составляют 0,5—6 % от общей площади водосбора, которая может достигать 250 км². Донным размывом охвачено до 44 % длины лощин и суходольной сети. В пределах лощины впервые встречаются скопления наносов, обычно приуроченные к устьям боковых притоков.

Суходолы — переходное звено к речным долинам и самое низовое из верхних звеньев гидрографической сети. В суходолах сохраняются все виды эрозии, наблюдающиеся в лощинах — плоскостной смыв, донный и береговой размывы,

а следовательно, и асимметрия продольного профиля и особенности отложений покровной породы. Русло временного протока приобретает извилистость, может смещаться в плане (сползание излучин). Обнаруживаются значительные скопления наносов на перегибах русла (участки изменения его кривизны). Продольный профиль приобретает волнистость, свойственную рекам.

Все три перечисленных верхних звена гидрографической сети являются основными источниками поступления наносов в реки. Учитывая, что их суммарная площадь близка к площади поверхности водосбора, их местонахождение можно назвать областью питания реки наносами.

Итак, главную роль в русловом процессе играют донные наносы, поскольку именно они идут на построение всех морфологических образований в руслах рек. Взвешенные наносы со значительно более длинными траекториями своего перемещения потоком проходят в основном транзитом по речному руслу. Они сказываются на русловом процессе лишь косвенно. Осаждаясь на пойме в период ее затопления высокими водами, они формируют наилок, образующийся ежегодно, а иногда лишь через несколько лет, если пойма затопливается водой не ежегодно. Наилок, откладываясь на поверхности поймы, приводит к общему ее нарастанию в высоту. Нарастание поймы в высоту ведет ко все более сосредоточенному стоку воды по руслу реки и тем самым способствует активизации русловых деформаций.

Следует отметить, что источниками поступления наносов в реки, определяющими особенности их транспорта, могут быть случаи, когда поток размывает коренные породы и таким образом происходит переход неаллювиальных пород в аллювий. Подмыв потоком своих аллювиальных отложений (берегов русла на пойменных участках) не приводит к изменению нормы стока наносов. Исключение представляют только случаи, когда аллювий отложен другим потоком или унаследован от данного, работавшего в условиях иной водоносности, чем современная.

3.4.4. Дискретность руслового процесса и структурные уровни

Основоположники учения о русловом процессе В. М. Лохтин и Н. С. Лелявский именно вследствие непосредственного общения с реками фактически придерживались дискретных представлений о русловом процессе и направляли эти представления на решение практических задач. При решении ряда теоретических задач успешно использовался хорошо разработанный аппарат дифференциальных уравнений. Однако в дальнейшем такой подход оказался односторонним и привел к чрез-

мерному упрощению, неизбежному при применении схематизации. Поэтому стремление приспособить натурные явления к аппарату механики сплошной среды привело к потере дискретных представлений и к неизбежному отрыву результатов решения задач от действительности, к снижению практического выхода. Возврат к дискретным представлениям о русловом процессе при разработке гидроморфологической теории был направлен прежде всего на более глубокое понимание сущности явлений и наиболее полное удовлетворение запросов практики. Он способствует сближению результатов расчетов с натурой.

Применительно к русловому процессу дискретность следует понимать как свойство процесса образовывать целостные неделимые элементы, способные группироваться в более крупные. Каждая группа дискретных образований, имеющих общее происхождение, формы и размеры образует так называемый структурный уровень. В пределах каждого структурного уровня имеются присущие ему формы образований, закономерности их перемещения, связи между отдельными элементами и между ними и определяющими факторами. Как следствие, на каждом структурном уровне необходимо применять и наиболее подходящие для его особенностей методы измерений и обобщений.

Таким образом, возникает потребность изучать явления и процессы на разных структурных уровнях. Насколько существенно это выделение, свидетельствует, например, тот факт, что, если на данном структурном уровне существуют достаточно однородные элементы, размеры которых несоизмеримо малы по сравнению с общим исследуемым пространством, то вполне допустимо взаимодействие таких элементов заменить свойствами сплошной среды.

В указанных примерах свойства отдельных элементов заменены свойствами сплошной среды. Однако есть множество случаев, когда необходимо знать свойства отдельных элементов, составляющих множество.

В гидроморфологической теории выделены следующие структурные уровни.

1. Уровень отдельной твердой частицы. На этом уровне рассматриваются вопросы гидравлической крупности, устойчивости донной частицы, поведения взвешенной частицы в поле пульсирующих скоростей и проч. В основу анализа полагаются гидродинамические законы обтекания твердого тела потоком.

2. Уровень микроформ — небольших песчаных гряд массового распространения в русле. Они выражают не общее его морфологическое строение, а шероховатость дна и, следовательно, потери энергии потока, а их перемещение — расходы

донных наносов. Размеры микроформ соизмеримы с глубиной русла на участке их распространения, а их существование связано с турбулентностью потока. Малые размеры микроформ определяют и малую их инерционность. Поэтому с изменением гидравлических характеристик потока почти одновременно происходит и перестройка полей отдельных гряд. Таким образом, формы и размеры гряд соответствуют гидравлическим характеристикам потока, наблюдающимся при формировании этих гряд, и они могут существовать даже в условиях установившегося движения.

3. Уровень мезоформ — мезоформы — крупные грядообразные скопления наносов, по своим размерам соизмеримые с шириной русла. Эти крупные формы уже могут определять морфологическое строение русла. Если микроформы связаны с турбулентностью руслового потока, то мезоформы связаны с общим строением скоростного поля, с его вторичными течениями. Водный поток в пределах одной формы не может считаться равномерным. Большие размеры мезоформ обуславливают их большую инерционность. При сезонных колебаниях уровня воды они обычно сохраняют свои общие плановые размеры и претерпевают лишь частичные изменения.

Перемещение (сползание) средних форм и их более частые деформации отражают сложную организацию транспорта донных наносов, и их расход нельзя определять без одновременного учета русловых деформаций. Изучение мезоформ дает возможность вскрыть основные закономерности собственно руслового процесса и их логику. Практически изучение мезоформ необходимо при всех видах использования рек, поэтому оно имеет большое практическое значение.

4. Уровень макроформ, на котором русловой процесс получает наиболее полное выражение. Он охватывает не только русло реки, но и ее пойму. Макроформа — комплекс тесно взаимосвязанных элементов русла разного порядка, в целом определяющий внешний вид реки. Наиболее распространенным видом макроформы является речная излучина, состоящая из таких неотъемлемых элементов, как перекаты и плёс; размываемый обычно вогнутый берег и намываемый выпуклый пляж, с часто примыкающими к нему косами; участок поймы, огибаемый излучинами и образующийся в результате смещения русла реки в плане; веера перемещения; выносы донных наносов на поверхность поймы и т. п.

Если при изучении микро- и мезоформ основной его аспект — гидравлика, то исследование макроформ требует совсем иного подхода. Макроформа — это результат воздействия на транспорт наносов множества внешних факторов, находящихся за пределами участка реки, занятого макроформой. Для того чтобы объяснить, почему на данном участке существует

тот или иной тип макроформ, или иначе, почему на участке наблюдается излучина русла, или он многорукавный из-за обилия скоплений наносов в русле реки, обтекаемых потоком, надо знать, откуда поступают наносы на данный участок, каков их гранулометрический и петрографический состав, режим поступления.

Как указывалось, наносы в реки поступают практически со всей площади водосбора. На ней же формируется и сток воды, приводящий наносы в движение. Устойчивость поверхности водосбора в свою очередь зависит от геоморфологических свойств водосборов (уклонов поверхностей), геологического строения почв, растительного покрова, особенностей питания реки водой. Иными словами, для выявления причин образования тех или иных форм требуется знать природные особенности водосбора реки и объяснить их местной гидравликой невозможно.

5. Уровень морфологически однородного участка, т. е. участка с одним типом макроформ или закономерным чередованием и сочетанием разных их типов. Для объяснения причин существования таких участков очень важно знать геологическую историю речной долины, а иногда и всей гидрографической сети, уделить особое внимание факторам, ограничивающим русловой процесс. Очевидно, надо знать и водный, и ледовый режим в их историческом развитии, места расположения источников питания реки наносами.

6. Структурный уровень — река в целом от истока до устья. Здесь исследуются общие закономерности формирования гидрографической сети и оценка ее роли как основного рельефообразующего фактора. По сути дела в этом аспекте река изучается геологами и геоморфологами и лишь наличие водного фактора обуславливает участие гидрологов в проблеме формирования рельефа. Вместе с тем вскрытие закономерностей развития продольного профиля реки очень нужно в связи с необходимостью долгосрочного прогноза руслового процесса в бьефах гидротехнических сооружений, регулирующих сток. В этом случае процесс в естественных условиях, идущих в масштабах геологического времени, резко усиливается и деформации продольного профиля идут со скоростями м/год.

Выделение структурных уровней в русловом процессе имеет первостепенное значение для его изучения. Оно показывает правомерность осреднения характеристик морфологических элементов русла и поймы и других их статистических обобщений, направление поисков морфометрических и гидроморфологических зависимостей, причин формирования тех или иных форм русла. Иными словами, определяются как методика, так и средства измерений и выявляются главные задачи, возникаю-

щие в пределах каждого структурного уровня. Наконец, структурные уровни помогают оценить все предшествующие исследования руслового процесса и определить их роль и значение для его познания.

3.5. Типизация руслового процесса

3.5.1. Значение типизации руслового процесса, предпосылки к ее созданию

Типизация циклически развивающихся процессов важна потому, что она содержит элемент прогноза. Действительно, зная начальные, промежуточные и конечные стадии развития процесса, сравнивая эту схему с наблюдающейся на данный момент стадией развития, можно предвидеть конечную, а следовательно, и промежуточные стадии развития процесса.

Поскольку макроформы определяют собой морфологический тип реки, наибольший интерес представляет именно их типизация. Таким образом, типизация макроформ и есть типизация руслового процесса. При этом речь идет и о внешнем виде макроформ и о схемах их деформаций.

Почему образуются различные типы макроформ и разные схемы деформаций речных русел и пойм? Поскольку устройство и деформации макроформ выражают транспорт наносов потоком, а последний формируется под влиянием трех независимых факторов — стока воды, стока наносов и ограничивающих деформации условий, то тип макроформы соответствует определенной комбинации характеристик этих трех факторов. Различия в характеристиках факторов руслового процесса определяются природными условиями водосбора реки. В свою очередь природные условия изменяются по ландшафтным зонам и геоморфологическим областям, и в результате различными оказываются и основные факторы руслового процесса — сток воды, наносов, и ограничивающие условия, а следовательно, и формы транспорта наносов — русловой процесс.

Еще М. А. Великанов в качестве одного из постулатов теории руслового процесса выдвигал принцип ограниченности природных комплексов. Он указывал, что типы речных русел не могут иметь бесконечное разнообразие. Действительно, анализ картографических и аэрофотосъемочных материалов, проведенный при создании гидроморфологической теории для типизации руслового процесса, показал, что все его разнообразие может быть сведено к семи основным типам. Однако такая схематизация не исключает возможность появления местных отклонений от схемы развития данного основного типа, поскольку местные природные условия способны вносить существенные видоизменения в эти схемы. Например, в условиях вечной мерз-

лоты перешейки петель русел оказываются способными существовать столетия, в то время как вне этой зоны циклы развития излучин заканчиваются их прорывом. Кроме того, оттаивание грунта в береговых откосах способно ускорить и усложнить деформации русла в плане, создавать специфические формы обрушения берегов.

При сложных гидрографах стока на одном и том же участке реки может существовать одновременно несколько типов макроформ, особенно в тех случаях, когда смена водного режима не приводит к коренной перестройке русла и оставшиеся от предыдущей фазы русловые образования оказываются реликтовыми, т. е. сохранившимися и в последующую фазу. Так, например, на р. Селенге наряду с многорукавностью русла в отдельных рукавах оказываются развитыми подвижные формы скопления наносов (мезоформы).

Существенную специфику в развитии форм транспорта наносов вносят ограничивающие условия — особенности геологического строения дна речной долины, уменьшающие средний уклон и, следовательно, среднюю скорость течения, что способствует уменьшению расхода донных наносов. Вместе с тем извилистое русло приводит к усилению неравномерности скоростного поля потока, что должно увеличивать расход донных наносов.

Таким образом, продольный уклон, определяемый положением базиса эрозии, делит реки на две большие группы. При малом продольном уклоне образуются относительно широкие потоки в прямолинейном русле. В таких руслах годовые колебания уровня обычно невелики, пойма слабо развита или отсутствует, или является унаследованной, а расход взвешенных наносов тесно связан с расходом донных наносов.

При больших продольных уклонах водной поверхности и необходимости транспортировать меньшие количества наносов, чем в предыдущем случае, русловой процесс усложняется в результате появления пойм и участия в русловом процессе не только донных, но и взвешенных наносов. Последние, как указывалось, влияют на деформации косвенным путем. Откладываясь на пойме, они могут вызывать незначительные отклонения от свободного развития деформаций, но могут и полностью подавлять их, как это бывает в скальных горных ущельях или в зонах искусственного подпора у высоких плотин.

Среди ограничивающих факторов особое место занимает положение базиса эрозии, определяющее общее падение реки. При одном и том же падении осредненный профиль водной поверхности может сильно варьировать с изменениями извилистости русла, а эта извилистость так или иначе связана с расхо-

дом наносов. Большое поступление твердого материала в поток требует для его транспортирования использования всего возможного предельного уклона реки, определяемого положением базиса эрозии. В этих случаях наблюдаются прямые русла или происходит спрямление излучин реки. С увеличением поступления наносов поток теряет глубину и расширяется, чем достигается динамическое равновесие. Расширение русла приводит к увеличению фронта перемещения наносов, что способствует обеспечению их транспорта. При малом поступлении наносов русло оказывается переуглубленным и суженным. При этом возникает извилистость.

В результате подмыва берегов усиливается обмен наносами между руслом и поймой — ускоряются деформации русла в плане и по высоте. Для сохранения динамического равновесия необходимо, чтобы оседание взвешенных наносов на пойму и возвращение их в русловой поток при подмыве берегов было сбалансировано. Процесс обмена наносами между поймой и руслом проходит медленно и по характеру напоминает необратимые деформации. Тем не менее при относительно большом содержании взвешенных наносов в суммарном их расходе появляются более высокие поймы, а излучина реки достигает большей развитости.

Установление количественных связей между факторами руслового процесса и его проявлениями можно рассматривать как конечную цель теории процесса. Однако это установление представляет собой пока еще очень сложную задачу главным образом из-за ограниченности исходных фактических материалов, особенно в части расходов донных наносов, сведений об обмене наносами между поймой и руслом, механизма воздействия потока на грунты и многого другого. Временным выходом из этого положения является существенная схематизация процесса и упрощение его связей с определяющими факторами.

Первым шагом к схематизации процесса является его типизация.

Первоначально были сделаны попытки типизировать реки по устойчивости их русел (М. А. Великанов). Вопросы морфологии русел оставались вне этой типизации. В дальнейшем К. И. Россинский и И. А. Кузьмин предложили деление рек на три типа: 1) периодически расширяющиеся, 2) меандрирующие и 3) блуждающие (много рукавные).

Подобную типизацию разработали также американские ученые Л. Б. Леопольд и М. Г. Вольман. Они показали, что при разных комбинациях уклонов потока и расходов воды четко выделяются три типа речных русел: прямые, извилистые и разветвленные.

Наиболее полная классификация типов деформаций речных русел разработана в ГГИ Н. Е. Кондратьевым и И. В. Поповым.

вым при создании гидроморфологической теории. Она основана на анализе лоцманских и топографических карт и аэрофотоснимков, подбираемых так, чтобы по одной и той же реке имелись карты разных лет съемки. Это давало возможность, совмещая эти съемки, судить о подлинных деформациях. Что касается аэрофотоснимков, то удалось использовать даже разовые снимки, так как разработан метод, позволяющий восстанавливать ход деформаций речного русла по анализу изображения пойменного рельефа, т. е. по следам береговых валов, обычно четко выделяющихся на меандрирующих реках. Этот прием восстановления хода деформаций речного русла дает возможность оценить его за периоды, значительно большие, чем это можно сделать по сопоставлению любых речных съемок. Если съемки позволяют проследить положения русла за 100—120 лет, то по аэрофотоснимкам они могут быть прослежены за тысячелетия. Это позволило получить представление о полных циклах развития излучин и смещения всего пояса меандрирования.

Имеются также типизации форм отдельных излучин, составленные в МГУ Н. И. Маккавеевым и Р. С. Чаловым.

3.5.2. Типизация руслового процесса ГГИ. Общая схема

В типизации ГГИ выделено семь типов деформаций речных русел, т. е. семь типов переотложения наносов (рис. 3.2). Опишем кратко основные особенности каждого из типов; в дальнейшем они будут рассмотрены подробно.

Ленточногрядовый тип руслового процесса. Представляет собой простейшую форму транспорта наносов, осуществляющуюся путем сползания по руслу одиночных ленточных гряд. Общие очертания русла — прямолинейные или слабоизвилистые. Отсутствие распластанности русла свидетельствует о соответствии расходов наносов и воды определенному уклону реки. Движение донных наносов осуществляется в виде перемещения цепи ленточных гряд, являющихся мезоформами.

Побочневый тип. Транспорт донных наносов осуществляется в виде сползания крупных гряд с перекошенным в плане положением их гребней. Выступающие вперед наиболее возвышенные части этих гряд располагаются попеременно, то у левого, то у правого берега реки. В межень они обсыхают, образуя побочни, расположенные вдоль по реке как бы в шахматном порядке. Гребень затопленной части гряды образует терекат, а ее подвалы — плёс.

Побочневый режим движения наносов часто возникает не только в условиях ухудшения условий транспорта наносов, но и

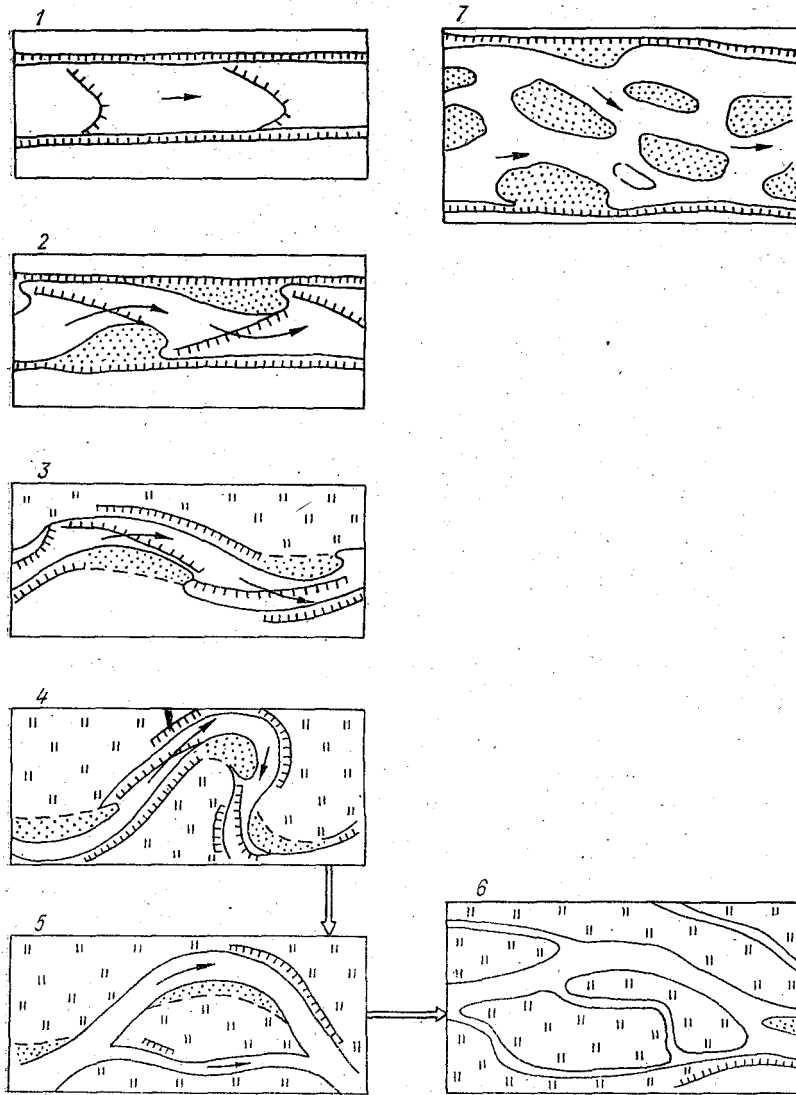


Рис. 3.2. Типизация руслового процесса.

1 — ленточногрядовый тип, 2 — побочный тип, 3 — меандрирование ограниченное, 4 — меандрирование свободное, 5 — меандрирование незавершенное, 6 — пойменная многоруканность, 7 — русловая многоруканность.

при естественном или искусственном ограничении плановых деформаций реки.

Ограниченное меандрирование. Избыток предельного уклона (уклона дна долины) для переноса донных наносов приводит к образованию относительно слаборазвитых излучин. Деформации излучин осуществляются путем сползания вниз по течению реки с сохранением их форм и размеров. Размываемой оказывается часть вогнутого берега ниже вершины излучины, а намываемым — участок выпуклого берега также ниже этой вершины. При образовании излучин создается пляж — образование, подобное побочно. Последний закономерно сползает, в то время как пляж может смещаться только вместе со сползанием всей излучины. Участок берега, огибаемый излучиной, представляет собой пойменный массив, поверхность которого наклонена обычно вниз по течению реки и от прирусловой части к притеррасной (присклоновой). На поверхности пойменного массива часто наблюдаются гривы (следы прежних береговых валов); в плане они огибают нижнюю часть выпуклого берега излучины. В разрезе пойменный массив сложен наносами той же крупности, что и донные наносы в русле, а верхние слои представлены отложениями взвешенных наносов, обычно слоистых (толщина слоев примерно соответствует размерам половодья). В период половодья поток спрямляется, пересекая пойменные массивы, в межень он извилистый. Коэффициент извилистости при ограниченном меандрировании равен примерно 1,2, а угол разворота излучин не превышает 90° .

Свободное меандрирование. Процесс характерен тем, что излучины русла проходят замкнутые циклы переформирования, при которых русло из прямого участка достигает состояния петли, постепенно увеличивая свою кривизну и асимметричность. Затем происходит прорыв ее перешейка, после чего весь цикл деформаций повторяется. В начале меандрирования до углов разворота порядка 75° наблюдается сползание, впоследствии при углах $120-150^\circ$ оно полностью прекращается. В дальнейшем происходит разворот излучин вокруг фиксированных точек в перегибах русла. В результате угол разворота достигает $240-270^\circ$. Основная излучина в результате прорыва перешейка петли русла превращается в старицу, отчленяясь от реки, и становится пойменным озером серповидной в плане формы.

Беспрепятственное свободное меандрирование проходит в условиях отсутствия ограничивающего влияния склонов долины, т. е. при наличии ее широкого дна. В этом случае пояс меандрирования неоднократно переходит от одного склона долины

к противоположному, образуя пойменные массивы, огибаемые не одной излучиной, как при ограниченном меандрировании, а целой серией излучин, которые, обладая общими признаками, свойственными одной излучине, позволяют их рассматривать как целостное морфологическое образование — более крупное, чем пойменный массив, огибаемый одной излучиной. Для массивов, огибаемых серией излучин, характерен наклон их поверхности вниз по течению реки и в направлении от русла к склонам долины.

Незавершенное меандрирование. В условиях хорошо затопляемых пойм и резких различий в крупности донных и взвешенных наносов и соответственно пойменной и русловой частей аллювия цикла, развивающиеся по схеме свободного меандрирования, могут оказаться прерванными образованием спрямляющего потока. Он может возникать даже на ранних стадиях меандрирования, если глубина затопления поймы велика. Иногда отторгаются только пляжи — незаросшие участки выпуклых берегов. Образование потока, спрямляющего излучину, происходит постепенно. Первоначально он действует только в высокое половодье, но, постепенно разрабатываясь, принимает в себя и меженные расходы. Старое главное русло отмирает, спрямляющий же поток начинает повторять весь цикл развития. Таким образом, в случае незавершенного меандрирования мы впервые встречаемся с явлением раздвоения русла. Полная смена цикла развития в этих условиях обычно продолжается несколько десятилетий. Спряменение русла ведет к перестройке транспорта наносов потоком.

Пойменная многорукавность. Дальнейшее развитие незавершенного меандрирования. Образуется серия спрямляющих протоков и сеть протоков вторичного происхождения, соединяющая эти спрямляющие протоки. Образование длинных протоков в притеррасной пойме, спрямляющих целые пойменные массивы, а не только отдельные излучины, чаще всего встречается в низовьях больших рек. Каждый проток может развиваться самостоятельно и в них могут появляться ленточные гряды, побочни и излучины. Перекрытие отдельных протоков надвигающимися скоплениями наносов в руслах, из которых они начинаются или в которые впадают, ведет к процессам затухания и возобновления деформаций.

Русловая многорукавность. Это случай, когда река столь перегружена наносами, что для их транспорта предельный уклон оказывается недостаточным. Для обеспечения перемещения наносов река вынуждена расширять свое русло, т. е. увеличивать фронт перемещения наносов. Разделение потока на рукава происходит в результате обсыхания незатопленных вершин ленточных гряд, движущихся в распластанном русле не цепочкой, а разбросано по ширине реки. Если вер-

пины песчаных гряд — не заросшие, то тип русловой многорукавности может быть назван осередковым. Однако часто осередки в результате отложения на них наносов благодаря застанию их поверхности превращаются в мелкие подводные образования — острова. В этом случае это островная русловая многорукавность. В случаях, если вершины ленточных гряд не обсыхают, такой тип процесса может быть назван блуждающим руслом (русло часто меняет свое положение, всегда имеются затопленные протоки). Таким образом, в случае русловой многорукавности имеются три основные разновидности: блуждающие русла, осередковая и островная многорукавность.

— Всякая классификация должна содержать общий для различных типов признак. В приведенной выше типизации ГГИ такими признаками являются мера использования потоком уклонов дна долины и способность потока, транспортировать донные наносы. С этой точки зрения отмечается: а) все меньшее использование потоком уклона дна долины — при переходе от ленточногрядового типа к пойменной многорукавности; б) уменьшение транспортирующей способности потока последовательно от русловой многорукавности, ленточногрядового типа процесса к пойменной многорукавности. При этом высокая транспортирующая способность русловой многорукавности связана не с использованием уклона, а с расширением русла, т. е. расширением живого сечения, увеличивающим фронт перемещения наносов.

Заметим также, что, если тип руслового процесса при ленточных грядах, побочнях и осередках определяется движением мезоформ речного русла, то во всех остальных случаях он обусловлен разными типами макроформ. По этой же причине исследование ленточных гряд и побочней должно в основном производиться гидравлическими методами, в остальных случаях необходимо привлекать характеристики всего бассейна, т. е. основные ведущие и независимые факторы, каковыми являются водный режим, сток наносов и ограничивающие условия.

6. Ленточногрядовый и побочневый типы руслового процесса

6.1. Ленточные гряды в сочетании с другими типами процесса. Ленточногрядовый тип руслового процесса

Рассмотрим более подробно этот тип руслового процесса выявленные при этом закономерности. При ленточногрядовом типе руслового процесса ленточные гряды (мезоформы) пред-

ставляют собой единую цепь гряд, сползающих вниз по течению и занимающих всю ширину русла. Русло реки в плане имеет периодическую извилистость, и причленения гряд к берегам не бывает. Пойма не характерна и не является результатом деформаций, происходящих в русле реки с этим типом процесса. В плане ленточная гряда имеет очертания языка U наиболее возвышенной части гряды наблюдается стрелка из песчаных отложений, направленная вниз по течению реки. На поверхности гряды часто обнаруживаются сползающие гряды-микроформы. При большом стоке наносов и длительной низкой межени вершины ленточных гряд могут обсыхать и не образовывать сползающие осередки.

Ленточный тип как самостоятельный не имеет большого распространения. Он обычно наблюдается на участках русла с благоприятными условиями для его устойчивости в плане и для сползания гряд, которое происходит в течение всего года. Такие условия обычно имеются в верховьях рек и временных излучин русла, в каналах. Иногда ленточные гряды распространены при других типах руслового процесса, например при меандрировании, в многорукавных руслах. В связи со сползанием гряд через любой заданный створ проходит сначала подвалье гряды, затем ее гребень и лобовой (встречающий течение) склон. Поэтому глубины русла, вернее — отметки его дна, испытывают периодические колебания с амплитудой, равной высоте гряды. Кроме того, на изменения отметок дна влияют намыв гряд в половодье в результате продвижения наносов из подвалья предыдущей гряды и отложения их на гребне в период подъема паводка, размыв гребня и обмеления подвалий на его спаде.

Основными количественными характеристиками при ленточном типе русловых деформаций являются: шаг гряды l_r — расстояние между гребнями двух смежных гряд по средней линии русла; высота гряды Δ_r — возвышение наивысших точек гребня гряды над наинизшей точкой в ее подвалье и скорость перемещения гряды C_r — скорость смещения гребня в плане (см. рис. 2.4). Кроме того, следует определить ширину русла B — расстояние между бровками межженных берегов, ширину реки b — расстояние между урезами воды. Указанные характеристики достаточно надежно определяются по топографическим материалам и аэрофотоснимкам и данным продольных промеров. Скорость перемещения гряд C_r определяется путем сопоставления съемок, различающихся по времени и производства не более чем на один год и относящихся к одной и той же фазе гидрологического цикла.

На основании перечисленных выше данных оценивается режим изменения глубин в заданном створе с определением их максимума и минимума, вычисляется расход донных наносов

а также оценивается устойчивость размеров ленточных гряд в пространстве и во времени. Возможность получения больших рядов значений характеристик гряд на основе уже имеющихся или специально произведенных измерений позволяет применять к оценке гряд статистические методы обработки. Приведем результаты такой обработки, выполненной для участков р. Оби общим протяжением 276 км, и обнаруженных на них 430 ленточных гряд. По данным измерений были построены кривые обеспеченности шагов гряд и относительных шагов (l_r/B). Выявленные к настоящему времени морфологические закономер-

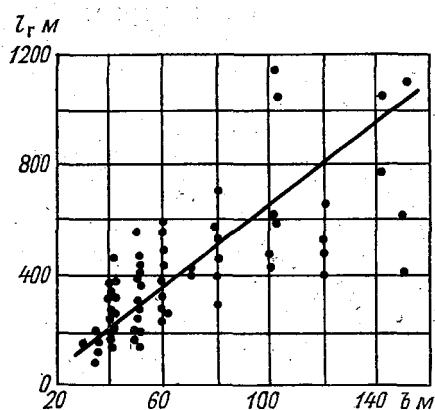


Рис. 3.3. Связь шагов гряд с шириной русла.

ности, свойственные ленточногрядовому типу руслового процесса, сводятся к следующим.

1. Изменчивость шагов гряд оценивается средним значением коэффициента вариации $C_{gr}=0,37$, минимальное и максимальное его значения соответственно равны 0,27 и 0,50.

2. При медианном значении (50 % случаев) шаг гряд оказался равен 8 ширинам русла, в 25 % случаев он превышает $9,4 B$ и в 95 % — $6,8 B$.

3. Шаг гряд довольно тесно связан с размерами реки, выраженными через ее ширину (рис. 3.3) или расход воды (рис. 3.4). Здесь уместно рассмотреть вопрос о так называемом руслоформирующем расходе, т. е. расходе воды, наиболее тесно связанном с морфометрией русла.

В. Г. Глушков еще в первые десятилетия XX в полагал, что руслоформирующий расход соответствует его значению, наблюдающемуся при уровне выхода воды на пойму, т. е. при отметках бровки меженных берегов русла. Так как обнаруживается большое многообразие морфологических образований в русле

реки, то нет оснований предполагать, что одно значение расхода воды может быть одинаковым для различных морфологических образований. С точки зрения современных представлений о русловых деформациях под руслоформирующим расходом надо понимать такой расход воды, при котором создаются основные морфологические образования, т. е. образования, деформации которых определяют общие деформации русла. Если исходить из такого понимания руслоформирующего расхода, то, очевидно, его значения должны быть различными при разных типах руслового процесса. При его установлении важно учитывать не только значение расхода воды, но и его продолжительность.

При ленточногрядовом и побочном типах руслового процесса гряды — мезоформы формируются в основном в поло-

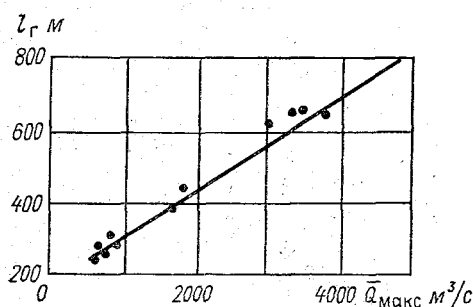


Рис. 3.4. Связь шагов ленточных гряд со средним максимальным расходом.

водье и поэтому следует связывать размеры морфологических образований со средним максимальным значением расхода воды. Такая связь достаточно тесная (рис. 3.4). Она показывает закономерное возрастание шага гряд с увеличением средних максимальных расходов воды. В такой постановке вопрос о руслоформирующем расходе еще ждет своих исследователей.

3.6.2. Побочный тип руслового процесса

Опознавательным признаком этого типа руслового процесса (для обнаружения по картам и аэрофотоснимкам) является единая цепь мезоформ с шагом, значительно превосходящим ширину русла. От ленточногрядового типа руслового процесса побочный отличается тем, что в плане гребни гряд перекошены по отношению к средней линии русла, причем направление перекоса в двух смежных грядах противоположно (рис. 3.5). В межень наиболее возвышенные прибреговые части гряд обсыхают, образуя песчаные отмели, примыкающие к берегам как бы в шахматном порядке. Гряды ограничиваются межненным

руслом, которое вследствие обсыхания возвышенных частей, называемых побочными из-за своего приберегового расположения, оказывается извилистым. Пониженная затопленная часть образует пережат, характерный тем, что он систематически сползает вниз по течению вместе с побочными. Пойма не образуется, и если обнаруживается, то унаследованная.

Русловые деформации при побочном типе процесса сводятся к сползанию лобочия вниз по течению реки. Это сползание осуществляется в половодье. В межень контуры лобочия могут существенно изменяться из-за приращения к ним гряд—микроформ, способных при этом образовывать косы, ухвостье и приверх лобочия из затопленных частей лобочия. Гребни перекошенных ленточных гряд не только сползают вниз по течению, но и меняют свою высоту, нарастая на подъеме половодья и срабатываясь на его спаде. Подвалье гряды—плёс, в отличие от гребня, углубляется на подъеме половодья и заносится на его спаде. Так же, как в случае ленточных гряд, по поверхности затопленных лобочий могут перемещаться микроформы. Так как меженье русла при лобочиях принимает извилистые очертания, то в вершинах изгибов русла (они приходятся на участке между лобочиями) можно было бы ожидать смещений бровок берегов в плане. Однако этого не происходит, так как на начавшую формироваться зону размыва наплывают лобочия, прикрывая берег от размыва. Когда движение лобочий ослабляется по каким-либо причинам, например в маловодный ряд лет, происходит зарастание их поверхности ивняком и травами, и тогда лобочий тип процесса способен переходить в ограниченное меандрирование.

Следует отметить, что связь лобочия с ленточной грядой позволяет более обоснованно с морфологической точки зрения трактовать понятие пережат. В судоходной практике пережат определяется как мелководная часть русла, образующая грядобразную форму (гребень, подвалье) между парными лобочиями.

Из приведенных выше описаний следует, что связывать пережат с двумя лобочиями морфологически не логично, так как каждой затопленной части гряды соответствует только один лобочий (незатопленная его часть).

Для количественной характеристики руслового процесса лобочий типа главное значение, как и при ленточногрядовом типе, имеют характеристики перекошенных ленточных гряд, поскольку именно их деформации и являются основными в русле реки.

Используются следующие характеристики: ширина русла B —расстояние между бровками меженьных берегов; ширина

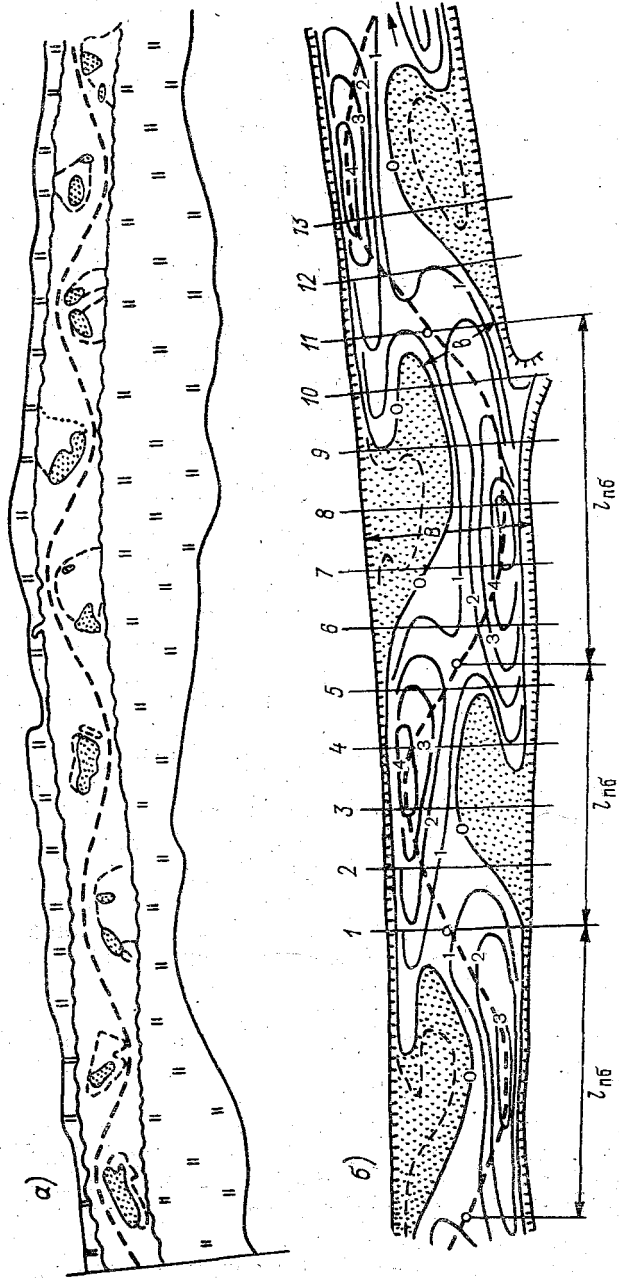


Рис. 3.5. Побочный тип руслового процесса.
 а — общий вид участка реки с поймами, б — строение русла при наличии пойма; $l_{пб}$ — шаг пойма, B — ширина русла в бровках меженных берегов, b — ширина реки.

реки b — расстояние между урезами воды в межень, измеренное против средней части обсохшего побочня; шаг побочня $l_{пб}$ — расстояние по прямой между двумя точками перегиба средней линии меженного потока; высота побочня $\Delta_{пб}$ — превышение наивысшей точки побочня над наинизшей точкой подвала гряды (плёса), т. е. превышение, измеренное в створе, в котором она имеет наибольшее значение; скорость сползания побочня $C_{пб}$. Ширина русла B охватывает с внешней по отношению к потоку зону, в пределах которой осуществляется

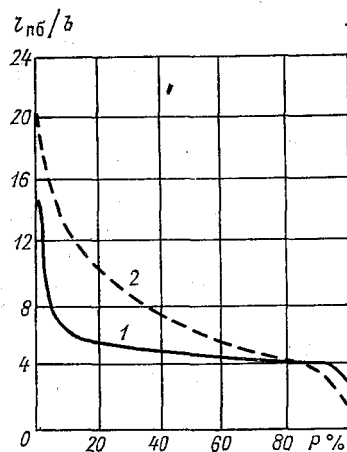


Рис. 3.6. Кривые обеспеченности относительных шагов побочней.
1 — р. Висла, 2 — р. Ока.

сползание побочня. Важность значений B и b заключается в том, что они позволяют оценить ширину полосы донных отложений, обнаруживающихся в межень. Величины B , b , $l_{пб}$ и $\Delta_{пб}$ легко определяются по лоцманским картам или материалам специальных съемок. Значения B , b , $l_{пб}$ могут измеряться по аэрофотоснимкам, а $\Delta_{пб}$ — по продольному профилю реки. Скорость сползания побочня $C_{пб}$ определяется по значению смещения точек перегиба средней линии русла в межень путем сопоставления разновременных съемок.

Статистическая обработка данных о шагах побочней показала (рис. 3.6), что распределение относительных шагов гряд отличается значительной устойчивостью. Обработка проводилась на примере рек Вислы и Оки. Казалось бы, что относительные значения шагов для двух разных рек должны быть близкими. Однако они оказались различными. Это следует отнести за счет того, что на р. Висле, имеющей более устойчивые кривые обеспеченности шагов, берега укреплены и побочни очень равномерно чередуются по длине реки, в то время, как

на р. Оке условия естественные и есть изгибы русла, способные замедлять сползание побочней.

В табл. 3.1 помещены данные об относительных шагах, вычисленных для рек Вислы и Оки.

В табл. 3.2 приводится сравнение значений относительных шагов ленточных гряд и побочней.

Таблица 3.1. Значения $l_{пб}/B$

Река	Обеспеченность, %		
	25	50	75
Висла	5,1	4,6	4,2
Ока	9,4	6,0	4,6

Таблица 3.2. Значения относительных шагов ленточных гряд и побочней

Вид гряды	Обеспеченность, %		
	25	50	75
Ленточные гряды	9,4	8,0	6,8
Побочни	9,4	6,0	4,6

Из табл. 3.2 видно, что относительные шаги ленточных гряд и побочней весьма близки между собой, что еще раз подтверждает положение об общности их происхождения.

Таким образом, при оценке изменений отметок дна надо учитывать не только высоту гряд, но и сезонные изменения отметок дна, а также высоту гряд — микроформ, движущихся по их поверхности.

3.6.3. Гидроморфологические приемы расчета русловых деформаций ленточногрядового и побочневого типов руслового процесса

Знание закономерностей развития ленточных гряд и побочней позволяет предложить ряд приемов их морфологического расчета.

Устойчивость шагов ленточных гряд и побочней позволяет сделать предположение и об устойчивости их высот. Следовательно, оценивать изменение глубин в результате сползания гряд и побочней можно следующим простым приемом. На плане участков рек в изобатах или горизонталях выбирают участок, охватывающий два смежных побочня или две смежные ленточные гряды. По длине каждого побочня (гряды) накладывают 5—8 поперечников. Для каждого из них строятся поперечные сечения русла, совмещенные по средней линии русла между собой (в одной системе координат). На рис. 3.7 б нанесены совмещенные поперечники, охватывающие только половину шага побочня. Нижняя огибающая показывает предельные отметки размыва русла в данном поперечном сечении, верхняя огибающая — наивысшие (предельные) отметки. Время

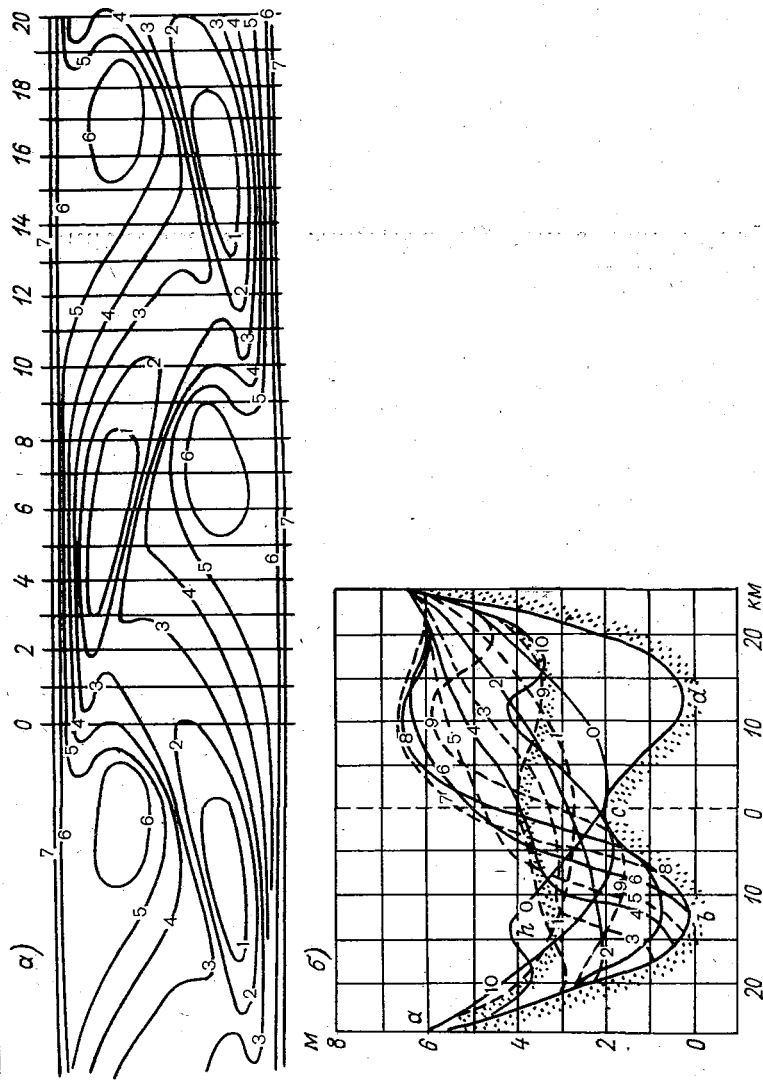


Рис. 3.7. Схема определения объема перемещаемых потоком донных наносов при побочном типе руслового процесса.
 а — план участка, б — совмещенные поперечные профили; а, б, с, d — огняющие деформаций дна.

требуемое для достижения заданного створа вышерасположенного поперечника, можно рассчитать по формуле

$$t = \frac{l_{пб}}{C_{пб}} m,$$

где m — расстояние заданного створа от расчетного в долях от $l_{пб}$. Площадь размыва, заключенная между нижней и верхней огибающими совмещенных поперечных профилей, представляет собой мощность активного (перемещающегося) слоя аллювия. Зная скорость сползания мезоформы $C_{пб}$, можно приближенно оценить норму расхода донных наносов и подсчитать объемы наносов, перемещающихся в теле ленточной гряды (побочня).

3.7. Меандрирование. Современные представления о причинах меандрирования

3.7.1. Общая характеристика меандрирования

Извилистые русла наблюдаются у большинства рек СССР и мира. Однако извилистость речных русел еще не является признаком того, что все они меандрируют, потому что термин «меандрирование» отражает процесс формирования русел, а не их плановые очертания. В природе существуют извилистые реки, у которых излучины являются не определенной стадией циклического хода их развития, а результатом обтекания рекой местных препятствий. Для горных условий такими препятствиями являются выступы трудноразмываемых склонов речных долин, скопления крупнообломочного материала, выходы скальных пород. Такая извилистость обычно называется вынужденным меандрированием. На равнинных реках, протекающих среди болот, также могут наблюдаться излучины, которые не развиваются, а появились в результате обтекания потоком участков болота с более плотным торфом или армированной растительностью. Во всех случаях, когда излучины являются результатом обтекания местных препятствий, нельзя обнаружить какие-либо закономерности в формировании их основных элементов. Лишь тогда, когда излучины развиваются, возникают определенные морфологические образования в русле и существуют закономерности развития как отдельных излучин так и ряда смежных, появляется возможность оценить скорость развития излучин (перемещений в плане) и связь ее с определяющими факторами.

Название излучин термином «меандра» происходит по имени р. Меандр, отличающейся четко выраженными плавными поворотами русла. Таким образом, название «меандрирующая река» условно. Относительно причин меандрирования общепризнан-

ных объяснений нет, существует более 30 гипотез. Их можно разделить на следующие группы.

1. Гипотезы, в которых причиной меандрирования считаются внутренние свойства потока. В качестве примера можно привести наличие извилин у потоков, стекающих по ледникам, т. е. имеющих берега однородного строения (лед). В качестве причины называют воздействие Кориолисова ускорения.

2. Есть гипотезы, объясняющие извилистость обтеканием препятствий.

3. Часть гипотез относит образование излучин за счет того, что поток находится в состоянии неустойчивого равновесия и, следовательно, достаточно ничтожной причины, чтобы он отклонился от первоначального направления. По этой гипотезе причина образования излучины случайна, но серии нижерасположенных излучин развиваются закономерно в результате возмущений, возникающих под влиянием импульса отражений потока.

В соответствии с гидроморфологической теорией руслового процесса, в которой тип руслового процесса или тип деформаций речного русла зависит не только от гидравлических свойств потока, но является и формой транспорта наносов (способом, с помощью которого поток оказывается способным транспортировать наносы), приведенные объяснения причин меандрирования являются неполными. Можно согласиться, что излучина возникает потому, что поток находится в неустойчивом равновесии и достаточны ничтожные препятствия, способные вызвать его отклонение к одному берегу, противоположного размываемому. Происходит намыв берега, противоположного размываемому. Следовательно необходимо, чтобы в потоке присутствовал материал, ведущий к появлению отложений, т. е., чтобы в нем двигались и донные, и взвешенные наносы, из-за присутствия которых может формироваться пойма — намываемая часть дна речной долины. Важно также, чтобы река имела выраженные половодья, и чтобы присутствовали факторы, способные закреплять свеженамытые участки поймы — выпуклые берега излучин, например, растительность. Только комбинация всех этих условий и вызовет меандрирование.

До сего времени нет ясности даже по значительно более узкому вопросу — о механизме передачи наносов от размываемого берега русла к намываемому.

Во всех курсах гидрологии суши и динамики русловых потоков причиной переноса наносов от размываемого берега к противоположному — намываемому считается наличие в потоке поперечной циркуляции. В действительности, если общий циркуляционный винт может существовать при наличии близ-

ких значений ширины и глубины русла (это бывает на малых реках), то для средних и тем более крупных рек отношение ширины к глубине составляет 50—80. Очевидно, что вихрей с таким соотношением осей не может быть. В руслах рек наблюдается обычно серия параллельных циркуляционных винтов и частицы наносов не могут перейти от одного берега русла к другому.

З. М. Великанова для широких водотоков экспериментально показала, что частицы наносов откладываются на том же берегу, на котором произошел размыв отложений, и обнаружила формирование нескольких плесовых ложин.

3.7.2. Ограниченное меандрирование

Основные принципы. Схема деформаций, пойменный массив и его признаки. Этот вид меандрирования является простейшей формой изменения положения излучин. Деформации русла выражаются в закономерном сползании излучин вниз по течению реки без изменения ими форм и размеров (рис. 3.8).

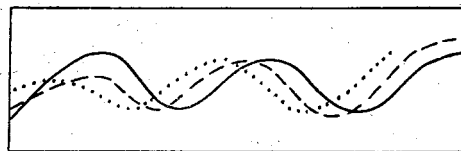


Рис. 3.8. Схема деформаций речного русла при ограниченном меандрировании (показано смещение средней линии русла).

Ограниченное меандрирование можно рассматривать как дальнейшее развитие руслового процесса побочного типа в условиях ухудшения условий транспорта наносов. Оно ведет к приостановке сползания побочной, отложению на них взвешенных наносов (наилка). В случае ограниченного меандрирования впервые появляется пойма, огибаемая одной излучиной, которая в ходе сползания излучины полностью перерабатывается потоком. Значение поймы для руслового процесса весьма существенно и ее следует рассматривать как элемент макроформы (излучины).

Основными морфологическими элементами сползающей излучины являются следующие. В русле в точке перегиба его осевой линии имеется гряда такая же, как при побочных. Повышенная, обсыхающая в межень прибереговая часть гряды образует не сползающий побочень, а пляж — скопление наносов, всегда приуроченное к выпуклому берегу излучины и смещающееся только вместе со смещением всей излучины. Каждая излучина ограничивается верховым и низовым перекатами (подводными частями гряды), между которыми расположено под-

валы верховой гряды, называемое плёсом. Эта наиболее глубокая часть дна реки в пределах излучины обычно приурочена к низовой части вогнутого берега. Пойменный массив, о котором говорилось выше, обладает определенными морфологическими особенностями. Он возвышен в верховой и прирусловой

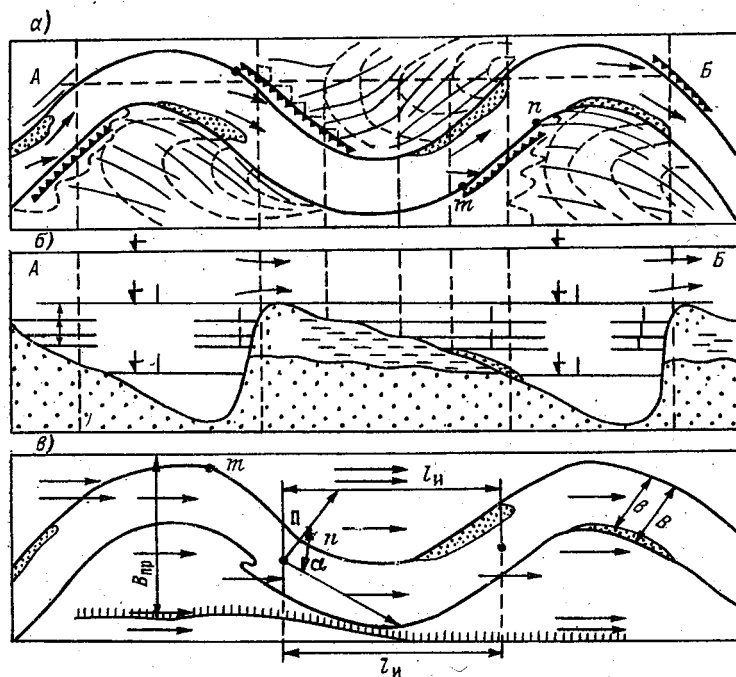


Рис. 3.9. Схема пойменного массива при ограниченном меандрировании.

a — схема рельефа (валы), пунктиром показан ход затопления в начале половодья, *б* — продольный профиль по линии *A—B* и уровни воды в разные фазы половодья, *в* — план течений при максимальном затоплении; l_n — шаг излучины, α — угол разворота, $B_{пр}$ — ширина пояса руслоформирования, B — ширина русла, b — ширина меженного русла, m — участок подмываемого берега.

частях и понижен в низовой и притеррасной (присклоновой) частях. На рис. 3.9 показаны эти основные особенности.

По контуру выпуклого берега излучины пойменный массив окаймляется береговым валом. При сползании излучины образуются серии береговых валов, имеющих дугообразные (в плане) очертания. Эта серия валов образует так называемые

мый веер перемещения русла. Наиболее широкая часть веера расположена вблизи вершины излучины, в первой части вогнутого берега валы сходятся вместе. При сползании излучины старые береговые валы подмываются и сползают, в береговых валах могут образовываться прорвы. Новые излучины формируются в низовой части выпуклого берега и между ними также образуются прорвы. В зависимости от расположения прорвы называются верховыми, внутренними и низовыми.

Прорвы играют ведущую роль в формировании водного режима пойм. Через низовые прорвы, обычно располагающиеся в понижениях между береговыми валами, начинается поступление воды на пойменный массив (рис. 3.9). Контур затопления постепенно перемещается вверх по течению. Затем начинают работать верховые прорвы, что ведет к перемещению фронта затопления пойменного массива уже вниз по течению. Только после затопления всех аккумулярующих емкостей на пойме возникает общее транзитное течение через пойменный массив. С водой, поступающей через прорвы, на поверхность поймы могут выноситься пески, перекрывающие отложения взвешенных наносов — пойменную фракцию речного аллювия, тем самым нарушая обычную закономерность его отложения (основа поймы — русловой аллювий, выше — отложения донных наносов, сверху мелкозернистый или даже суглинистый пойменный аллювий).

Способы количественной оценки русловых форм. При ленточногрядовом и побочневом типах руслового процесса для количественной характеристики его требовалось знать размеры и скорость перемещения гряд. При ограниченном меандрировании, для которого в основном характерны деформации излучин, требуется количественно описывать именно их. Предложены следующие характеристики излучин: шаг излучины l_k — расстояние по прямой между двумя смежными точками перегиба осевой линии меженного русла; угол разворота излучины α — суммарный угол, образованный касательными к осевой линии меженного русла, проведенными через точки ее перегиба, и линией шага; угол входа $\alpha_{вх}$ — угол, образованный касательной в верховой точке перегиба осевой линии и шагом излучины; угол выхода $\alpha_{вых}$ — угол, образованный касательной, восстановленной в низовой точке перегиба, и линией шага; угол сопряжения излучин β — разность между углами выхода и входа смежных излучин; ширина русла β_p — расстояние между бровками противоположных берегов; ширина реки b — расстояние между урезами воды у противоположных берегов меженного русла; ширина пояса меандрирования $B_{пр}$ — расстояние между линиями, огибающими вершины как правобережных, так и левобережных излучин (направленных вершинами вправо и влево от реки).

Морфологические характеристики излучин $l_{из}$, α , $\alpha_{вх}$, $\alpha_{вых}$, b , B_p , $B_{пр}$ определяются по крупномасштабным топографическим или лоцманским картам, по аэрофотоснимкам реки или на основе специально произведенных съемок. Обычно они определяются не только для отдельной излучины, но для всех излучин, расположенных в пределах бесприточного, морфологически однородного участка (участка, в пределах которого развит данный тип руслового процесса). Скорость сползания излучин $S_{из}$ определяется путем сопоставления разновременных съемок как величина смещения точек порегиба осевой линии русла, делен-

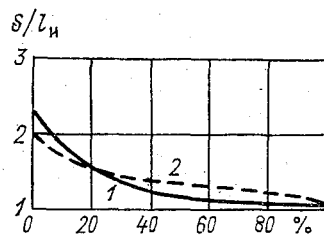


Рис. 3.10. Кривые обеспеченности характеристик развитости излучин $S/l_{из}$.
1 — р. Иртыш, 2 — р. Ока.

ная на продолжительность периода между сравниваемыми съемками. При отсутствии разновременных съемок русла можно использовать данные по рекам-аналогам. Признаками аналогичности рек для оценки русловых деформаций являются: одинаковый тип руслового процесса; близкие по значениям продольный уклон и ширина межженного русла; близкое по продолжительности и высоте подъема половодье (паводок); близкий гранулометрический состав наносов; отсутствие влияния ограничивающего фактора в виде искусственных сооружений.

Морфологические особенности. Построение кривых обеспеченности указанных выше морфометрических характеристик ограниченного меандрирования показало, что относительные шаги излучин близки к полученным для ленточногрядового и побочного типов. Коэффициент вариации шагов излучин оказался равным 0,35, т. е. близок к его значениям для ленточногрядового и побочного типов руслового процесса. При 50 %-ной обеспеченности значение шагов излучин составляет 6—8 ширины русла, как для ленточных гряд и побочных. Степень развитости излучин, выраженных через отношение $B_{пр}/b$, лежит в пределах 2,5—3,8, выраженных через $S/l_{из}$ — в пределах 1,2—2,0 при среднем значении 1,4. Значения $S/l_{из}$ даже для настолько разных рек, как Ока и Иртыш, очень близки между собой (рис. 3.10). По кривой характеристики степени развитости ограниченно меандрирующих излучин видно, что углы раз-

ворота α изменялись от 45 до 160°, а разность углов входа и выхода составляла от 4 до 25° без явного преобладания какого-либо из них. Скорость сползания излучин на различных реках составляла от 2—3 до 25 м/год. Положение об устойчивости форм и размеров излучин при ограниченном меандрировании подтверждается сравнением карт р. Оки на участке с. Рубецкое—г. Мокша. Действительно, за 67-летний период ширина русла, шаг и длина излучин изменялись не более чем на $\pm 20\%$.

3.8. Свободное меандрирование

3.8.1. Основные признаки.

Типовая схема развития излучины

При отсутствии влияния на плановые деформации русла (склонов долин, уступов террас искусственных сооружений) излучины сначала сползают так же, как при ограниченном меандрировании, но затем не приостанавливают своего развития, а проходят определенные циклы его, достигая форму петли. Завершающей стадией развития свободно меандрирующих излучин является прорыв перешейка излучины вследствие сбли-

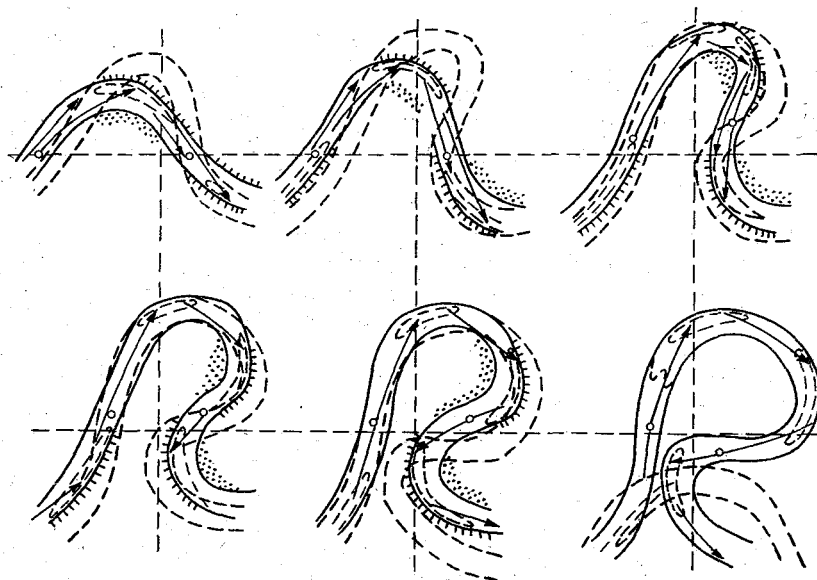


Рис. 3.11. Последовательные положения излучин в ходе свободного меандрирования.

жения его противоположных берегов (рис. 3.11). Если при ограниченном меандрировании плановые деформации излучин можно изобразить в виде сползающей синусоиды, то при свободном меандрировании схема плановых деформаций каждой половины излучины напоминает разворот S-образной фигуры вокруг точки ее перегиба. Положение этой точки довольно устойчиво в пространстве и обычно совпадает с положением переката. При переходе излучины от сползания к развороту S-образной фигуры (т. е. при углах разворота $120\text{--}150^\circ$) возникает асимметрия ее плановых очертаний, все возрастающая к завершающей стадии (прорыв перешейка петли).

3.8.2. Деформации русла при его прорыве. Взаимовлияние смежных излучин

Плановые деформации русла при свободном меандрировании развиваются неравномерно, поэтому даже смежные излучины русла могут оказаться в разной стадии развития. В условиях различной степени развитости смежных излучин их взаи-

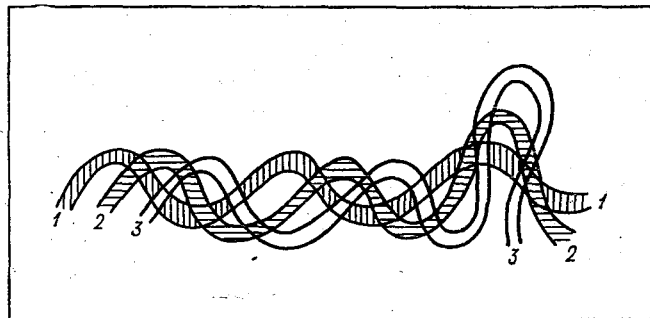


Рис. 3.12. Образование пальцеобразной излучины вследствие наползания смежной излучины.
1, 2, 3 — последовательные положения.

мовлияние должно быть достаточно тесным. Это влияние выражается и в том, что излучины могут приобретать различные плановые очертания.

На рис. 3.11 показаны последовательные положения излучины, завершающиеся приобретением формы петли-овала. На рис. 3.12 приведена схема образования пальцеобразной, сильно вытянутой излучины; сжатие излучин может быть вызвано наползанием смежных излучин, а также наличием труднорастворимых препятствий (например останцы), выше которого излу-

чины сжимаются. На рис. 3.13 показан случай объединения двух вытянутых излучин в одну, что приводит к образованию излучин П-образных очертаний. Когда излучина приобретает асимметричные очертания, а это обычно начинается после перехода от сползания к развороту S-образной фигуры вокруг точки перегиба, начинается и раздвоение плёса, так как поток получает возможность набегать на берег не только в ее вершине. Иногда встречаются излучины, состоящие из 6—8 плёсов. Плёсы разделяются относительно мелководными участками, называемыми перевалами.

Таким образом, если в пределах излучины имеется всего два переката, расположенных близ верховой и низовой точек

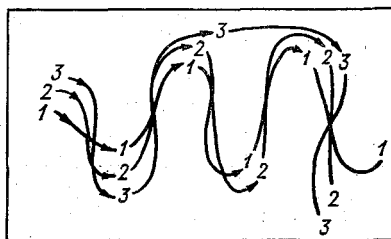


Рис. 3.13. Образование П-образной излучины.

1, 2, 3 — последовательные положения средней линии русла.

перегиба русла, то перевалов может быть больше. На формы излучин и интенсивность разработки плёсов и перекаатов оказывает влияние положение пояса меандрирования. Если пояс меандрирования пересекает дно речной долины, то в этом случае целая группа смежных излучин в период половодья, когда происходит их спрямление, обладает небольшими скоростями смещений в плане. Это происходит потому, что на участке, где русло встречает поток под углом порядка 90° , могут наблюдаться даже нулевые скорости, а следовательно, размывающая способность потока ослабевает. Если река оказывается прижатой к трудноразмываемому склону долины, часто образуются вытянутые пальцеобразные излучины, обращенные вершинами к середине долины, разделенные прямыми участками, прижатыми к ее склонам. Иногда излучины русла оказываются врезаемыми в уступ надпойменной террасы или склон долины и деформации такой излучины практически прекращаются и может происходить ее отчленение. К сожалению, вопрос о влиянии положения пояса меандрирования в пределах дна речной долины (поймы) на развитие излучин исследован мало. По-видимому, многое в выяснении этого вопроса должно дать использование материалов аэрофотосъемки, в том числе и восстановление по аэрофотоснимкам схем деформаций излучин.

3.8.3. Особенности размыва вогнутых берегов излучин

Зона размыва берега излучины может быть сосредоточена близ ее вершины, а может простираться на значительное расстояние. Наибольший размыв обычно бывает сосредоточен на относительно коротком участке и располагается выше или ниже вершины излучины (или может совпадать с нею). Смещения вогнутого берега играют важную роль в формировании скопления наносов на противоположном выпуклом берегу пляжа. Благодаря смещению у выпуклого берега формируется зона со слабыми течениями (так как наибольшие их скорости оказываются прижатыми к вогнутому берегу), что создает благоприятные условия для скопления здесь наносов, в том числе и вследствие приращения к выпуклому берегу гряд — микроформ, перемещающихся в русле реки. По мере накопления наносов, т. е. роста пляжа, наличие такой зоны способствует размыву вогнутого берега во всяком случае в период межени, вызывая отклонение струй потока в сторону вогнутого берега. В случаях, когда в период заполнения поймы происходят спрямления струй течения, размыву может подвергаться не вогнутый, а выпуклый берег, а у вогнутого — происходит накопление наносов. Размыв выпуклого берега русла может происходить не ежегодно, а только при прохождении половодья малой (редкой) обеспеченности. Все эти обстоятельства должны учитываться при установлении типа руслового процесса и свойственных ему закономерностей.

3.8.4. Формирование пляжа на выпуклом берегу излучины

По мере смещения размываемого берега у противоположного выпуклого берега образуется зона пониженных скоростей течения и создаются благоприятные условия для приращения к выпуклому берегу песчаных гряд, если они движутся по руслу, и осадения наносов из толщи потока. По мере накопления отложений наносов пляж начинает сам способствовать размыву вогнутого берега. Пляж можно рассматривать и как оконечность верхового переката — гряды (мезоформы) на излучине. Поэтому поперечное сечение пляжа сохраняет форму гряды. Так, обращенная к реке часть пляжа — более крутая, чем в сторону поймы. Вдоль пляжа тянется его гребень, на котором быстро развиваются ивняки. Они усиливают отложения наносов и гребень этой гряды непрерывно нарастает до тех пор, пока в результате размыва вогнутого берега не сформируется следующая гряда, а прежняя как бы отходит в глубь поймы.

Гряды, ползущие по поверхности пляжа и по руслу реки, могут образовывать скопления наносов в виде кос, примыкающих к оконечности пляжа. Образование такой косы приводит к появлению отторженного ею участка реки, называемого затоном или затонской частью переката. Длина и ширина косы зависят от объема переносимых потоком донных наносов. При больших расходах донных наносов образуются косы, вытянутые вдоль реки в оконечности пляжа. Иногда эти косы прикрывают часть размываемого вогнутого берега нижеследующей излуцины. Большое значение для формирования самого пляжа и низовой его косы имеют условия обтекания потоком берегов русла в период половодья и паводков. Если в период половодья динамическая ось потока существенно спрямляется, то формирование пляжа может происходить замедленно, а иногда бывает и размыв выпуклого берега и скопление наносов у вогнутого. При существенном спрямлении потока косы отстоят от линии берега под большим углом к нему. Если же спрямление небольшое, то коса следует за линией берега, у которого она расположена. Затоны обычно существуют длительное время (десятилетия) и лишь при больших расходах донных наносов могут подвергнуться занесению.

3.8.5. Образование береговых валов

Обычно часть поймы, огибаемая руслом реки, бывает занята серией чередующихся грив и ложбин, оконтуривающих выпуклый берег и часто образующих отдельные сегменты внутри поймы, самым разным образом ориентированные по отношению к руслу реки. Гривы представляют собой отошедшие в ходе плановых деформаций русла береговые валы. Первоосновой берегового вала, оконтуривающего выпуклый берег излуцины, является пляж, образование которого было рассмотрено выше. По мере формирования гребня пляжа и зарастания его кустарником на нем начинают откладываться взвешенные наносы, образующие так называемый наил, мощность которого за половодье может колебаться от миллиметров до десятков сантиметров.

Таким образом, в основе берегового вала лежат донные наносы (русловая фация речного аллювия), а верхние его слои сложены отложениями взвешенных наносов. Благодаря тому, что грядообразная форма пляжа образуется уже в начале его формирования, в поперечном разрезе берегового вала обнаруживаются дугообразно вытянутые слои отложений. Имеется общая тенденция к уменьшению крупности наносов, складывающих эти слои, обусловленная не только тем, что береговой вал сложен в основном крупной русловой фацией аллювия (а в своих верхних слоях — мелкозернистыми взвешенными на-

носами), но и зависящая от высоты половодья и высоты вала. Чем выше половодье, тем на валу могут откладываться более крупные наносы и образовываться более мощный слой отложений.

В низкие половодья вода вообще может не выходить на пойму или затоплять ее на очень непродолжительное время малым слоем, при этом на валу образуется дернина. Последующие отложения наносов могут покрывать ее, образуя слой так называемой погребенной дернины. Эти слои свидетельствуют об отсутствии или малом затоплении поймы в период ее образования. Установление связи между высотой половодья и крупностью отложений наносов в слоях разреза берегового вала дает возможность приблизительно устанавливать характер чередования многоводных и маловодных лет. Причиной образования серии дугообразно изогнутых валов на выпуклом берегу излучины является смещение противоположного вогнутого берега. Смещения вогнутого берега от года к году идут неравномерно, что обычно связывают с водностью года. В некоторых случаях при подмыве берегов в половодье происходит только подготовка берега к обрушению, а деформации проявляются иногда даже в межень. Поэтому связь между расходами воды и смещением в плане бровки вогнутого берега в действительности сложнее, чем кажется на первый взгляд и требует учета многих факторов, например, таких, как состав грунтов берегов, армированность их растительностью, особенности связи речных и подземных вод. Когда смещение вогнутого берега достигает такого значения, что у выпуклого создается зона пониженных скоростей течения, к этому берегу начинают приключаться новые ряды гряд, движущихся по руслу, и оказывается возможным усиленное отложение наносов. Так возникает система дугообразно изогнутых валов-грив и ложбин между ними.

Каждая система дугообразно изогнутых валов-грив и ложбин между ними развивается, пока идет однонаправленное перемещение русла. При прорыве петель русла старая система валов отмирает и создается новая система, при этом иногда вся старая система или ее часть оказываются размытой. В результате этого пойма в условиях свободного меандрирования оказывается заполненной системой разноориентированных, по отношению к современному руслу дугообразно изогнутых грив. Эти системы, образовавшиеся в ходе смещения русла в плане, называются веерами перемещения русла. Старые системы этих вееров обычно лежат на более высоких отметках, чем более современные. Благодаря этому вся поверхность поймы свободно меандрирующей реки оказывается представленной пятнисто-расположенными, разновысотными, различно ориентирован-

ными веерами перемещения русла. Это создает сложные условия для развития пойменных течений, во всяком случае в начальные стадии заполнения поймы. Разность отметок вееров перемещения русла, иногда даже смежных, составляет 1—2 м. Наличие группы вееров с пониженными отметками поверхности благоприятно для образования разобщенных местных аккумулярующих емкостей в пределах пойменного массива. По мере накопления воды наблюдается перелив из одной емкости в другую, ведущий к образованию внутренних прорыв, в которых скорости течения могут превышать существующие в русле реки.

3.3.6. Закономерности и приемы расчета процесса

Количественные характеристики процесса и выявленные с их помощью его закономерности. Для количественной оценки процесса свободного меандрирования используются те же характеристики, что и рассмотренные для ограниченного меандрирования. Так как развитие излучин при свободном меандрировании происходит сложнее, чем при ограниченном, приходится прибегать к ряду дополнительных характеристик. Учитывая, что в процессе свободного меандрирования смежные излучины тесно взаимодействуют друг с другом, важно иметь в виду характер сопряжения излучин. Это можно сделать с помощью угла $\beta = \alpha_{(2)вх} - \alpha_{(1)вых}$. Если $\alpha_{(2)вх} > \alpha_{(1)вых}$, то линия шагов излучин отклоняется вправо по течению, в противном случае — влево. Показателем асимметрии излучин, кроме сопоставления углов их входа и выхода, может служить также величина

$$\epsilon = \frac{2x_T - l_H}{2y_T}$$

В этих целях можно использовать тангенс угла наклона, образованного линией, проходящей через середину линии шага и наиболее удаленную точку на средней линии русла (рис. 3.14).

Для выявления общих тенденций развития морфологически однородных участков очень полезно иметь представление об объемах переформирования речных русел. Объем размыва вычисляется по каждой излучине отдельно. Он определяется как произведение площади зоны размыва на среднюю высоту размываемого берега от дна русла. Наиболее точно площадь размыва определяется на основе совмещения карт разных лет съемки. Сравнивается положение бровок подмываемых берегов. Намываемые берега имеют менее четкое изображение на картах и данные по ним приближенные. Объемы размыва и намыва последовательно суммируются по длине исследуемого участка и строятся в форме интегральных кривых. Это дает возможность оценивать объемы размыва для любых по длине

участков. Изображение разности между интегральными кривыми объемов размыва и намыва в целом по морфологически однородному участку дает возможность проследить изменение расходов наносов по длине участка. Если в строении берегов прослеживается граница между русловой фацией аллювия и его пойменной фацией (граница отложений донных и взвешенных наносов), то интегральные кривые объемов поступления и расходования наносов могут быть детализированы и оценены для взвешенных и донных наносов. Это дает возможность контро-

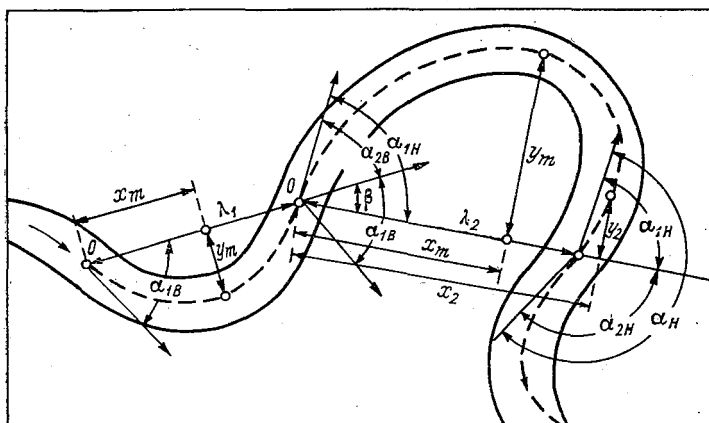


Рис. 3.14. Показатели асимметрии излучин.

лировать вычисленные объемы взвешенных наносов по данным гидрометрических створов (рис. 3.15).

Закономерности свободного меандрирования выявлены с помощью изучения количественных характеристик руслового процесса.

1. Кривые обеспеченности l_m/b (рис. 3.16) показывают, что изменчивость шагов свободно меандрирующих излучин больше, чем изменчивость для ленточных гряд, побочной или ограниченного меандрирования (значения C_v соответственно равны 0,56 и 0,33). Увеличение изменчивости шагов при свободном меандрировании обусловлено неравномерным смещением точек перегибов русла, ограничивающих линии шагов (в том числе из-за развитости асимметрии излучин), наплыванием одной излучины на другую, объединением смежных излучин, прорывом перешейков некоторых из них.

2. Шаги свободно меандрирующих излучин в 50 % случаев составляют 8—9 ширин русла (при ограниченном меандриро-

вании 6—8). Резкое отклонение значений шагов излучин наблюдается в 25 % случаев, объединение двух смежных излучин в одну — в 10—15 % случаев, очень малые значения шагов встречаются реже — в 4 % случаев.

3. Кривые обеспеченности параметра S/l_n близки к кривым для шагов излучин. Это дает основание предположить, что переход одних стадий развития излучин в другие происходит более или менее одновременно по участкам значительного протя-

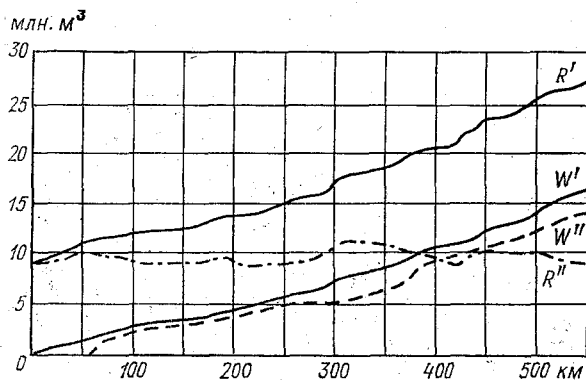


Рис. 3.15. Интегральные кривые поступления и расхода наносов в ходе плановых деформаций берегов русла.

R' — поступление наносов на участок, W' — поступление наносов от размыва берегов, W'' — отложение наносов при намыве берегов, R'' — вынос наносов с участка (расход наносов).

жения. Длина излучин в 50 % случаев составляет 1,6 шага, наибольшая — 4 шага. Углы разворота в 50 % случаев составляют 130° , при наибольших значениях 245° . Переход к асимметричным очертаниям излучин наблюдается при углах разворота более 120° . При углах разворота свыше 200° разность углов входа и выхода достигает 15° , а при углах разворота 240° достигает 30° . Наибольшие значения углов входа и выхода составляют 170° — 175° .

4. Излучины по длине рек располагаются группами. Каждая группа излучин отделяется от смежной прямыми вставками длиной в 2—3 длины излучин. Число излучин в группе обычно 3—5. В 66 % случаев наиболее развитая излучина находится в начале группы. Количество групп и составляющих их излучин устойчиво во времени (сохраняется 50—60 лет).

5. Основные закономерности изменения длин излучин в ходе деформаций русла в плане сводятся к следующим:

- на участках со свободным меандрированием обнаруживается чередование участков с увеличением излучин, уменьшением их и сохраняющихся неизменными;
- удлинение излучин компенсируется прорывами петель русла;

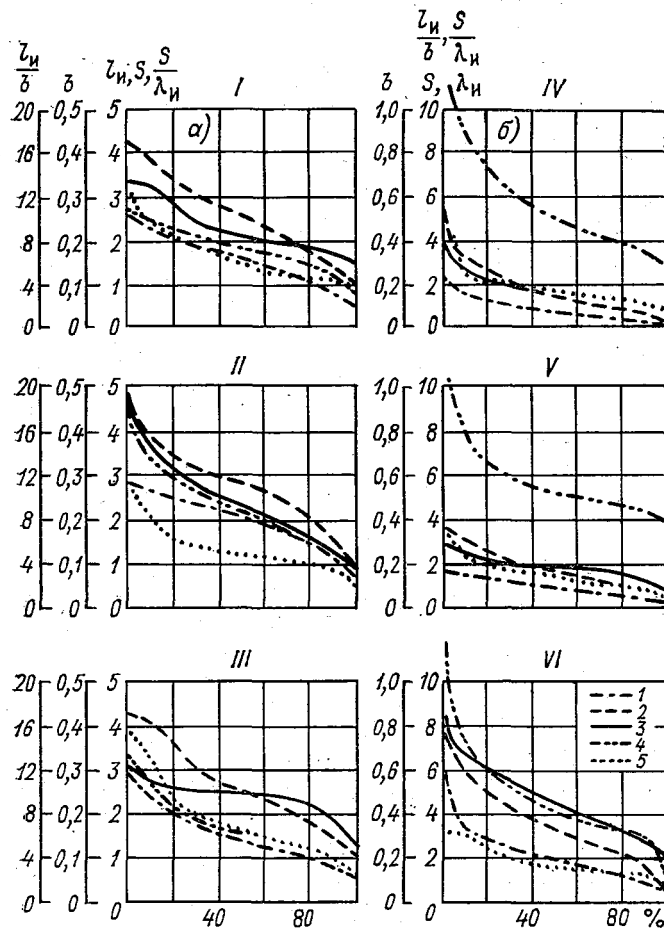


Рис. 3.16. Кривые обеспеченности параметров свободного и незавершенного меандрирования на бесприточных участках рек Оки и Иртыша.

а — р. Ока, *I* — устье р. Москвы — устье р. Прони, *II* — устье р. Прони — с. Юшта, *III* — с. Юшта — с. Рубецкое; *б* — р. Иртыш; *IV* — оз. Зайсан — устье р. Курчум, *V* — устье р. Курчум — с. Песчаное (незавершенное меандрирование), *VI* — г. Павлодар — с. Урлюков; 1 — l_n ; 2 — S ; 3 — b ; 4 — l_n/b ; 5 — S/α_n .

— быстрое удлинение отдельных излучин может стабилизировать развитие смежных излучин;

— прорыв петли русла ускоряет развитие смежных излучин и может даже привести к размыву выпуклых берегов и отчленению пляжей;

— точки перегиба русла могут смещаться вверх, вниз по реке и в поперечном направлении. Соответственно меняется и линия шагов излучин;

— в результате указанных процессов суммарная длина морфологически однородных участков за длительный промежуток времени изменяется мало, что четко выявляется на интегральных графиках нарастания длин излучин (рис. 3.17);

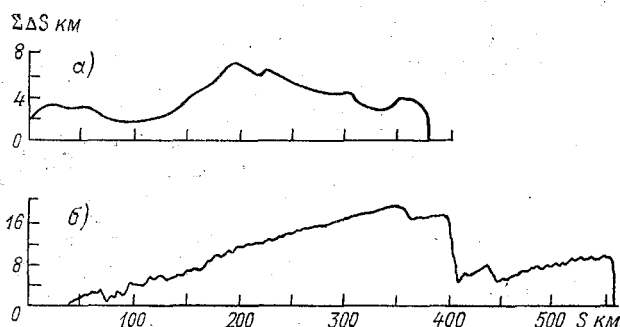


Рис. 3.17. Интегральные графики удлинения излучин.
а — р. Иртыш, б — р. Кура.

— прослеживаются прямые и достаточно надежные (при условии строгого разграничения типов меандрирования) связи шагов излучин с расходами или шириной реки (как показатель ее крупности).

На рис. 3.18 приведены связи шагов излучин с шириной русла, полученные для свободно меандрирующих излучин в ГГИ, а также американскими учеными (без учета процесса меандрирования и включающие меандры речных долин), которые подтверждают важность типизации руслового процесса при выявлении закономерностей его развития.

Связь между скоростью деформаций русла в плане и степенью развитости излучин зависит от характера сочетания смежных излучин. Для случаев, когда наиболее развитая излучина находится в центре группы из трех излучин, скорость их деформаций в плане по мере развитости нарастает, затем достигает максимума при $S/l=1,4 \div 1,6$, а далее начинает убывать. Для случая, когда наиболее развитой оказывается первая в группе излучина, скорость деформаций закономерно убывает, а когда группа завершается хорошо развитой — возрастает.

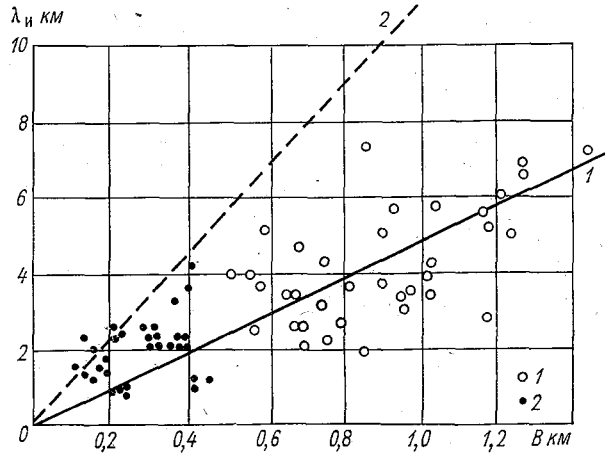


Рис. 3.18. Связь шагов меандрирующих излучин с шириной русла.
1 — по отечественным данным, 2 — по данным Леопольда и Вольмана.

Скорость плановых деформаций связана с глубиной русла. Для одноплёсовых излучин глубина плёсов нарастает с увеличением степени развитости излучины, для многоплёсовых — слабо убывает (рис. 3.19). Для получения зависимости скорости

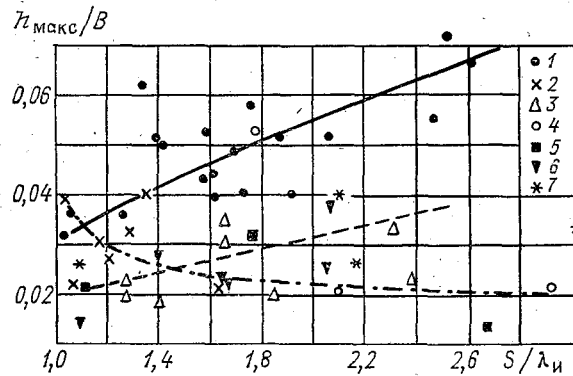


Рис. 3.19. Связь относительной глубины плёса со степенью развитости излучин.
Свободное меандрирование: 1 — одноплёсовые, 2 — двухплёсовые, 3 — многоплёсовые, вынужденные излучины, 4 — одноплёсовые, 5 — двухплёсовые, 6 — многоплёсовые, 7 — незавершенное меандрирование.

плановых деформаций излучин от глубины очень мало данных. Для р. Дон у Нововоронежа удалось получить графики (рис. 3.20), из которых видно, что ход скоростей плановых деформаций в общем согласуется с ходом наибольших глубин по

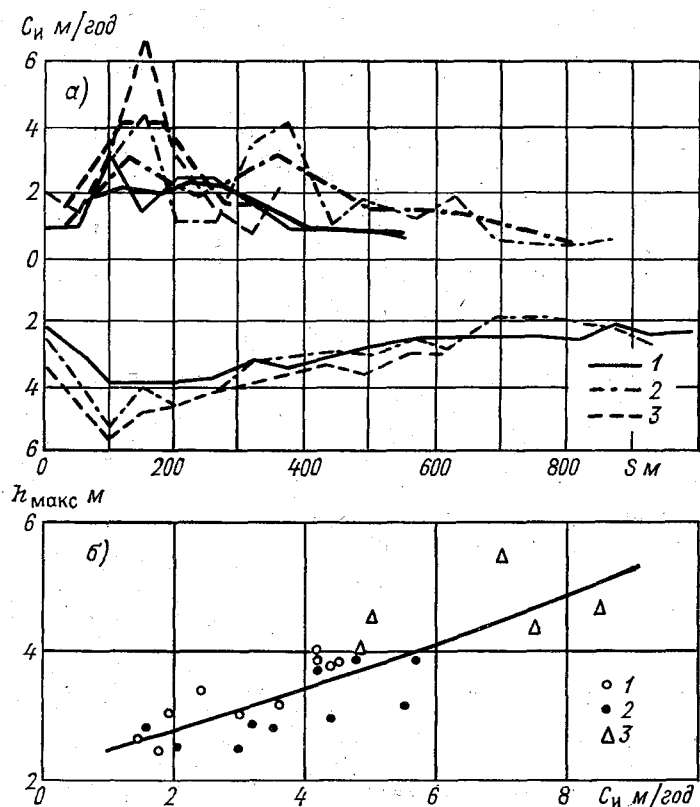


Рис. 3.20. Распределение годовых смещений бровок вогнутых берегов C_n и наибольших в поперечных сечениях глубин русла по длине излучин (а) и связь наибольших глубин (h_{\max}) с годовыми смещениями бровок берегов C_n (б).
1 — 1964 г., 2 — 1965 г., 3 — 1966 г.

длине излучины, а непосредственная связь получилась удовлетворительной. Из нее следует, что скорости плановых деформаций в створах излучины увеличиваются с ростом наибольшей глубины русла в этих же створах. Скорость плановых деформаций излучин (смещение вогнутого берега) зависит от размеров реки.

Обобщение данных по 800 излучинам разных рек показало, что в 50 % случаев наибольшее на излучине смещение вогнутых берегов русла превышает 5 % ширины русла между бровками меженных берегов, в 75 % случаев оно превышает 3,5 %, в 25 % случаев — 9 % ширины русла. Наибольшее среднее многолетнее смещение бровки вогнутого берега излучины составляет 20 % ширины русла.

Скорость плановых деформаций вогнутого берега излучины по данным, осредненным по бесприточным участкам, связана с шириной русла в меженных берегах (рис. 3.21). На этом ри-

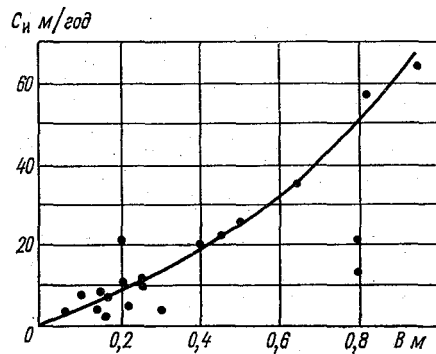


Рис. 3.21. Связь скоростей деформаций с ширинами рек в условиях вободного меандрирования.

сунке видно, что для рек шириной до 400 м скорость смещения вогнутого берега излучины составляет 0—19 м/год, для рек шириной 600 м — 32 м/год, а для рек шириной 800 м — 50 м/год.

Относительная ширина (50 %-ной обеспеченности) русла B/H_c в среднем для свободного меандрирования составляет 85. Она увеличивается с увеличением ширины русла. Так, для рек шириной 20 м она составляет 2; для рек шириной до 200 м — 24; для рек шириной 400 м — 50 и для рек шириной свыше 600 м — 85.

Гидроморфологические приемы расчета. Выявленные морфологические закономерности развития свободно меандрирующих излучин позволяют создать морфологические приемы расчета их плановых деформаций. Н. Е. Кондратьевым предложена формула для расчета смещения вогнутого (подмываемого) берега излучины

$$y = C_{\max} k T \frac{h}{h_{пл}}$$

Несмотря на простоту, эта формула позволяет оценивать средние многолетние значения деформаций. Здесь смещение

вогнутого берега поставлено в зависимость от наибольшей в пределах излучины скорости смещения бровки этого берега ($C_{\text{макс}}$), расчетного времени T , глубины русла в расчетном створе h и наибольшей глубины плёсса $h_{\text{пл}}$. Определение значения $C_{\text{макс}}$ производится на основе сопоставления карт различных лет съемок и выбирается среднее для 15—20 излучин. Расчетное время выражается в годах и зависит от требований задачи, глубина русла в заданном створе отсчитывается вниз от плоскости средней отметки гребней перекаатов, ограничивающих излучину до отметки максимальной глубины плёса на этой излучине. Значение k определяется стадией развития излучины.

Скорость $C_{\text{макс}}$ учитывает в интегральной форме особенности водного и ледового режима и скоростных полей потока, строение берегов и слагающие их грунты, степень их армированности растительностью и формы подмыва, т. е. практически все факторы, влияющие на размыв вогнутого берега.

Расчет выполняется следующим образом. Оцененная на основе сопоставления карт разных лет съемки скорость $C_{\text{макс}}$ умноженная на число лет в расчетном периоде, откладывается в створе наибольшей глубины. После этого по формуле рассчитывается значение смещения для любых створов на протяжении излучины, она получается пропорциональной наибольшей глубине в данном створе. В результате оценивается положение вогнутого берега излучины от верховой точки ее перегиба до низовой.

3.9. Незавершенное меандрирование

3.9.1. Основные признаки

При затоплении поймы на большую глубину возникают условия, благоприятные для образования протоков, спрямляющих излучины, первоначально развивающиеся по схеме свободного меандрирования (рис. 3.22). Таким образом, цикл развития излучин оказывается прерванным (незавершенным). После образования спрямляющего протока, точнее, начиная с момента перехода в этот проток основной части расхода воды, излучина перестает развиваться. С этого же момента спрямляющий проток начинает меандрировать, образуя новую излучину, впоследствии также подвергающуюся спрямлению. В зависимости от степени затопляемости пойм спрямления могут происходить на разных стадиях развития излучин. При очень больших затоплениях излучины спрямляются на ранних стадиях развития, при меньших — на поздних. Иногда в пределах одной излучины возникает несколько спрямлений. Так как особое значение в образовании спрямляющих протоков

имеет размываемость поверхности поймы, то на развитие спрямлений оказывает влияние состав и порядок напластования аллювия на пойме. Резкая разница в крутизне пойменного и руслового аллювия благоприятствует развитию протоков.

Развитие незавершенного меандрирования представляет собой переход от однорукавного русла к разветвленному. Главным опознавательным признаком незавершенного меандриро-

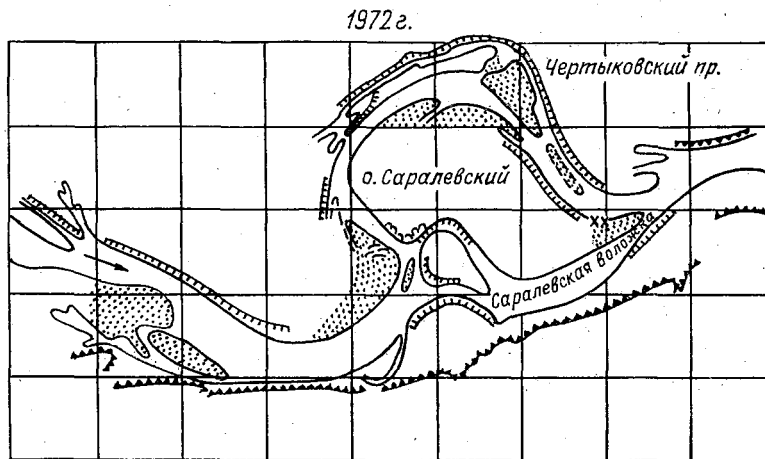


Рис. 3.22. Пример незавершенного меандрирования. Саралевский узел на Нижней Волге.

вания является наличие спрямляющего протока и серповидных очертаний стариц на пойме с далеко отстоящими друг от друга концами (признак отсутствия прорывов перешейков излучин). Так как развитие излучин идет неравномерно, то часто обнаруживается чередование еще не спрямившихся излучин с излучинами, у которых имеются спрямляющие протоки. По этим причинам при выделении морфологически однородных участков, т. е. участков с одинаковым типом руслового процесса, надо очень внимательно подходить к выделению границ участка, памятуя о том, что чередование спрямленных и не спрямленных излучин не дает основания для выделения подучастков с разными типами руслового процесса. Причиной больших затоплений пойм может быть как водный режим, так и небольшое количество взвешенных наносов (небольшой наилок), отложившихся на них. В начальной стадии развитие спрям-

ляющего протока оказывается приуроченным к ложбинам между береговыми валами, к понижениям притеррасной части поймы, к прорывам в валах. В этих местах возникает сначала извилистый ручей, который по мере развития разрабатывается, спрямляется и возникает русло с побочными а иногда и осередками. Лишь затем, когда спрямляющий проток разрабатывается настолько, что оказывается способным принять расход воды, больший чем в спрямленной излучине; он может вновь перейти к меандрированию, но уже на всем своем протяжении. Образуется новая излучина русла в последующем также спрямляющаяся. По картам разных лет съемки удается оценить период времени от образования спрямляющего протока до отмирания старого русла. Например, на р. Оби выше г. Барнаула этот период составляет 40 лет, на р. Оке — 50—60 лет, на р. Волге — 25—30 лет, а на р. Иртыше — 5—10 лет.

3.9.2. Количественные характеристики

Для количественных оценок незавершенного меандрирования используются те же характеристики, что и для свободного меандрирования (см. п. 3.8). Однако в дополнение к ним требуются измерители, характеризующие работу спрямляющего протока. Прежде всего надо знать, на какой стадии развития протока происходит спрямление. В этих целях требуется знать длину излучины по средней линии русла от начала протока до ее впадения в главное русло (S_p), длину спрямляющего протока $S_{пр}$ — расстояние по прямой между началом и устьем протока. Отношение $S_p/S_{пр} = a_s$ выражает степень незавершенности процесса меандрирования, оно показывает, на какой стадии развития излучины произошло ее спрямление. Для характеристики работы спрямляющего протока следует иметь данные об относительной площади условного сечения русла $W_p/W_{п} = a_w$. Значение a_w изменяется в зависимости от наполнения основного русла и протока, т. е. зависит от уровня воды в реке. Если сечение вычислять между бровками меженных берегов, а отсчет глубин вести от отметок этих берегов, то влияние уровня воды исключается и получаются средние многолетние характеристики сечений. Процесс формирования спрямляющего протока зависит от коэффициента затопляемости поймы и от степени незавершенности процесса a_s . Характеристику затопляемости поймы можно получить с помощью отношения $h_{п}/h_{р}$, где $h_{п}$ — глубина затопления поймы, определенная как среднее из ряда профилей, $h_{р}$ — глубина воды в русле при уровне воды, при котором определено значение $h_{п}$. Величину $h_{р}$ можно определить как среднюю глубину по длине излучины.

Основные закономерности развития излучин, указанные в п. 3.8, сохраняют свое значение и при незавершенном меандрировании. Статистический анализ и установление связей между характеристиками незавершенного меандрирования и некоторыми факторами руслового процесса позволяют обнаружить следующие специфические особенности развития излучин в этом случае.

1. Шаги излучин при незавершенном меандрировании изменяются по длине реки меньше, чем при свободном. Коэффици-

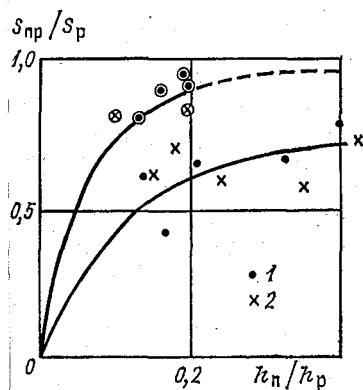


Рис. 3.23. Связь затопляемости пойм со степенью незавершенности меандрирования. 1 — р. Иртыш, 2 — р. Обь; верхняя кривая — излучины, нижняя — отторженные побочни.

циент вариации их 0,29 (при свободном меандрировании 0,56).

2. Шаги излучин при незавершенном меандрировании, при прочих равных условиях, больше, чем при свободном меандрировании. Поэтому кривая связи шагов излучин с размерами протока (B , \bar{Q}_{\max}) при незавершенном меандрировании лежит левее, чем при свободном.

3. Углы входа при незавершенном меандрировании больше, чем при свободном.

4. Степень развитости излучин при незавершенном меандрировании в среднем составляет 1,6.

5. Скорости плановых деформаций до появления спрямляющих протоков при незавершенном и свободном меандрировании примерно одинаковы. С переходом основной части расхода воды в спрямляющий проток скорости плановых деформаций излучин убывают до нулевых.

6. Кривые связи между затопляемостью поймы h_p/h_r и степенью незавершенности процесса $S_{пр}/S_p$ имеют самостоятельные ветви для побочней и излучин. Отторжение побочней про-

исходит при меньших расходах и затопляемости поймы, чем для участков выпуклых берегов излучин (рис. 3.23).

В ГГИ разработана методика приближенной оценки интенсивности развития незавершенного меандрирования, а именно оценивается место расположения будущего спрямляющего протока, скорость его развития, скорость плановых деформаций русла излучины и спрямляющего протока. Образование спрямляющего протока способно вызывать существенные изменения расходов донных и взвешенных наносов. На участках нижнего спрямления они способны значительно увеличиваться, а выше спрямления — уменьшаться (в старом русле).

3.10. Пойменная многорукавность

3.10.1. Признаки пойменной многорукавности

В условиях глубоко затопляемых пойм и большого разнообразия крупностей пойменной фации аллювия (суглинки — галька) возникает сложная сеть пойменных протоков, которая может рассматриваться как дальнейшая стадия развития незавершенного меандрирования. Кроме спрямлений излучин главного русла, иногда множественных, существуют протоки, проходящие в пониженной притеррасной части поймы и спрямляющие иногда целую серию излучин на пойме (от 2—3 до 30—40). Кроме того, образуются вторичные протоки, соединяющие «параллельные» протоки, различно ориентированные по отношению к главному руслу. Вторичные протоки образуются по разным причинам, таким, как поперечный перекоп водной поверхности в высокое половодье, когда разность отметок уровней воды у правых и левых склонов долины может выражаться в метрах (от 2 до 7 м). В некоторых случаях вторичные протоки формируются под влиянием течений на затопленной пойме, образующихся при сливе воды со склонов долин по оврагам и логам. Возникают вторичные протоки и в результате спрямлений течений на пойме.

При пойменной многорукавности даже смежные протоки могут иметь резко различные расходы воды и донных наносов. Благодаря разным условиям транспорта наносов в протоках в них могут возникать самые различные типы руслового процесса (из числа перечисленных выше). Одной из важных причин изменения условий транспорта наносов в протоках является перекрытие их головных или устьевых частей перемычками, иногда обширными скоплениями наносов, сползающими по главному руслу или по более крупному протоку, в котором начинается или впадает данный проток. Так, например, в протоках, кроме меандрирования, встречается еще редкий тип руслового процесса, реже — побочный. Н

р. Иртыше на участках с пойменной многорукавностью преобладает свободное меандрирование, на р. Лене — разновидности русловой многорукавности. Под влиянием перекрытия начальных и концевых участков сползающими по главному руслу скоплениями наносов тип руслового процесса на протоках может быстро меняться. Могут даже образовываться смешанные типы руслового процесса (2 или 3 типа на одном участке).

Протоки, спрямляющие серии излучин, могут впоследствии превращаться в главное русло, а прежнее главное русло может отмирать. Особенно наглядны такие переформирования на р. Иртыше от г. Павлодара до г. Омска, на приустьевом участке р. Абакана и др. Неустойчивость русла в системе протоков при пойменной многорукавности дает возможность судить по типу руслового процесса о перспективах развития тех или иных протоков, а также простыми средствами воздействовать на ход их деформаций с целью обеспечения более благоприятных условий их эксплуатации.

3.10.2. Особенности пойменной многорукавности

При рассмотрении руслового процесса типа пойменной многорукавности обязательным является фрагментирование протоков. Установление типа руслового процесса в каждом из них обязывает пользоваться для количественной оценки теми характеристиками, которые свойственны данному типу. Разработка специальной системы измерителей возникает только для случаев, когда необходимо оценить участок в целом. Можно пользоваться такими характеристиками, как плотность островов (отношение площади островов к общей площади поймы на участке), густота островов (их число на участке длиной, равной ширине поймы), средней площадью островов (отношение плотности островов к их густоте). Пойменная многорукавность исследована еще недостаточно, поэтому описание фактических участков представляет большую ценность. В условиях пойменной многорукавности понятие пойменного массива становится менее определенным, поэтому приходится прибегать к еще большим условностям в определении участков поймы, обладающих одинаковыми особенностями морфологического строения, а следовательно, и способов образования и, как следствие, общих закономерностей развития гидравлических явлений на пойме (течения, зоны аккумуляции и т. п.).

Если на участке имеется хорошо выраженное главное русло, то огибаемые его излучинами (одиночными или группой) участки поймы могут рассматриваться как массивы по тем же

признакам как при свободном меандрировании. Лежащие за их пределами участки поймы могут расцениваться как пойменные фрагменты, обычно весьма разнообразные и по рельефу и по гидравлике. Иногда в условиях пойменной многорукости, когда ширина речной долины или поймы характерна чередованием сужений или расширений русла, имеет смысл выделить для рассмотрения верхнюю и нижнюю половины участка расширения и участок сужения, поскольку здесь имеются в общем однотипные условия протекания потока. Наличие множества протоков, обычных при пойменной многорукости, создает предпосылки к образованию сложной системы течений, часто разнообразно направленных. Лишь при очень глубоких затоплениях поймы влияние рельефа поймы на поток ослабевает и схема течений может упрощаться.

3.11. Русловая многорукость

3.11.1. Признаки русловой многорукости

Если в условиях пойменной многорукости протоки образуются в результате расчленения ими участков поймы, то при русловой многорукости протоки являются результатом обтекания множества мезоформ, находящихся в русле (см. рис. 3.2). По этой причине при русловой многорукости протоки отличаются сравнительно небольшой длиной. Большое число русловых образований в условиях русловой многорукости объясняется следующим. Русловая многорукость обычно распространена тогда, когда поток оказывается перегруженным донными наносами. Это бывает при выходе из гор на равнину, когда имеет место массовый переход взвешенных наносов в донные вследствие уменьшения скоростей течения. Она может появиться на участках с резким увеличением поступления наносов в главный поток из притоков, на участках после прорыва излучин или образования спрямляющих протоков и на участках затрудненного транспорта. В результате отложения наилка на осередках они растут в высоту, способны зарастать и образовывать острова. Высота этих островов над меженным уровнем может быть значительной и может быть близка к амплитуде колебаний уровня воды (например, на р. Тунгуске длина островов может достигать 20 м и более). Протоки между осередками и островами могут начать меандрировать. При смещении русла в плане одни острова могут подмываться, у других образуются пляжи. В случае когда осередок или остров вызывает существенный местный подпор, его приверх вначале подвергается размыву, затем при увеличении подпора у приверха начинают откладываться наносы. При-

верх может нарастать в высоту из-за наползания движущихся по руслу микроформ и ленточных гряд. С низовой части острова может образовываться коса, так называемое ухвостье. Благоприятные условия для отложения наносов в ухвостье создаются тогда, когда при обтекании острова струи в потоке не сходятся под большим углом (небольшие скорости течения). При схождении этих струй под большим углом ухвостье может размываться вплоть до полного исчезновения.

Таким образом, осередки и острова в условиях русловой многорукавности могут сползать вниз по течению, перемещаться вверх по реке и в поперечном к ней направлении. Также как при ленточногрядовом и побочневом типах руслового процесса, основные деформации при русловой многорукавности происходят в результате движения мезоформ. Однако, если в первых двух случаях транспорт донных наносов может осуществляться в результате движения одиночных мезоформ (ленточных гряд и побочней), то при русловой многорукавности для увеличения пропускной способности русла происходит его распластывание.

Несмотря на то, что при уменьшении глубины русла скорости течения несколько убывают, русло оказывается способным пропустить большое количество наносов благодаря значительному удлинению фронта их перемещения. В широком русле возникают сложные системы течений, что способствует образованию разнообразных подвижных форм скоплений наносов. В русле реки обычно обнаруживаются ряды ленточных гряд. В условиях резких колебаний уровня воды часть из них образует осередки — обнажившиеся вершины этих гряд. В ходе меандрирования протоков осередки и острова могут полностью срабатываться, а также причленяться к пойме. В этом случае в пойму врезается обращенный к берегу рукав; когда он удлиняется вследствие изгиба настолько, что уклон его уменьшается, наносы перестают двигаться и происходит занесение рукава. Причленившиеся к берегу острова обычно легко обнаруживаются по наличию сходящихся дугообразно изогнутых серий полос (серий береговых валов), выпуклостью обращенных от реки; т. е. концами, выходящими к реке.

Таким образом, русловая многорукавность может существовать в нескольких разновидностях.

1. Русловая многорукавность типа блуждающего русла. Преобладает перемещение наносов в форме ленточных гряд, беспорядочно расположенных по ширине реки. Они возникают и разрушаются настолько быстро, что динамическая ось потока часто меняет свое положение (блуждает по руслу). В этих случаях русло реки особенно сильно распластано.

2. Русловая многорукавность осередкового типа. Основные деформации осуществляются в виде сползания ленточных гряд с обсыхающими в межень вершинами (осередками), остающимися в это время незаросшими. Возможны разнообразные смещения осередков в плане.

3. Русловая многорукавность островного типа. В русле находится группа подвижных островов, образовавшихся в результате разрастания осередков (отложение наилка, зарастание). Возможно объединение и расчленение островов (обычно поперечными протоками), их сползание и регрессивное переформирование, перемещение поперек реки. Острова характерны овальными очертаниями, однако в зависимости от строения речной долины вытянутость островов по длине реки различна. На участках сужений долины острова приобретают очень удлиненный характер. Высота островов зависит от амплитуды падения уровня и объема переносимых потоком взвешенных наносов, способных формировать мощный наилк. При амплитуде в десятки метров острова возвышаются над меженным уровнем также на десятки метров.

Итак, термин «русловая многорукавность» характеризует основные особенности русла и поймы, возникающие в условиях, когда поток вынужден переносить большое количество наносов. Он подчеркивает особенности и разнообразие русловых образований, сложность гидродинамического строения русла реки, большую подвижность русловых форм, в том числе и неустойчивость протоков, возможность объединения островов — осередков и их расчленение. В случае русловой многорукавности в отдельных протоках могут возникать, развиваться и смешаться различные типы руслового процесса; такие, как чисто осередковый при преобладании островных форм, ленточногрядовый и побочневый, разновидность меандрирования. Рукава, а следовательно, и типы руслового процесса в условиях русловой многорукавности тесно взаимодействуют друг с другом.

3.11.2. Количественные морфологические характеристики. Плановые перемещения. Особенности пойм

В условиях русловой многорукавности так же, как и при пойменной, нужно фрагментировать русло, выделяя протоки с различными типами руслового процесса. Для количественного описания отдельных протоков следует пользоваться характеристиками, соответствующими развитому в них типу руслового процесса. Для общего количественного описания русла при русловой многорукавности полезно знать такие количественные характеристики, как общая ширина поймы и русла в бровках меженных берегов, плотность осередков — отношение площади, занятой ими, к полной площади участка их рас-

пространения, густоту островов (осередков), их число, приходящееся на единицу длины участка протяжением, равным общей ширине русла, среднюю площадь осередков и островов — отношение их плотности к густоте. Важно установить отношение ширины русла в бровках меженных берегов к средней глубине в поперечном сечении. Все эти данные могут быть подвергнуты статистической обработке с определением кривых обеспеченности коэффициентов вариации и асимметрии.

При русловой многорукавности приходится учитывать скорости смещения бровок берегов в поперечном к руслу направлении и скорости регрессивного и продольного смещения по течению (сползания) различных русловых образований. При этом следует оценивать как смещение бровок берегов островов, так и контуров осередков, ухвостий и приверхов (для одноименных изобат или горизонталей).

Основные особенности пойм уже рассмотрены в предыдущих параграфах. Следует только подчеркнуть, что в случае русловой многорукавности приходится иметь дело с мелкоостровной и относительно узкой поймой вдоль внешних границ многорукавного русла, образовавшегося главным образом вследствие причленения к берегам островов и осередков. Однако и в этом случае удается обнаружить гравитость рельефа пойм и веера перемещения русла. Что касается наклона поверхности пойм, то в зависимости от общих тенденций руслового процесса можно встретить острова с уклоном и вниз, и вверх по течению.

Распластанность русла, свойственная русловой многорукавности, создает предпосылки к существованию в потоке ряда дорожек продольных вихрей и наличие нескольких динамических осей.

3.11.3. Явления дейгиша

На некоторых реках, развивающихся по типу русловой многорукавности и протекающих в легкоразмываемых грунтах, например на р. Амударье, наблюдается внезапное разрушение берегов сразу на расстоянии по длине реки в сотни метров и даже километров. На р. Амударье это явление получило название дейгиш. Скорость разрушения берега (смещение его бровки) может достигать очень больших значений. На р. Амударье в районе с. Ходжайли при низких уровнях воды были зафиксированы случаи смещения бровки берега в плане около 1 м/сут, при высоких паводках эта скорость достигала 10—15 м/сут, а зимой при нескольких повышенных уровнях — 4,0 м/сут. Длина участков, на протяжении которых наблюда-

лись столь значительные деформации, изменялась от 0,5—1,5 до 8—10 км. На участке р. Турткуль за 110 сут (с 4/VI по 21/IX 1936 г.) берег сместился вправо на 600 м. В 1937—1938 гг. за 30—40 мин была смыта полоса берега шириной 15—30 м. Сравнение разновременных съемок этого участка р. Амударьи (длиной 50 км) показало, что русло за 60 лет сместилось вправо на 6 км, а местами до 30 км. В среднем это соответствовало смещению бровки берега при его высоте в 6 м на 100 м/год.

Несмотря на кажущуюся беспорядочность проявления дейгиша, он подчиняется определенным закономерностям.

Возникновение дейгиша происходит в тех случаях, когда наблюдается значительное несоответствие структуры рельефа дна скоростному полю потока. Это происходит в условиях резких изменений стока воды и наносов. На р. Амударье удается выявить следующую закономерность в стоке донных наносов. Река протекает по чередующимся сужениям и расширениям русла. В соответствии с этим постоянно происходят закономерные изменения знака деформаций русла. В тех случаях, когда в верхних участках расширения долины появляется преобладание размыва русловых образований, в нижнем участке этого расширения русловой процесс приобретает аккумулятивную направленность. Задержка наносов приводит к тому, что сужение русла, следующее вниз по течению за расширением, пропускает их меньше и возникает зона размыва в верхней части следующего расширения. По мере сработки накопившихся наносов в низовой части расширения их сток по сужению увеличивается вследствие размыва, в верховой части расширения появляются признаки аккумуляции. Они исчезают, как только в низовой части следующего расширения начинается опять накопление наносов. Удаётся проследить, что смена знака деформаций на р. Амударье происходит 1 раз в 2 года.

Таким образом, транспорт наносов осуществляется этой рекой периодически увеличивающимися и уменьшающимися порциями. Очевидно, что появление в русле реки новых русловых образований вызывает отклонение струй потока, в том числе и в сторону берега русла. Если это происходит при высоких уровнях, местные скорости становятся большими (3—4 м/с), что ведет к быстрому подмыву берега. Поскольку берега р. Амударьи обычно сложены лессовым материалом, способным держать вертикальные стенки, размыв происходит путем внезапного обрушения берега.

3.12. Типизация речных пойм

3.12.1. Общие сведения о поймах и их происхождении

Поймы это затопливаемые в половодье части дна речных долин, образующиеся в результате руслового процесса и создающиеся в ходе плановых деформаций речного русла. Поймы — ярко выраженные аккумулятивные образования. В разрезе пойм характерна двучленность аллювия — нижние слои представляют собой отложения донных наносов, перемещаемых потоком в виде микро- и мезоформ, верхние слои — результат отложения взвешенных наносов, называемых наилком. По времени образования нижние слои откладываются раньше наилка и обычно они создают характерный микрорельеф пойм. Иногда он оказывается погребенным под мощными слоями наилка и бывает искаженным.

Речные поймы представляют собой ценнейшие сельскохозяйственные угодья (сенокосы, огороды), в настоящее время интенсивно осваиваются под промышленное и коммунальное строительство, через них идут многие коммуникации — насыпи дорог к мостовым переходам, кабельные линии связи, линии электропередач, путепроводы различного назначения, водоводы насосных станций, сбросы сточных вод и т. п. Поймы исследовались геологами, геоморфологами, почвоведом, специалистами сельского хозяйства.

В гидрологии исследованию пойм уделялось недостаточное внимание. При этом поймы исследовались главным образом как фактор, осложняющий измерение расходов воды. Изучались также границы и ширины разливов и их продолжительность. Вместе с тем поймы являются ареной деятельности современных рек. По всем этим причинам до недавнего времени не существовало единого взгляда на происхождение пойм и пойменного рельефа, что привело к значительным затруднениям в обобщении обширных материалов, накопленных по поймам. Наряду с этим отсутствовал ряд важнейших сведений, особенно по водному режиму пойм, течениям на поймах и т. п. Так, например, Р. А. Еленевским собран большой материал по поймам и создана их классификация. Однако ему не удалось найти общей стержневой линии, позволяющей связать воедино все разнообразие обнаруженных им разновидностей пойм.

Первым, кто обратил внимание на то, что типы речных пойм тесно связаны с типом руслового процесса, т. е., что пойма — это результат плановых деформаций речного русла, был геолог Е. В. Шанцер, изучавший напластование свит реч-

ного аллювия. Его идея полностью подтвердилась и нашла дальнейшее развитие при разработке гидроморфологической теории в ГГИ.

3.12.2. Понятие «пойменный массив» и его типы

Выделенной единицей типизации речных пойм является «пойменный массив». Пойменные массивы — это участки поймы, характерные определенным комплексом составляющих морфологических элементов, общностью их происхождения, порядком напластования аллювия и замкнутым гидравлическим циклом (определенным порядком затопления и опорожнения, условиями развития пойменных течений).

Основным признаком выделения пойменного массива служит положение речного русла в пределах дна долины. Именно оно и приводит к созданию на пойменных реках замкнутого гидравлического цикла. Наиболее простые типы пойменных массивов возникают в условиях ограниченного меандрирования. В этом случае каждая излучина русла пересекает все дно долины, и пойменный массив представлен участком поймы, огибаемым одной излучиной русла.

В случае свободного меандрирования дно долины обычно пересекается изгибами пояса меандрирования, т. е. оконтуривается не одной, а несколькими излучинами русла (от 2—3 до десятков). При незавершенном меандрировании обычно наблюдается такое же положение речного русла в пределах дна долины, т. е. пойменный массив оконтуривается изгибом пояса меандрирования.

Общими свойствами пойменных массивов, перечисленных выше (образованных разновидностями меандрирования), являются:

1) наклон поверхности массива вниз по течению реки и от русла к склонам долины;

2) затопление массива начинается с его низовых частей, затем начинают работать прорывы в береговых валах в верхней части массива. Перелив воды через бровки берегового вала происходит только в половодье обеспеченностью около 1 %.

Вместе с тем существуют различия в пойменных массивах, образованных при ограниченном, свободном и незавершенном меандрировании.

При ограниченном меандрировании транзитные течения в период затопления поймы идут в общем параллельно оси долины. При свободном меандрировании возникает сложная система течений, включая и обратные. Кроме течений, образующихся при переливе воды через низовую часть массива и направленных вверх по течению реки, возникают течения от переливов через прорывы в береговых валах. Они направлены вниз

по течению реки. Так же образуются течения и при переливах из одной аккумулярующей емкости в смежную. Они могут иметь самые различные направления. При незавершенном меандрировании т. е. при наличии спрямляющих излучины рукавов, проточность поймы улучшается и течения на ней упорядочиваются. Нередко возникает несколько параллельных течений.

При русловой многорукавности мы имеем дело с островной поймой и пойменной полосой вдоль берегов русла, формирующейся вследствие причленения островов. В этих условиях образуется сложная система течений, включая и поперечные. Наклон поверхности островов может быть и с их низовой части и с верховой, более повышенной. В этих случаях понятие «пойменный массив» теряет определенность, и массив образуется группами островов или расширениями дна речной долины, чередующимися с ее беспойменными участками.

При ленточногрядовом и побочном типах руслового процесса, при которых существенных общих плановых деформаций не происходит, новые участки поймы образоваться не могут. Однако имеются случаи, когда и при этих типах руслового процесса русло реки протекает среди обширных пойм, имея в общем прямолинейные очертания. Такие случаи говорят о том, что поймы эти унаследованы, т. е. сформированы не современными потоками, а предшествовавшими, когда река могла меандрировать. Также бывают случаи, когда в условиях побочного типа процесса на пойме имеются прямолинейные валы, тянущиеся на десятки километров (например, участки р. Дона). Это происходит тогда, когда в силу местных особенностей питания потока наносами и их транспорта (например, после резких поворотов долины и обильного поступления наносов вследствие подмыва склонов долины) побочки сначала выстраиваются цепочками вдоль одного берега, а затем в результате отложения наносов объединяются, образуя прямолинейный вал. На таких участках противоположный берег обычно размывается на большом протяжении и образуются ряды прямолинейных односторонних береговых валов.

Во всех этих случаях понятие «пойменный массив» также приобретает неопределенность. В качестве такого массива можно принять участки поймы, разграниченные переходом русла от одного склона долины к другому. При пойменной многорукавности в качестве пойменного массива могут быть приняты острова или группы островов, способных разобщить поток, возникающий при затоплении поймы.

Пойменные массивы это действующие участки поймы, т. е. такие, в пределах которых развиты эрозионно-аккумулятивные процессы. Эти массивы не всегда занимают всю площадь

поймы и за их пределами остаются участки поймы со слабо-выраженными эрозионно-аккумулятивными процессами, где чаще всего проявляются вторичные случайные процессы. Эти участки могут быть названы фрагментами пойм. Выделяются следующие фрагменты: а) относительно прямолинейные участки поймы, лежащие за пределами современного пояса меандрирования, на которых деятельность современного потока проявляется только в прирусловой части (формирование, в результате отложения наносов, общей повышенной прирусловой части поймы); б) участки поймы, образованные спрямлением пояса меандрирования меандр речной долины (особенно часто при ограниченном меандрировании, при несовпадении излучин русла и долины). Морфология и водные свойства таких фрагментов подлежат еще дальнейшим исследованиям. Наконец, за пределами современных пойм могут оказаться и участки древних долин, в том числе озерного происхождения.

И. В. Попов и Н. П. Кочаненкова, проведя обработку карт по 15 большим рекам ЕТС общей длиной около 10 000 км, обнаружили, что длина участков с унаследованными поймами составила всего 1 % общей длины рек. Пойменные массивы, образованные в ходе ограниченного меандрирования (одной излучиной русла) оказались распространенными на 48 % протяжении рек, а созданные в ходе свободного меандрирования (массивы, образованные несколькими излучинами) на 51 % длины рек.

Среди пойменных массивов ограниченного меандрирования всю площадь поймы занимали массивы на 53 % длины рек; на 34 % длины рек к таким массивам примыкали фрагменты, образованные в результате неполного соответствия излучин русла и долины реки; на 13 % массивы занимали фрагменты, образованные тем, что пояс меандрирования охватывал не всю ширину поймы. На участках рек со свободным меандрированием пойменные массивы, огибаемые 3—10 излучинами русла, встретились на 34 % длины рек; массивы, образованные 10—15 излучинами на 7 % и образованные 20—25 излучинами — на 6 %; на 37 % длины рек пойменные массивы, возникающие в ходе свободного меандрирования, не охватывали всю ширину поймы, в 10 % пояс меандрирования спрямлял меандры долины, образуя непроточные фрагменты долины, напоминающие глухие карманы, имеющие форму полуцирка; на 6 % длины рек пойменные массивы выделить не удалось.

Были также получены данные, характеризующие формы пойменных массивов в плане. Оказалось, что среднее значение шага массива (он определяется как шаг речных излучин) составляет 3,9 ширины пояса меандрирования. Степень развитости массива — отношение длины массива по его контуру к его шагу — в среднем равна 1,6 (массивы хорошо развиты и имеют

форму, близкую к полуокружности). В 50 % длины рек ширина пояса меандрирования составила около половины общей ширины поймы. Число излучин, огибающих пойменный массив, резко увеличивается с увеличением ширины поймы, однако до известного предела, после чего рост числа излучин уменьшается. На 15 исследованных реках это происходило после достижения поймой ширины в 4 км. На реках с шириной дна долины свыше 4 км при удвоении ширины поймы число излучин также удвоилось.

3.12.3. Типы речных пойм

Основной особенностью типизации пойм, рассматриваемой ниже, является, как упоминалось, установление связи типов речных пойм (пойменных массивов) с типами руслового процесса, выделенными ГГИ. Связь типов речных пойм предложена в 1969 г. И. В. Поповым и вошла в ряд нормативных документов. Общая схема типов пойм показана на рис. 3.24. Речные поймы целесообразно разделить на две основные группы — современные и унаследованные. Современные поймы характерны наиболее активным пойменным процессом (наличие пойменных течений), эрозионно-аккумулятивными явлениями и тесной связью с типами руслового процесса, наблюдающимися в настоящее время. Унаследованные поймы — реликтовые, могут иметь как речное, так и озерное происхождение, мало активны. Они сформировались в условиях иной водности, чем современные. Однако и в этом случае имеется тесная связь этих пойм с типом руслового процесса, который имел место, когда формировались эти поймы. Так, например, на унаследованных поймах обнаруживаются системы береговых валов (вееров перемещения русла), обычно по своему рисунку отличающихся от имеющегося на современных пойменных массивах.

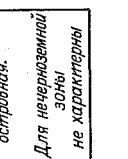
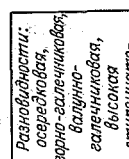
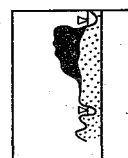
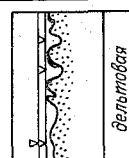
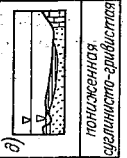
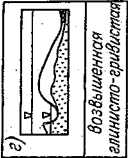
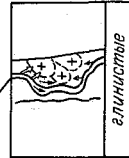
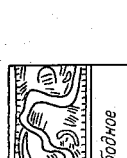
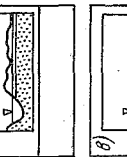
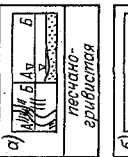
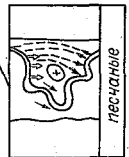
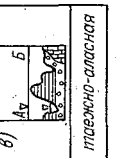
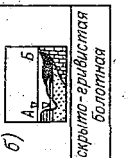
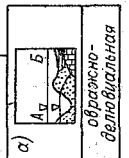
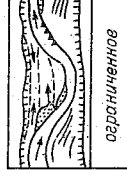
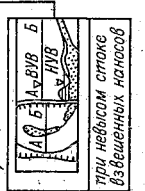
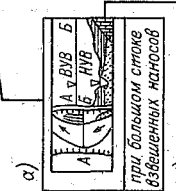
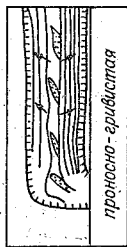
Современные поймы подразделяются в свою очередь на два основных класса — поймы меандрирующих рек и островные.

Поймы меандрирующих рек подразделяются по типам руслового процесса на поймы ограниченного, свободного и незавершенного меандрирования, при этом поймы при незавершенном меандрировании занимают благодаря спрямляющим протокам положение, переходное к островным поймам.

Островные поймы формируются в условиях незавершенного меандрирования, пойменной и русловой многорукавности. Строение островных пойм отличается значительной фрагментарностью прежде всего потому, что протоки рек, существующие в условиях многорукавности, могут развиваться по разным схемам деформаций (типам руслового процесса). В этих условиях

Типы современных речных пойм

Побочной тип



Многорукавные русла
(островные поймы)

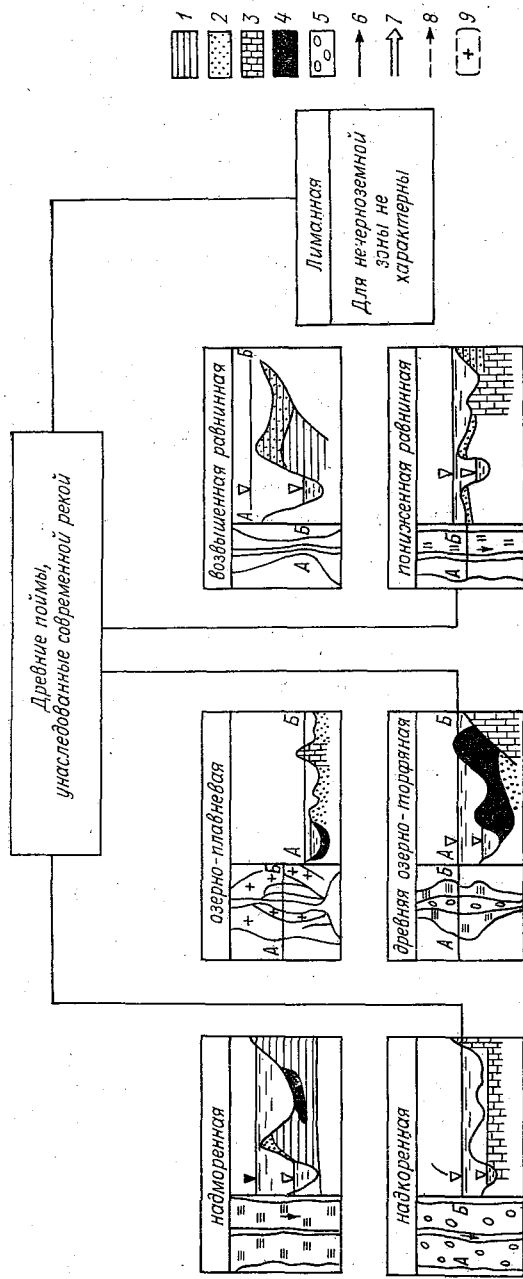


Рис. 324. Схема, показывающая связь разновидностей пойм, выделенных Р. А. Еленевским, с типами русловых процессов, предожеными Г.И. Лавренко. 1 — пойменная фашия аллювия, 2 — русловая фашия, 3 — коренные породы, 4 — торф, 5 — морена, 6 — начало затопления поймы, 7 — середина подъема, 8 — максимум затопления, 9 — аккумулярующие емкости.

часть массива имеет обратный наклон поверхности (вверх по течению) и, следовательно, обратный ход затопления по сравнению с наблюдающимися в условиях меандрирования. При этом, когда проток, образующий островную пойму, меандрирует, возможны случаи причленения островов к берегам русла и образования полос, представленных этими причленившимися островами вдоль реки. Они хорошо обнаруживаются по рисунку вееров перемещения русла (систем береговых валов), где валы концами выходят к реке.

Можно также выделить в особую группу поймы, иногда образующиеся в ходе развития руслового процесса побочного типа с рядами прямолинейных береговых валов, названные Р. А. Еленевским гривисто-проносными, так как прямолинейные гривы, вытянутые вдоль реки, оказывают минимальное воздействие на развитие течений на пойме. Наблюдающиеся иногда на горных реках обширные галечные побочники, образованные при катастрофических половодьях и существующие многие годы без существенных деформаций в плане, могут развиваться в обособленные пойменные массивы. На поверхности галечных побочней откладываются более мелкие частицы наносов, вплоть до глинистых, появляется почвенный слой, развивается травяная, кустарниковая и даже древесная растительность. При прохождении очередного катастрофического паводка верхняя толща такого пойменного массива разрушается и вновь образуется галечный побочень. Именно такой случай наблюдался на р. Псеуапсе в районе Лазаревской (40 км севернее г. Сочи). Такой способ образования поймы обнаружен только на одной реке и поэтому рассматривать ее как тип поймы преждевременно. Вообще поймы горных рек изучены слабо, но, вероятно, в последующем могут быть обнаружены многочисленные примеры образования пойменных массивов на галечных побочнях при катастрофических половодьях.

Итак, шести типам руслового процесса, которым свойственны те или иные формы деформации русла в плане, соответствуют свои типы речных пойм. Следовательно, основные факторы образования пойм те же, что и руслового процесса — водный режим и сток наносов.

Таким образом, речные поймы можно рассматривать как особую форму транспорта наносов, который был назван условно необратимыми деформациями. Существуют вторичные факторы, оказывающие существенное влияние на особенности строения пойменных массивов.

Большое влияние на формирование пойм имеет соотношение объемов переносимых потоком взвешенных и донных наносов. Малый объем взвешенных наносов ведет к формированию пониженных пойм, большой — повышенных. Эти типы пойм наиболее четко выражены при ограниченном и свобод-

ном меандрировании. По классификации Р. А. Еленевского, кроме этих двух подтипов, по этому же признаку (соотношению взвешенных и донных наносов) выделены песчаные и глинистые поймы, наиболее развитые при свободном меандрировании.

Такие вторичные факторы, как деллювиально-овражные выносы, наиболее ярко сказываются в узких долинах, т. е. при ограниченном меандрировании. Эти выносы могут даже привести к появлению уклона поверхности поймы от склонов долины к руслу реки. Тот же эффект может дать болотообразовательный процесс (скрыто-гривисто-болотные поймы). Термокарст способен вызвать появление ложбин и озерков на поверхности пойм. Песчаные поймы при свободном меандрировании в случае, если в пределах дна долины размещается один пояс меандрирования, образуют так называемые песчано-гривистые поймы; при наличии следов прежнего положения поясов меандрирования формируются ступенчато-гривистые поймы, а при наличии останцев — останцево-гривистые. Глинистые поймы при свободном меандрировании при высоком стоке взвешенных наносов образуют возвышенную глинисто-гривистую пойму, а при небольшом стоке, когда формируется только тонкий наилок и нарастание поймы в высоту замедлено — пониженную суглинисто-гривистую разновидность.

При незавершенном меандрировании и хорошей затопляемости пойм, а также в условиях малых расходов взвешенных наносов, образуется крупногривисто-песчаная пойма, а при еще большем затоплении и более высоком стоке взвешенных наносов появляется проточно-островная пойма. В этом случае пойменный массив может оказаться расчлененным не одним, а несколькими протоками.

На пойму, формирующуюся в условиях пойменной многорукости, большое влияние оказывает близость дельты реки. Основными разновидностями поймы являются дельтовая, стародельтовая (возвышенные острова), плавневая и подводная (примыкающая к устью со стороны моря) поймы.

Разновидностями пойм при русловой многорукости могут быть осередковая пойма (острова незаросшие, повышенные части осередков) и островная пойма, представленная заросшими растительностью островами с развитой пойменной фацией аллювия. Интересны разновидности островных пойм в условиях больших амплитуд колебания уровня воды, например, на р. Тунгуске, где наивысшие уровни половодья поднимаются над меженью на несколько десятков метров, образуются высокие (до 20 м и более) ступенчатые острова. В зависимости от крупности наносов могут возникать острова, сложенные

в основании валунами и галькой и более мелкими частицами вплоть до глинистых отложений у поверхности толщи, слагающей остров. Иногда бывают поймы, образованные отторженными от берегов галечными побочными.

Таковы разновидности пойм, развивающихся в условиях современного руслового процесса. Среди унаследованных (древних) пойм можно выделить несколько типов. Это прежде всего надморенная и подкоренная поймы, названные так потому, что русло реки в этих случаях врезано соответственно в моренные и коренные отложения, залегающие под дном долины. Сама пойма представляет собой либо часть дна долины, либо обширные равнины (невыраженные долины). Образование таких пойм не связано с плановыми деформациями современной реки. Пойменный процесс в современных условиях проявляется только в виде отложения вдоль берегов русла взвешенных наносов. Поэтому образуется широкий береговой вал. Две другие разновидности унаследованных пойм, названные Р. А. Еленевским озерно-плавневой и древней озерно-плавневой поймами, имеют озерное происхождение. Они представляют собой случаи, когда современный поток пересекает озерную пойму. В случае древней озерной поймы значительно воздействие торфообразовательного процесса (образование выпуклого моховика).

Р. А. Еленевский выделил также пониженно-равнинную и повышенно-равнинную поймы. Оба этих типа пойм встречаются соответственно в расширениях и сужениях долин в условиях неандрирующих типов руслового процесса. В первом случае отложения взвешенных наносов приводят к образованию высокого и широкого берегового вала, перекрывающего дно долины древнего происхождения, во втором случае этот вал оказывается невысоким и сильно распластанным. Имеется еще так называемая лиманная пойма, остающаяся от кочевавших по степи в период снеготаяния разливов, так называемых лиманов. В этих условиях обычно образуются три высотные ступени пойм, что, по-видимому, связано с особенностями гидрографа временного стока. Лиманные и озерные поймы, очевидно, сформированы в условиях перемещения русла по долине, прекратившегося только в современную климатическую эпоху.

3.13. Особенности русловых процессов на горных реках

Горные реки широко распространены по территории СССР в Средней Азии, на Кавказе, в Крыму, на Карпатах, в Центральной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке. При строи-

тельном проектировании на горных реках, так же как и на равнинных реках, возникает множество задач, требующих в той или иной мере оценки руслового процесса.

Однако, уровень наших знаний о деформациях русел и пойм недостаточен, и оценки деформаций горных рек вызывают значительные трудности. Если для равнинных рек задача оценки их руслового процесса возникла в середине прошлого века, то для горных рек это произошло с большим опозданием, что обусловлено отсутствием на них судоходства, которое в первую очередь требует знания руслового процесса.

Долгое время считалось, что, в отличие от равнинных рек с их четко структурно оформленным транспортом донных наносов, горные реки отличаются бесструктурным их движением. Основным источником поступления наносов в равнинные реки является склоновая эрозия на всем водосборе. На горных реках огромную роль играют явления осыпей и обвалов в долинах рек, в результате которых в их руслах могут наблюдаться делювиальные выносы и так называемые «инородные тела» — грубообломочный материал с диаметром около 1 м и более. Иными словами, горные потоки получают материал, часть которого поток не может перемещать в форме наносов.

Однако исследования показывают, что существенное значение осыпи и обвалы имеют только в верхних звеньях гидрографической сети горных рек. На участках среднего и нижнего течения горных и предгорных рек достаточно отчетливо проявляются те же структурные формы, что и на равнинных реках, но на всем протяжении от истока до выхода из гор влияние ограничивающих факторов является преобладающим по сравнению с другими факторами руслового процесса и он полностью может определять формы русла. Следовательно, можно отметить следующее:

1. Ограничивающие факторы на равнинных и горных реках проявляются по-разному. Роль их для горных рек увеличивается.

2. Наносы на горных реках поступают в русло не только по гидрографической сети, как на равнинных реках, но в значительной мере имеют гравитационное происхождение, т. е. они образуются при обвалах и осыпях со склонов долин. Поток способен перемещать только часть материала такого происхождения, а наиболее крупные частицы остаются в русле, образуя так называемые «инородные тела», способные перекатываться очень медленно и нерегулярно.

3. На горных реках более четко наблюдается деление наносов на взвешенные и донные.

334 Таблица 3.3. Гидротехническая классификация устойчивых аллювиальных участков горной части рек (по А. Н. Крошкину)

Участок реки	Тип речного русла	Форма движения влекомых насосов	I	$\frac{H}{k_{отм}}$	$C_{м,0,5/c}$	m	Fr
Высокогорный	Немеандрирующий (с включением однородных для водного потока частиц)	Безгрядовая	$>0,1$	1	10	$<2,5$	$>1,2$
Горный	Немеандрирующий (с преобладанием аллювия)	Безгрядовая	0,1—0,02	1—3	10—20	2,5—3,5	1,2—0,8
Горно-предгорный	Немеандрирующий, ограниченное меандрирование, разбросанный	Безгрядовая, переходная	0,02—0,002	3—30	20—40	3,5—5,5	0,8—0,3
Предгорно-равнинный	Ограниченное и свободное меандрирование, разветвленный	Переходная, грядовая	$<0,002$	30	40	55	$<0,3$

Примечание. $m = 1,5 + \frac{0,314}{\sqrt{g}} Fr$

4. Высокогорные и среднегорные участки горных рек отличаются слаборазвитыми поймами или полным их отсутствием. При этом пойменные участки являются реликтами побочной и нередко катастрофических половодий, при которых поймы могут оказаться целиком разрушенными.

5. Равнинная река осуществляет транспорт наносов в течение всего года, горная река — только во время половодий и паводков, часто только малой обеспеченности.

Неоднократно делались попытки типизации руслового процесса горных рек. Наиболее значимые типизации принадлежат А. Н. Крошкину. Он выделяет следующие группы рек.

1. По морфологическим признакам: участки, расположенные вдоль хребтов, поперек и по диагонали, и участки истока, верхний, средний и нижний.

2. По характеру грунта русла рек: скальные, переходные и аллювиальные.

3. По воздействию селевых потоков: подвергавшихся воздействию и не подвергавшихся ему.

4. По плановым очертаниям: прямолинейные или слабоизвилистые, извилистые и разбросанные.

5. По степени пойменности: каньонные, долинные, пойменные, блуждающие.

6. По русловым процессам: плёсовые, перекатные, разбросанные, блуждающие, селевые.

Им же предложена гидротехническая классификация устойчивых аллювиальных участков горной части рек при расходах воды, начиная от руслоформирующих и более (табл. 3.3).

Оригинальная типизация руслового процесса разработана в МГУ (Н. И. Маккавеев, Р. С. Чалов). Ими выделены следующие типы участков русла 1) равнинные, 2) полугорные, 3) горные с развитыми русловыми формами, 4) горные с неразвитыми русловыми формами, 5) горные, порожищность водопадного типа. В основу типизации положено соответствие русловых форм (их разнообразия, способов образования и изменений деформаций русла и русловых образований) форме транспорта наносов.

Типизация руслового процесса (основных схем деформаций), разработанная З. Д. Копалиани, распространена на горные реки. Это сделано на примере рек Западной Грузии. Выделено 5 типов руслового процесса (аналогичных типам ГГИ), из них 3 в горно-предгорной части региона.

3.14. Натурные и камеральные гидроморфологические исследования

3.14.1. Задачи и методы гидроморфологического анализа

Комплекс приемов, накопленных в ходе практических работ, называется гидроморфологическим анализом натуральных материалов о русловом процессе. В круг вопросов этого анализа входит выявление в руслах и поймах рек морфологических образований, их описание и типизация, получение количественных характеристик форм и их изменений (деформаций), выявление факторов процесса, получение количественных закономерностей его развития и связей с определяющими факторами, т. е. то, что может быть положено в основу разработки методов расчетов и прогнозов русловых и пойменных деформаций. Кроме решения практических задач, гидроморфологический анализ обеспечивает исходными данными дальнейшее развитие теории руслового процесса.

Таким образом, основной задачей гидроморфологического анализа является получение (по уже имеющимся и специально полученным в поле материалам) характеристик руслового процесса в научных или практических целях. Гидроморфологический анализ имеет также большое значение для планирования русловых исследований и наблюдений. Возможность получения данных о русловом процессе по уже имеющимся материалам позволяет выполнять в поле только минимум работ для получения сведений, которые иным путем получить нельзя (например, данные о гранулометрическом составе русла и поймы, гидравлические характеристики потока, гидрологические данные для неизученных рек).

Таким образом, при производстве гидроморфологического анализа можно выделить три этапа. Первый этап, называемый подготовительным, предусматривает анализ уже существующих материалов. Второй этап предусматривает получение дополнительных сведений с помощью полевых работ. Он осуществляется только в тех случаях, когда на поставленные вопросы нельзя ответить только по имеющимся материалам. Третий этап предусматривает обобщение первых двух и вынесение решений и рекомендаций по выбору оптимальных (по развитию руслового процесса) мест размещения сооружений, их конструкций и средств защиты. Одновременно с этим производятся расчеты русловых деформаций и составляется прогноз развития руслового процесса на период нормативной безаварийной работы проектируемого сооружения. Сложность такого прогноза обусловлена тем, что само сооружение может вызвать изменение тенденций развития руслового процесса, а также тем, что за период строительства сооружения могут

быть осуществлены не проектируемые в данный момент мероприятия на реке или ее притоках, способные воздействовать на руслоформирующие факторы.

Ниже излагаются некоторые рекомендации по гидроморфологическому анализу.

1. Первоочередной задачей гидроморфологического анализа является определение типа руслового процесса или типичной схемы деформаций. Эта задача решается путем изучения картографических и аэрофотосъемочных материалов, а для крупных рек — и аэрокосмических данных. Определение типа руслового процесса даже в чисто качественном выражении позволяет выявить общую тенденцию деформаций, их вид и на этой основе наиболее устойчивые и наиболее подвижные участки речного русла. Тип руслового процесса выявляется на основе выделения макроформ на картах или аэрофотоснимках посредством их сличения с аналогичными, в соответствии с типизацией, изложенной в п. 3.6—3.11. Следует иметь в виду, что часто можно встретить смешанные типы руслового процесса на одном и том же участке реки. Следующая задача — определение количественных характеристик макроформ, их статистическая обработка и получение связей морфометрических характеристик с определяющими факторами.

Важной задачей является определение скоростей деформаций. Скорости определяются на основе совмещения карт разных лет съемок. Для определения смещений бровок берегов русла и русловых образований в плане могут быть использованы также аэроснимки разных лет и даже космические снимки. Поэтому при подборе материалов нельзя ограничиваться разовой съемкой, а следует иметь возможно большее число разновременных съемок. Надо при этом иметь в виду, что слишком частые съемки не позволяют выявить деформации русла в плане из-за их малости, в то время как съемки, разделенные несколькими годами, а иногда — и десятками лет, позволяют обнаружить эти деформации достаточно отчетливо.

2. Перед производством измерений морфометрических и других характеристик исходные материалы подлежат специальной подготовке. Она заключается в приведении карт к одному масштабу, нанесении средней линии русла, точек его перегиба. На аэрофотоснимках это делается с помощью гуаши, которая впоследствии может быть легко смыта водой, и снимки остаются пригодными для других целей. Существует несколько способов сравнения карт разных лет съемки, а именно их совмещение и сопоставление.

Совмещение предусматривает наложение карт смежных лет одна на другую по относительно коротким участкам — 3—4

смежным макроформам русла, например, излучинам или парным побочням. Зоны размыва и намыва иллюстрируются соответственно штрихами и точками. В створах наибольших деформаций подписывается дробью: в числителе — общее смещение бровки берега, в знаменателе — в м/год. Совмещать карты более чем за два срока не рекомендуется. Результаты обработки натуральных совмещений карт помещаются последовательно колонкой в общей координатной сетке, устанавливаемой произвольно. В нижней части колонки полезно дать результаты совмещения первого и последнего лет съемки. Совмещать можно только при уверенности, что смещения бровок берегов не меняли знака, обычно это бывает в условиях разновидностей меандрирования.

Другой прием сравнения разновременных карт называется сопоставлением. В этом случае разновременные съемки не накладываются друг на друга, а помещаются одна под другой с произвольным промежутком, но в одной координатной сетке. Сетка координат в обоих случаях строится так, что по съемке данного года определяются два ориентира, имеющиеся в последующий год. Они соединяются прямой линией, являющейся опорной. От опорной линии строится произвольная сетка квадратов. Наиболее точным сравнение карт бывает тогда, когда сравниваются положения бровок меженного русла, которые выработываются в процессе длительного взаимодействия потока и русла. Сравнение по линиям уреза воды проводить не следует, так как их высотное положение зависит от фазы водного режима. По этой причине наиболее надежно сравниваются положения бровок берегов, вызванные размывом русла. Зоны намыва, оконтуренные скоплением наносов, не имеют четкой бровки и могут сравниваться только по положению одноименных горизонталей.

Изменения высотного положения русла и скорости сползания ленточных гряд, побочней, осередков устанавливаются на основе совмещения разновременных продольных профилей русла, в том числе и полученных специально эхолотированием. Для совмещения на одном графике положения плановых и высотных деформаций излучин рекомендуется нанести на продольный профиль положение точек перегиба русла и в пределах между смежными точками перегиба русла также по километражу построить диаграмму основных характеристик излучин, включая наибольшие скорости смещения русла в плане.

Оценка высотных деформаций внутри речного русла, т. е. мезоформ, выполняется по так называемым схемам деформаций, которые представляют собой планы участков реки с изолиниями высотных деформаций русла, вызванных размывом и намывом. Они составляются путем совмещения планово-высот-

ных съемок за разные сроки и сравнения положения горизонталей дна. Линии пересечения горизонталей соответствуют нулевым деформациям и ограничивают зоны размыва и намыва.

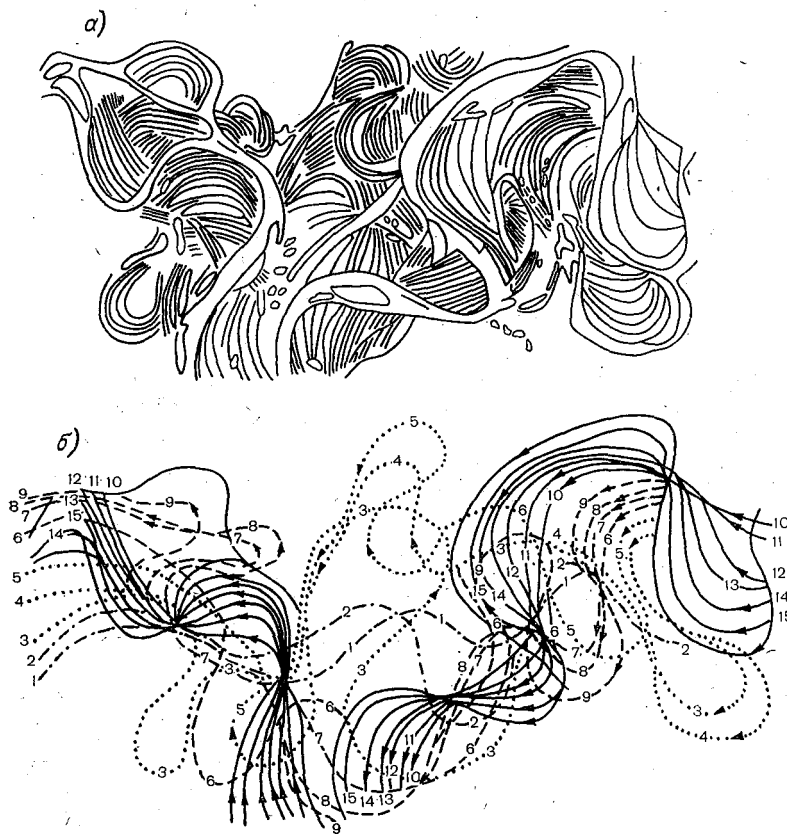


Рис. 3.25. Схема рельефа поймы.
а — составленная по аэрофотоснимку, б — восстановленные по нему прежние положения (1—15) веегов прирусловых валов.

Информативность схем деформаций русловых образований повышается, если на съемках указываются характерные элементы мезо- и макроформ русла (гребни гряд, контуры их подвалов). В этом случае оказывается возможным судить не только о величине деформаций, но и о роли в них смещения в форме скоплений наносов. Построение схем деформаций имеет смысл лишь в случае, если есть уверенность, что между дета-

лями сравниваемых карт деформации были однонаправлены, т. е. не меняли своего знака.

3. Существенную помощь в проведении гидроморфологического анализа оказывает восстановление прежних положений русла на основе анализа рисунка изображения поймы. Это возможно в тех случаях, когда на пойме обнаруживаются следы перемещения русла в плане в виде систем веерообразно изогнутых грив и ложбин между ними. Пойма — результат пла-

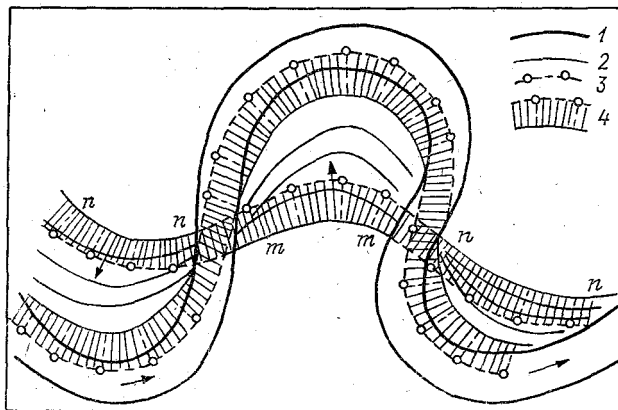


Рис. 3.26. Восстановление прежних положений русла по веерам перемещения.

1 — контуры современного русла, 2 — линия вееров перемещения (опорные линии), 3 — линии прежних вогнутых берегов, восстановленные по опорным линиям, 4 — восстановленные прежние положения русла.

новых деформаций русла, что свидетельствует о наличии на реке разновидностей меандрирования как всего русла в целом, так и отдельных проток. Положение изображения вала на аэрофотоснимке обрисовывает очертание выпуклого берега излучины (протока). Таким образом, веер перемещения русла — системы валов позволяет последовательно проследить смещение русла в плане (рис. 3.25 и 3.26).

Восстановление прежних положений русла (бровок выпуклого берега) позволяет выявить полные циклы развития речных излучин и, следовательно, тенденции и особенности их развития, исследовать характер взаимодействия смежных излучин, оценить возможные крайние положения пояса меандрирования, устойчивые и наиболее неустойчивые в плане участки русла. Практически восстановление положений речного русла по аэрофотоснимкам выполняется следующим образом. Из контактных отпечатков аэрофотоснимков составляется накидной монтаж на участок не менее 3—4 смежных из-

лучин. На накидном монтаже очерчивается произвольная рамка, оконтуривающая исследуемые излучины. На снимки накладывается калька, на которую переносятся эта рамка, контур современного русла и гребни прежних береговых валов.

На полученную таким образом схему вееров перемещения русла (береговых валов) вновь накладывается калька и на нее переносится рамка, контур современного русла и положение гребня первого уреза воды берегового вала. Затем составляется такая же калька на все последующие береговые валы. Если валы на аэрофотоснимке очень частые, можно использовать не все, а каждый 5-й, 10-й и т. д. На каждой из этих калек получается положение выпуклых берегов на 3—4 смежных излучинах.

Следующая операция — восстановление положения речного русла в целом. Для этого требуется соединить очертания валов на смежных излучинах, что делается экстраполяцией, но при этом береговые валы смежных излучин соединяются друг с другом не непосредственно, так как они соответствуют разным берегам (левым и правым), а с раздвижкой на ширину русла, соответствующую современной.

Таким образом, опорная линия, соответствующая выпуклому берегу, соединяется с положением вогнутого берега смежной излучины. Опорные линии, соответствующие выпуклым берегам, наносятся сплошной линией, а экстраполированные — пунктиром. Совмещая все кальки по рамке, нанесенной на них, можно получить общую схему деформаций излучины. Для наглядности и упрощения можно наносить не положения обоих берегов русла, а только его средней линии. По восстановленным схемам деформаций речного русла можно восстановить и ход изменения скоростей плановых деформаций. Для этого можно использовать оценку скорости смещения бровок берегов по картам и распространить ее на прошлые времена. Это правомерно для периодов, в течение которых водность рек существенно не изменялась. Практически это период от окончания сброса талых флювиогляциальных вод после окончания великого оледенения до современного времени. На севере это промежуток времени в 10 тысяч лет, а на юге до 40 тысяч лет. Отметим, что изменения водности рек вызывают изменения в рисунке вееров перемещения русла: чем выше водность, тем крупнее рисунок. Определение числа береговых валов, образующих веер перемещения русла на 1 см плана, показывает, что для современных пойм это число довольно устойчиво.

4. Рассмотрим состав и методы полевых работ, выполняющихся для гидроморфологического анализа. В общем случае полевые работы выполняются для получения данных, которые:

не удалось получить при камеральном анализе уже существующих материалов или для детализации собранных сведений. Состав полевых работ зависит от того, для каких целей получают данные о русловом процессе, т. е. от задач, возникающих при обеспечении проектирования строительства и эксплуатации сооружений на реках. Наконец, полевые работы могут быть поставлены для проверки данного расчета и прогноза руслового процесса, а иногда и для наблюдения за ходом деформаций.

Участок для производства полевых работ выбирается по результатам гидроморфологического анализа уже существующих материалов. Все полевые работы выполняются обычно принятыми в гидрологии методами. Исключение представляет только так называемая морфологическая съемка и определение скоростей плановых деформаций по разовым аэрофотоснимкам.

При полевых исследованиях выполняются следующие работы.

1. Создается картографическая основа для исследуемого участка, лучше всего по аэрофотоснимкам, и лишь при их отсутствии выполняется топографическая съемка.

2. Производятся промерные работы (продольное эхолотирование и эхолотирование по поперечникам, с расстоянием, равным ширине русла).

3. Оборудуется участок (установка реперов, створных знаков, водпостов, гидростворов).

4. Производятся гидрометрические работы по съемке скоростных полей потока, систематические измерения уровней, мутности, расходов воды и наносов.

5. Сопоставляются картограммы донных отложений.

6. В поле определяются скорости деформаций русла в плане.

7. Производится морфологическая съемка.

Наиболее надежным приемом оценки скорости деформаций русла в плане является следующий. Вдоль исследуемого участка на аэрофотоснимках и в натуре выявляются идентичные ориентиры. На аэрофотоснимках два смежных ориентира соединяются линией, которая служит исходной для оценки деформаций. По перпендикулярам от этой линии через равные расстояния на аэрофотоснимке прочерчиваются поперечники до бровки берега русла и по ним измеряется расстояние от опорной линии (магистральной) до бровок берега. Затем по ориентирам опорная линия переносится в натуре и от нее с помощью мерной ленты намечаются поперечники, идентичные поперечникам на аэрофотоснимке, и в натуре измеряются расстояния от опорной линии до бровок берегов русла.

Расстояния, измеренные по аэрофотоснимкам и в натуре,

делятся на период времени между производством съемки и датой полевого обследования, оценивается скорость смещения бровки за период в м/год. При периоде между съемкой и полевым обследованием в 5—10 лет данные о деформациях обычно достаточно существенны и дают надежные оценки скоростей смещения бровок берега. Очень приближенно скорости деформаций русла в плане можно определить по времени образования берегового вала, срок формирования которого определяется по возрасту деревьев, растущих на первом от русла береговом вале. Он будет равен их возрасту и может быть установлен по числу годичных колец в срезе дерева или на пнях.

Возраст берегового вала также можно определить по числу слоев наилка в его разрезе, если известен срок формирования одного слоя. Обычно годичный слой отложений наилка достаточно четко отличается от слоя для смежных лет. При обнаружении в разрезе погребенной дернины, которая образуется в маловодные годы, можно приближенно оценить и срок, за который отложена расположенная выше по откосу берега толща пойменных отложений. Дата маловодного года может быть определена по данным уровней наблюдений или величинам максимальных расходов. Морфологическая съемка представляет собой фиксацию на готовой картографической основе собираемых в поле данных о русловом процессе, приведенных к местности.

В качестве картографической основы заблаговременно, до начала полевых работ, подбираются карты, топографические съемки или лучше всего аэрофотоснимки. Выгода применения аэрофотоснимков заключается в том, что на них обнаруживается множество ориентиров, по которым удобно наносить полевые данные на снимки. Масштаб картографической основы зависит от размеров реки. Он должен позволять наносить внутрирусловые образования. При картировании, которое производится во время маршрутного объезда участка, на картографическую основу наносится следующее. Положение бровок берегов русла и русловых образований с тем, чтобы в последующем определить скорости их плановых деформаций; места, в которых произведено шурфование и получены разрезы берегов и поймы и снимались разрезы обнажений склонов долины; прорвы в береговых валах; участки поймы с аккумулятивными явлениями и подверженные эрозии; предполагаемые течения при затоплении; распаханые, луговые и облесенные участки (общие контуры).

Исполнитель морфологической съемки должен иметь предварительную гидролого-морфологическую схему с текстовыми описаниями к ней, комплекты аэрофотоснимков на изучаемый

участок, общие представления о геоморфологических и гидрологических свойствах и особенностях водозабора.

На основе этих данных исполнитель должен составить программу полевых работ, уделив особое внимание выявлению в поле данных, которые не удалось получить предварительно.

Основа для картирования должна быть заблаговременно подготовлена к работе в поле. Аэрофотоснимки должны быть подобраны по планируемым участкам исследований. На них на основе сличения с картами подписываются названия населенных пунктов, рек, урочищ, разбивается километраж по средней линии реки, желательно с обозначениями не только километров, но и пунктов через 100 м. Параллельно с морфологической съемкой ведется описание элементов характеристик руслового процесса; при этом желательно, чтобы они содержали констатацию не только участков и причины формирования тех или иных особенностей строения морфологических образований; но и особенно значительных деформаций и смены морфологических участков по длине реки. Текст должен быть приведен к ориентирам, используемым при картировании на аэрофотоснимках.

3.14.2. Способы количественной оценки руслового процесса

Как указывалось, первым, кто попытался установить характерные для рек соотношения морфометрических данных о руслах, был В. Г. Глушков. Он установил, что коэффициент $k_1 = \sqrt{\bar{B}_p / \bar{H}_p}$ зависит от грунтов дна русла и изменяется от 2,75 до 5,5 (\bar{H}_p — средняя глубина в поперечном сечении).

В 1947 г. С. И. Рыбкин предложил уравнения, связывающие размеры поперечного сечения русла и скорости с расходами воды, продольным уклоном потока и коэффициентом (k_1), учитывающим расход воды на момент расчета и равным отношению протекающего расхода к среднему многолетнему:

$$\begin{aligned}\bar{B}_p &= \alpha_1 Q^{m_1} I^{n_1} k_1^{p_1}, \\ \bar{H}_p &= \alpha_2 Q^{m_2} I^{n_2} k_1^{p_2}, \\ \bar{V}_p &= \alpha_3 Q^{m_3} I^{n_3} k_1^{p_3}.\end{aligned}$$

Для конкретных рек им были получены значения всех параметров уравнений. Так, для Верхней Волги и Оки получено:

$$\begin{aligned}\bar{B}_p &= 4,87 Q^{0,57} I^{-0,07} k_1^{0,13}, \\ \bar{H}_p &= 0,069 Q^{0,20} I^{-0,24} k_1^{0,50}, \\ \bar{V}_p &= 3,10 Q^{0,21} I^{0,31} k_1^{0,37}.\end{aligned}$$

М. А. Великанов, стремясь создать более общую систему уравнений, названных им гидроморфологическими, учитывал также крупность наносов (k):

$$\frac{B_{\text{п}}}{k} = 5,6 \left[\frac{Q}{k^2 \sqrt{gkI}} \right]^{2/5},$$

$$\frac{\bar{H}_{\text{р}}}{k} = 0,29 \left[\frac{Q}{k^2 \sqrt{gkI}} \right]^{7/20},$$

$$\frac{\bar{H}_0 I}{\rho_1 k} = 0,12 \left[\frac{Q}{(\rho_1 k)^2 \sqrt{\rho_1 g k I}} \right]^{2,5},$$

где ρ_1 — плотность наносов в воде, равная 1,65.

К. В. Гришанин для призматических и цилиндрических русел предложил зависимость

$$h(gB)^{0,25} Q^{0,5} = M = \text{const.}$$

Расчеты по всем приведенным зависимостям дают лишь очень приближенное соответствие натуре. Учет типа руслового процесса способен существенно уточнить расчеты.

Первыми в этом направлении работали в США Б. Л. Леопольд и М. Г. Вольман, а в СССР К. И. Россинский и И. А. Кузьмин. Леопольд и Вольман получили различные зависимости для прямых, извилистых и разветвленных русел. В. В. Ромашин по обширным натурным материалам выявил так называемые критериальные зависимости и значения I_0 и Q_0 , которые разграничивают переход от свободного меандрирования к незавершенному ($I_0 Q_0 = 350$), от незавершенного к русловой многорукавности ($I_0 Q_0 = 140$) (здесь I_0 — уклон дна долины).

Для горных рек З. Д. Копалиани и В. В. Ромашин получили зависимость для оценки ширины паводочного русла при побочном типе и русловой многорукавности и ширины осередков и побочней

$$B = \frac{5,25}{I^{0,33}} \left(\frac{Q_0}{\sqrt{g}} \right)^{0,4}, \quad b_c = \frac{3,67}{I^{0,33}} \left(\frac{Q_0}{\sqrt{g}} \right)^{0,4}.$$

Б. Ф. Снищенко попытался установить связь типов руслового процесса с безразмерными характеристиками уклонов и ограничивающими факторами, используя отношения уклонов дна долины (I_0) к уклону по тальвегу (I_T) и отношение ширины поймы к ширине русла. Он считает, что введение относительных характеристик обеспечивает статистическую однородность характеризующих величин и дает возможность уверенного применения к их анализу методов математической статистики.

Обработывая натурные данные, Снисценко получил значения I_0 и I_T ; $B_{п}$ и B_p для различных типов руслового процесса (табл. 3.4).

Соотношение I_0/I_T позволяет оценить не только линейные, но и энергетические свойства потоков с разными типами русло-

Таблица 3.4. Относительные значения уклонов и ширины долины при разных типах руслового процесса

Тип руслового процесса	I_0/I_T	$B_{п}/B_p$	$B_{пр}/B_p$	Мера использования уклонов	$I/I_0 = k$
Свободное меандрирование	2,0	18,30	8,9	$I_T = 0,50I_0$	2,0
Незавершенное меандрирование	1,41	10,39	5,7	$I_T = 0,71I_0$	1,41
Пойменная многорукавность	1,22	6,50	5,6	$I_T = 0,82I_0$	1,22
Ограниченное меандрирование	1,16	5,11	3,4	$I_T = 0,86I_0$	1,16
Побочный тип	1,07	2,43	1,2	$I_T = 0,93I_0$	1,07
Русловая многорукавность	1,03	1,92	1,0	$I_T = 0,97I_0$	1,03

вого процесса, поскольку разный дефицит уклонов $\Delta I = I_0 - I_T$ в меандрирующих и прямолинейных руслах отражает присутствующие им потери энергии.

Выражение $(I_0/I_T) (B_{п}/B_p) = A$ имеет связь с расходом воды. Это дает возможность считать величину A критериальным параметром типа руслового процесса:

Свободное меандрирование	36,6
Незавершенное меандрирование	14,6
Пойменная многорукавность	7,9
Ограниченное меандрирование	5,9
Побочный тип	2,6
Русловая многорукавность	1,97

Высказанное выше положение о регулирующем влиянии на транспорт наносов форм поперечного сечения русла находит подтверждение в исследованном И. В. Поповым вопросе о соотношениях B_p/H , свойственных разным типам руслового процесса. Если принимать за ширину русла расстояние между бровками меженных берегов (не по урезу воды), а за глубину — расстояние по вертикали от наинизшей точки дна в поперечном сечении русла до отметки бровки меженного берега, то можно получить значение B_p/H , выработавшееся в течение длительных периодов, т. е. устойчивое во времени. Обработка таким путем

лоцманских карт привела к выводам о том, что каждому типу руслового процесса свойственно свое отношение V_p/H . Кроме того, это отношение увеличивается с увеличением размеров реки. Различие V/H при разных типах руслового процесса связано с тем, что для пропуска различных расходов наносов формируются разные формы сечений русел.

Исследование V_p/H велось с помощью кривых обеспеченности, каждая из которых строилась для бесприточных участков рек разной величины с различными типами руслового процесса. Оказалось, что кривые обеспеченности при их совмещении в одинаковых координатах достаточно отчетливо распределились по типам руслового процесса, не пересекаясь во всем диапазоне значений V_p/H . Ниже приводятся значения V_p/H при 50 %-ной обеспеченности для разных типов руслового процесса и для рек с шириной русла более 500 м:

Ограниченное и свободное меандрирование	85
Побочный тип	140
Незавершенное меандрирование	160
Русловая многорукавность	350

Оценить влияние размеров реки на значения V_p/H пока удалось только для свободного меандрирования (50 % всех рек СССР):

Ширина реки (русла), м	<20	200	400	>500
V_p/H	2	24	50	85

Значение V_p/H можно использовать как критерий для установления типа руслового процесса. Оно может быть использовано и для проектирования крупных каналов в качестве аналога. При этом при выборе реки-аналога еще требуется исследовать влияние на V_p/H уклонов потока, сопротивлений в русле, расходов донных наносов и ряда других факторов. Это является очередной задачей.

Наконец, одним из способов количественной оценки руслового процесса является использование уравнения баланса наносов речных участков, которое можно представить в следующем виде:

$$W' = W'' + \Delta W_p,$$

где W' — объем наносов, поступивших через верховой створ участка за заданный промежуток времени; W'' — объем выноса наносов с участка (через низовой замыкающий створ); ΔW_p — изменение объемов размывов и намывов на участке.

Выделяя донные и взвешенные наносы, уравнение баланса наносов можно записать для каждого из них

$$W'_в + W'_д = W''_в - W'_д + \Delta W_p.$$

Индексы «в» и «д» соответствуют объемам взвешенных и донных наносов.

При наличии интенсивного обмена наносами между руслом и поймой уравнение баланса наносов можно записать в развернутом виде

$$(W'_в + W'_д) + (W'_{бв} + W'_{бд}) + W'_{пв} + W'_{пд} = (W''_в + W''_д) + \\ + (W''_{бв} + W''_{бд}) + W''_{пв} + W''_{пд} \pm \Delta W_p.$$

Параметры этих уравнений вычисляются следующим образом: $W'_в$ — по данным гидрометрических измерений, $W'_д$ — по объемам деформаций русла, устанавливаемых на основе сличения карт, $W'_{бв}$, $W'_{бд}$, $W''_{бв}$ и $W''_{бд}$ определяются путем расчленения объемов материалов, поступающих и расходуемых потоком при размыве и намыве берегов русла посредством совмещения разновременных карт и сведений о строении берегов в разрезе (мощности пойменной и русловой фаций аллювия); $W'_{пв}$, $W'_{пд}$, $W''_{пв}$, $W''_{пд}$, т. е. объемы поступления взвешенных и донных наносов в результате размыва поверхности поймы и объема осаждения взвешенных и донных наносов на ней оцениваются по сличению разновременных карт или на основе специальных наблюдений и полевых обследований.

В условиях ленточногрядового и побочного типов руслового процесса и русловой многоруканности взвешенные наносы, обладающие длинными траекториями движения частиц, не могут играть существенной роли в деформациях русла. Поэтому здесь целесообразно учитывать только баланс донных наносов.

Для разновидностей меандрирования требуется учитывать все фракции и фации наносов, то же необходимо и при пойменной многоруканности. Наиболее наглядным способом анализа уравнения баланса наносов является построение интегральных кривых поступления и расходования наносов по длине исследуемых участков. Для получения исходных материалов можно применять сопоставление карт разных лет съемки. Анализируя эти кривые, можно установить участки наиболее интенсивного поступления и расходования наносов по длине участков (крутой уклон кривых) или ослабленные переформирования (ход кривых, близок к горизонтальному). Разность ординат кривых объемов поступления и расходования наносов представляет собой расход наносов в заданном створе. Построение этих раз-

ностей по длине участка позволяет получить картину распределения расходов наносов между двумя створами гидрометрических измерений.

3.14.3. Примеры практического применения гидроморфологического анализа

Гидроморфологический анализ лежит в основе многочисленных заключений по оценке влияния руслового процесса при проектировании и строительстве разнообразных сооружений на реках. Большинство из них содержало ответ на вопрос о том, где находится на реке участок с минимальным воздействием деформаций русла на сооружения, какие конструкции оптимальны для данных условий, как будет развиваться процесс в дальнейшем, какие защитные мероприятия дадут наибольший эффект. Для уже существующих сооружений возможно определить, какие именно деформации будут наиболее опасными и как их предотвратить. В ряде случаев на основе гидроморфологического анализа давался фоновый прогноз на участке длиной в несколько сот километров для периодов после начала регулирования стока (верхний и нижний бьефы). В частности, такие фоновые прогнозы составлены для р. Куры от нижнего бьефа Мингечаурского водохранилища до устья, для р. Волги на участке нижнего бьефа Горьковского водохранилища длиной 200 км, для р. Волги от Волгограда до Астрахани (нижний бьеф водохранилища Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС), для р. Оби от Новосибирска до Колпашево (нижний бьеф Новосибирской ГЭС), участок протяжением около 500 км. На Волжской ГЭС им. XXII съезда КПСС после выдачи прогноза (1961 г.) удалось организовать систематические русловые наблюдения, которые ведутся по настоящее время.

Предсказанные общие направления развития руслового процесса на протоках Волго-Ахтубинской поймы и в главном русле р. Волги выявляют общие тенденции развития руслового процесса, а именно, отмирание вторичных рукавов русла. Они предсказаны правильно и общее развитие руслового процесса осуществляется в соответствии с предсказанным. Даже русловой процесс на отдельных рукавах, макро- и мезоформах русла (отдельных побочнях и осередках) осуществляется по предложенным схемам. Насколько этот прогноз важен, видно из того, что прогнозируемый участок насыщен сооружениями, испытывающими влияние русловых деформаций. На нем размещены набережные, подмываемые потоком, многочисленные промышленные оросительные водозаборы, причалы, судовые хода, нуждающиеся в постоянном поддержании. Для всех этих многочис-

ленных сооружений предсказаны были деформации макроформ, на которых они расположены.

Ход деформаций макроформ, как показывают последующие наблюдения, полностью подтвердился. Это относится и к затруднительным для судоходства участкам, например к Саравлевскому водному узлу.

Обобщая все изложенное в главе 3 можно сделать следующие выводы.

1. Гидроморфологическая теория руслового процесса является основой для выполнения его дальнейших исследований. Выделение структурных уровней процесса и типизация морфологических образований в руслах и поймах рек и схем их развития является своего рода «решеткой», охватывающей столь сложное и многостороннее явление, как русловой процесс. Заполнение ячеек этой решетки частными решениями — задача дальнейшего развития теории руслового процесса. Таким образом, предложенную систему можно рассматривать как средство обобщения знаний в области руслового процесса.

2. Введение общих положений теории, в частности четкая формулировка дискретных принципов, приводит к необходимости пересмотра некоторых прежних положений и взглядов на русловой процесс, ставших традиционными. В частности, очевидна неправомерность переноса законов гидродинамики и гидравлики на речные потоки без учета специфики их развития. Исследование гидроморфологических и морфометрических зависимостей дает основу для выяснения граничных условий применяемых гидродинамических уравнений.

3. Гидроморфологическая теория позволяет оценить и найти место ранее произведенным исследованиям в области руслового процесса.

4. Принципы сочетания гидродинамического и морфологического аспектов руслового процесса позволяют создавать новые, в большей мере соответствующие действительности методы расчета и прогноза руслового процесса, ставить в их основу надежную физическую схему рассчитываемых явлений. В ряде случаев оказывается возможным создать расчетные методы, основанные на чисто морфометрической основе.

5. Существенным преимуществом гидроморфологической теории является возможность использования для познания руслового процесса широко распространенных и общедоступных материалов (картографических, аэрофотосъемочных, геоморфологических, гидрологических и т. п.). Знание природных закономерностей деформаций речных русел и пойм имеет прямое прогностическое значение и позволяет на ранних стадиях предвидеть оптимальные места размещения сооружений, их конструкции и меры защиты от неблагоприятных воздействий деформации.

Глава 4

Инженерные приложения теории русловых процессов

4.1. Принципы прогнозирования русловых деформаций. Фоновые и локальные прогнозы русловых переформирований

Проектирование любых сооружений на местности требует наличия топографической основы. Она служит для привязки сооружения к местности, т. е. учета ее основных особенностей. Применительно к задаче учета руслового процесса топографическая основа тем более необходима, что с ее помощью выбираются оптимальные места расположения сооружения, тип сооружения и защитные меры по обеспечению его бесперебойной работы.

До недавнего времени топографическая основа считалась весьма устойчивой, в том числе и применительно к рекам. Однако изучение деформаций речных русел и пойм показывает, что их изменения могут быть настолько велики, что за время проектирования и строительства обстановка может так измениться, что построенное сооружение окажется совершенно в иных условиях, чем в начале проектирования.

В практике работ Государственного гидрологического института в конце 50-х годов был такой случай. Одна строительная организация проектировала водозабор на р. Оке у г. Дзержинска и просила институт дать заключение по проекту. Будучи уверенной в устойчивости топографической основы эта организация решила сэкономить на полевых изысканиях и воспользоваться топографической картой 10-летней давности. При осмотре реки на месте выяснилось, что за 10 лет, прошедших со времени съемки, место водозабора переместилось с левого на правый берег реки, т. е. река за 10 лет сместилась на свою ширину (свыше 250 м).

При обеспечении проектирования, строительства и эксплуатации сооружений на реках возникают многочисленные и разнообразные задачи, зависящие от местных природных условий, от особенностей конструкций и видов сооружений. Может оказаться, что сооружение приходится проектировать в вынужденных местах и в условиях явно неблагоприятных. Это может быть вызвано, например, экономическими соображениями и необходимостью согласования. Однако всегда возникают три

главнейших вопроса, на которые обязательно нужно ответить: 1) выбор оптимальных мест размещения сооружения, 2) основные требования к его конструкции и 3) меры защиты. На эти вопросы и должен в первую очередь дать ответ прогноз руслового процесса.

Предвидеть ход деформаций необходимо на срок, определяемый нормативной долговременностью проектируемого сооружения. Для таких видов сооружений, как переходы ЛЭП, трубопроводы разного назначения, кабельные линии связи, водозаборы и выпуски сточных вод, эти сроки обычно составляют от 30 до 50 лет. Это так называемые пассивные сооружения, т. е. такие, которые подвержены воздействию руслового процесса, но сами не влияют на его развитие и способны привести только к местным деформациям, часто даже не охватывающим всю ширину русла.

Для активных сооружений, т. е. таких, наличие которых способно внести существенные изменения в ход деформаций речных русел и пойм (плотины, мостовые переходы, дамбы обвалования), срок долговременности их работы может исчисляться столетиями. К активным относятся не только сооружения, находящиеся в русле, но и на водосборе. В этом случае они влияют на русловые процессы рек косвенно, посредством воздействия на факторы руслообразования. К активным сооружениям также можно отнести противозерозионные (влияют на сток воды и наносов) и агролесомелиоративные мероприятия и т. п. Таким образом, активные сооружения не обязательно являются крупными, они могут быть представлены и системами малых сооружений.

Для активных сооружений обычно требуется оценить тенденции деформаций речных русел и пойм не только для участков рек большого протяжения, на которых они размещаются, но и для сети притоков, попадающих в сферу влияния этих сооружений. В этом случае прогноз базируется на оценке изменений факторов руслообразования и уже на этой основе судят о том, как эти изменившиеся факторы повлияют на русловый процесс и на его изменения.

Прогноз на десятки и сотни лет вперед, естественно, носит вероятностный характер. Если связи факторов с русловым процессом могут быть установлены с помощью гидроморфологических зависимостей, то наиболее неопределенным является прогноз необходимых мероприятий, которые должны быть осуществлены в течение последующих десятилетий и даже столетий. Между тем они могут быть такими, что вызовут коренные изменения в русловом процессе вплоть до изменения его типа.

Для пассивных сооружений оценку руслового процесса требуется выполнять для участков 2—3 смежных макроформ русла, здесь особое внимание надо уделить взаимовлиянию

смежных макроформ (излучин русла, парных побочней и т. п.). В прогнозах руслового процесса для пассивных сооружений, помимо гидроморфологического анализа, часто используют гидравлические методы расчета. Однако и в таких случаях они должны выполняться применительно к мезо- и макроформам речного русла.

Прогнозы руслового процесса для участков большого протяжения и тем более для целой гидрографической сети называют фоновыми, т. е. характеризующими общие тенденции развития руслового процесса на большие сроки вперед. В отличие от этого, прогнозы деформаций для коротких участков (макроформ) называются локальными. Главная их задача — оценка деформаций и мезо- и макроформ в руслах рек и на их поймах. Однако делается эта оценка с учетом фонового прогноза. Таким образом, фоновые прогнозы оказываются необходимыми и для активных, и для пассивных сооружений.

В последние годы, на основе деления гидротехнических сооружений, расположенных в руслах и на поймах рек, а также различных хозяйственных мероприятий в бассейнах рек (агро-мелиоративные и другие) на активные и пассивные, и на основе оценки степени их воздействия на русловые процессы как в СССР, так и за рубежом были предприняты попытки создания их классификаций. Однако эти классификации являются несовершенными. В качестве примера можно привести классификацию Б. Ф. Снищенко, который, в частности, выделив агротехнические мероприятия в отдельную группу, не раскрыл их влияния на русловые процессы. Да и вообще отнесение сооружений к активной группе по степени их влияния на русловые процессы также не является совершенным. Например, к первой категории отнесены: плотины, мостовые переходы, перекрывающие поймы, отъем стока из рек и обводнение рек при переброске стока, а ко второй — дамбы обвалования и другие сооружения. Хотя совершенно ясно, что дамбы обвалования протяженностью в сотни километров, к тому же полностью отделяющие русло от поймы, коренным образом изменяют русловые процессы этих участков рек. В то же время мостовые переходы, даже перекрывающие поймы, изменяют русловые процессы на участках рек небольшой протяженности.

Следует также подчеркнуть, что русловые процессы наиболее быстро и остро реагируют на антропогенное воздействие, значение этого воздействия в настоящее время может быть так велико, что коренным образом изменяет русловой процесс не только на самом водотоке, но и в водоприемнике. В качестве примера изменения процесса деформаций в водоприемнике может быть приведен процесс разрушения Черноморских пляжей

в районе Пицунды, обусловленный резким сокращением поступления наносов в Черное море из-за регулирования стока водохранилищами на малых реках, впадающих в него. Это привело к нарушению баланса наносов за счет уменьшения их выноса реками и сохранения объема выноса наносов переработанных волнением, вдольбереговыми и другими течениями. Для восстановления пляжей потребуются весьма дорогостоящие работы.

Все это свидетельствует о необходимости более глубокого анализа последствий воздействия строительства гидротехнических сооружений и агромелиораций на русловые процессы рек и водохранилищ, в которые они впадают, не только на ближайший период, но и в отдаленной перспективе.

К сожалению, методы расчетов и прогнозов русловых процессов разработаны еще недостаточно. Поэтому в настоящей главе помещены только наиболее совершенные из них. Поскольку гидроморфологическому анализу посвящена глава 3, здесь основное внимание уделено расчетам и прогнозам, в которых достаточно полно представлена гидравлическая часть расчетов.

4.2. Русловой процесс в условиях зарегулированного водного режима

Как известно, основной формой регулирования стока является создание на реках регулирующих водохранилищ. В зависимости от соотношения их объема с объемом стока воды рек принято разделять их на водохранилища суточного, месячного, сезонного, годового и многолетнего регулирования. Размеры водохранилищ в значительной мере определяют объемы отложений наносов в них и объемы наносов, сбрасываемых в нижние бьефы, а также и период полного заполнения водохранилищ наносами.

Не останавливаясь на детальном анализе этой проблемы, отметим лишь, что на горных реках процесс заполнения водохранилищ наносами происходит значительно быстрее, чем на равнинных реках. Это обусловлено большими уклонами горных рек и, как следствие, более высокими расходами наносов при тех же, что и на равнинных реках, расходах воды, и меньшими объемами водохранилищ. Известны случаи, когда из-за недоучета стока наносов водохранилища полностью заполнялись ими еще в период строительства.

При создании водохранилищ на реках в них можно выделить три основные зоны, характерные различными условиями руслоформирования. Это зона выклинивания подпора, зона собственно водохранилища и зона нижнего бьефа. В зоне выклини-

вания подпора (рис. 4.1), которая, как правило, бывает и зоной переменного подпора, гидрологическая обстановка такова. Расходы воды остаются такими же, как в естественных условиях, но проходят при уровнях, повышенных по сравнению с условиями, которые имели место до создания водохранилища. Верхняя граница зоны может перемещаться вверх и вниз по течению в зависимости от подпора. Сток наносов также поступает

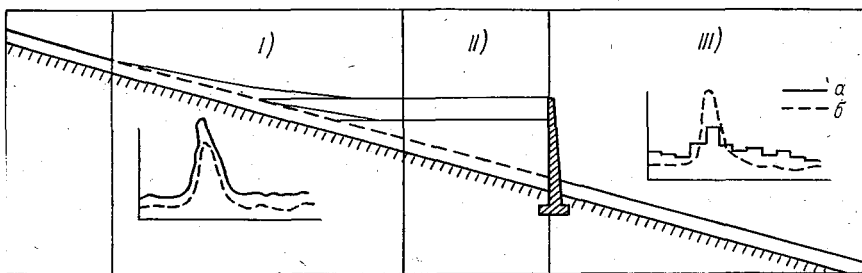


Рис. 4.1. Основные зоны водохранилища.

I — зона выклинивания подпора, *II* — зона, непосредственно занятая водохранилищем, *III* — гидрографы стока: *a* — ниже гидроузла; *b* — во входном створе

в прежних размерах, однако условия его транспорта изменяются.

Вследствие подпора и уменьшения скоростей течения создаются благоприятные условия для аккумуляции наносов. Большую роль в том, какой новый облик примет русло реки, играет тип руслового процесса, существовавший в естественных условиях, т. е. до создания подпора. Если русло было однорукавным, возможно появление в нем мезоформ, в результате чего оно приобретает характер русловой многоруканности. При небольшой глубине затопления поймы, если на ней имелись протоки, возможно их полное занесение, так же как и увеличение отложений наилка на поверхности поймы. При больших глубинах затопления возможно образование новых протоков на пойме и большее, чем раньше, расчленение пойменных массивов; также возможно увеличение отложений наносов в русле в результате их выноса с поймы. В случае резких переломов продольного профиля реки и устойчивых берегов поток вынужден углублять русло. В этих условиях могут образовываться переуглубленные участки русла, подобные тем, которые встречаются на устьевых участках рек.

Таким образом, в зоне выклинивания подпора могут создаваться разные тенденции в развитии речного русла, и вместо

аккумуляции может возникать размыв. В зоне, непосредственно занятой водохранилищем, возникают процессы, резко отличные от наблюдавшихся в естественных условиях. В образованной плотиной чаше водохранилища происходят процессы заиления (осаждения взвешенных наносов) и занесения (отложения донных наносов). Заиление происходит по всей площади водохранилища, занесение же начинается в верхней его части и постепенно распространяется к плотине. В водохранилище вследствие возникновения вдольбереговых течений наблюдается перемещение наносов также и вдоль берегов.

Крупные переформирования берегов водохранилищ являются результатом ветро-волновых воздействий. Это дает дополнительное количество наносов, усиливающее процессы заиления и занесения водохранилищ. Считается, что обрушение берегов ветровой волной прекратится с созданием устойчивой отмели, углы наклона которой определяются составом отложений, слагающих отмель. В этом случае волна будет разрушаться, не достигая берега. Из-за резких изменений депрессионной кривой подземных вод в связи с новыми условиями выравнивания в водохранилище возникают обвалы и оползни, также поставляющие наносы, способствующие его заилению.

Наконец, третий характерный участок — зона нижнего бьефа, начинаясь у самой плотины, заканчивается створом, в котором восстанавливается сток наносов и водный режим. Иногда зона нижнего бьефа заканчивается впадением реки в водохранилище (озеро, море). В зоне нижнего бьефа изменения в гидрологической обстановке проявляются в наибольшей мере. Главная особенность их заключается в выравнивании стока — срезается половодье, задерживаемое в водохранилище, сбросы из него приводят к увеличению меженных расходов воды. Резко уменьшается сток донных наносов. Благодаря этому в нижний бьеф поступает меньшее количество наносов, чем поступало до создания водохранилища; происходящие здесь размывы оказываются некомпенсированными намывами, и процесс принимает однонаправленный характер, т. е. начинают преобладать размывы.

Характер деформаций в нижнем бьефе в значительной мере зависит от того, какой тип руслового процесса существовал до начала регулирования стока воды. Из-за срезки расходов и уровней воды водохранилищем затопляемость пойм значительно уменьшается. Если на пойме были протоки, это может привести к их отмиранию и переходу русла от многорукавного к однорукавному. При этом в новом однорукавном русле начинают образовываться многочисленные скопления наносов, если их количество, поступающее в реку, увеличивается. Особенно благоприятные условия создаются в устьях притоков и в аккумулятивной сползающей зоне, о которой говорилось выше.

Снижение высоты половодий может привести к нивелированию отметок дна на плёсах и перекатах вследствие уменьшения намыва перекатов при подъеме уровней и уменьшения размыва плёсов при их спаде.

Надо иметь в виду еще и суточные попуски в нижний бьеф, вызывающие нередко неоднократные, резкие в течение суток подъемы воды. Отметки уровня воды при попуске могут превышать соответствующие отметки в половодье, но кратковременность попуска (несколько часов) иногда оказывается недостаточной для существенных переформирований макроформ русла.

Что касается деформаций отдельных мезоформ, то вследствие того, что при попусках расходы воды могут проходить при уровнях, более высоких, чем в естественных условиях, скорости течения оказываются пониженными. Это должно ослабить размыв перекатов и усилить их намыв, особенно в зоне временной аккумуляции. При попусках сформировавшиеся скопления наносов в виде побочней и пляжей могут оказаться отторженными.

Таким образом, в зависимости от сочетания всех перечисленных факторов, влияющих на режим русловых деформаций, морфологический эффект их воздействия может быть различным. Между тем достаточно надежных методов расчетов и прогноза деформаций, возникающих при строительстве водохранилищ, еще не разработано. Количественные методы расчета разработаны для оценки заиления чаши водохранилища, для оценки переформирования берегов ветровой волной (без учета вдольберегового переноса наносов), а также для расчетов приплотинной зоны размыва.

4.3. Русловые деформации в верхних бьефах регулирующих гидроузлов.

Заиление водохранилищ взвешенными и занесение донными наносами

4.3.1. Процесс заиления и занесения водохранилищ

Главной задачей расчета заиления и занесения водохранилищ является определение изменения емкости их чаши во времени. На равнинных реках основное значение имеет заполнение водохранилищ взвешенными наносами, а на горных реках существенное влияние наряду со взвешенными оказывают и донные наносы. Как правило, водохранилища на равнинных реках имеют большую протяженность, чем на горных. Однако все методы расчета заиления и занесения основаны на опреде-

лении соотношения между длиной водохранилища (L_b) и длиной пути частицы взвешенных наносов расчетной крупности в водохранилище ($l_ч$). Обычно, $l_ч \ll L_b$, что значительно упрощает методику расчетов, так как в этом случае практически все взвешенные, а тем более донные наносы, во всяком случае в первые годы, откладываются в водохранилище, а их вынос в нижний бьеф происходит в последующий период. На горных реках

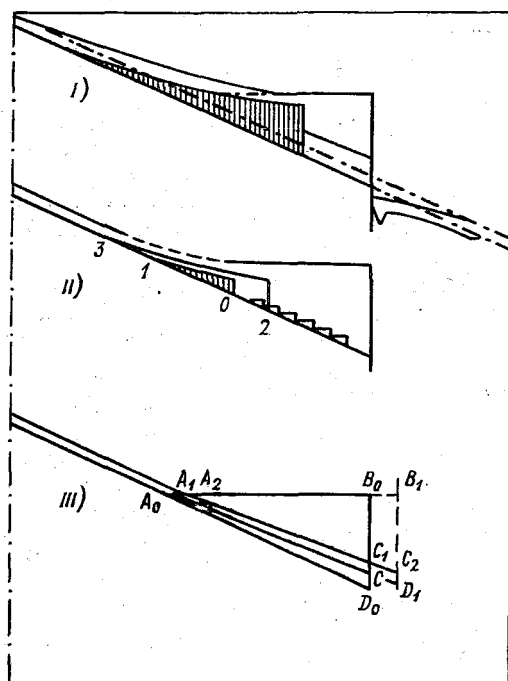


Рис. 4.2. Продольный профиль водохранилища. I и II схема процесса занесения и заиления, III — схема к выводу уравнения (4.8).

период занесения и заиления водохранилищ, как правило, значительно меньше, чем на равнинных и измеряется несколькими десятками, а иногда и сотнями лет.

Прежде, чем перейти к изложению и анализу конкретных методик, рассмотрим, как происходит процесс заиления и занесения водохранилищ. Наиболее нагляден этот процесс в лабораторных условиях, где обычно рассматривается плоская задача.

Процесс занесения начинается с интенсивного отложения донных наносов в зоне начала выклинивания подпора, где формируется призма занесения (рис. 4.2, схемы I и II); ее головная часть по мере поступления наносов перемещается вниз по течению по направлению к плотине водохранилища, а хвостовая часть перемещается вверх по течению за счет распростра-

нения в том же направлении подпора. Взвешенные наносы проходят транзитом над призмой занесения и оседают в чаше водохранилища. При этом наблюдается сортировка отложенных взвешенных наносов по их крупности. По мере накопления отложений при небольших глубинах и больших уклонах дна водохранилища взвешенные наносы могут образовать донные гряды и перемещаться в направлении плотины. При этом скорость перемещения призмы занесения значительно больше скорости донных гряд. Настигая гряды, призма занесения поглощает их, тем самым увеличивая свой объем, а следовательно, и скорость перемещения. Последняя зависит как от объема стока наносов, поступающих в водохранилище, так и от глубин в нем.

Более сложен процесс занесения и заиления водохранилищ в натуральных условиях. В значительной степени этот процесс зависит от формы, размеров и других морфометрических характеристик водохранилищ. Натурные верхние бьефы принято разделять на подпорные бьефы и водохранилища. Подпорные бьефы, как правило, представляют собой относительно небольшие по объему водоемы с малоизменяющейся отметкой подпора; в них возможно лишь суточное регулирование расходов воды. В водохранилищах регулирующая емкость позволяет производить сезонное и многолетнее регулирование речного стока, в связи с чем отметки уровня воды в них изменяются значительно.

В подпорных бьефах обычно часть наносов в первый же год эксплуатации доносится потоком до гидроузла и сбрасывается в нижний бьеф. Отложения наносов в водохранилище значительно уменьшают площади его живых сечений, что вызывает увеличение скоростей потока, а следовательно, и уменьшает количество наносов, оседающих в его чаше. Количество наносов, отлагающихся в водохранилищах, находится в тесной зависимости от подпора. При малых его значениях взвешенные наносы перед гидроузлом почти не отлагаются, а происходит только занесение подпорного бьефа. Например, такой процесс наблюдался на Алханчуртском гидроузле на р. Терек, Первомайском гидроузле на р. Зеравшан и на др.

При увеличении подпора на гидроузлах возрастает объем и уменьшаются проточность водохранилищ и скорости течения в них, что приводит к увеличению объемов аккумуляции наносов, достигающих значения годового стока.

Большое значение для процессов осаждения наносов в водохранилищах имеет уровень режим. При небольшой амплитуде колебания уровня можно выполнять расчеты, допуская, что он постоянный. При большой амплитуде уровней, которая

обычно наблюдается на регулирующих водохранилищах и объясняется необходимостью их наполнения в паводочный период и последующей сработки в меженный, движение воды имеет неустановившийся характер, который вносит значительные осложнения в расчетные схемы.

Осаждение наносов по длине водохранилища происходит различно. Приведем его описание по В. С. Лапшенкову. В верхней части водохранилища проточно, но транспортирующая способность потока резко изменяется по ширине. Она наибольшая в стрежневой зоне и наименьшая в прибрежных частях водохранилища. Это приводит к тому, что в верхней части водохранилища наиболее интенсивно заиляются прибрежные участки, а стрежневая зона с ее относительно большими скоростями течения потока заиляется меньше. На этом участке происходит формирование нового однорукавного русла с прирусловыми валами, которыми поток как бы отгораживается от прибрежных зон. Затем наблюдается блуждание потока.

Водоохранилища значительно менее извилисты, чем русла рек на дне их, и при движении потока поперечного перемешивания отдельных его водных масс почти не происходит. Поэтому при перемещении потока в зону большего подпора увеличивается интенсивность заиления стрежневой части водохранилища. На этом участке водохранилища еще интенсивно выпадают наносы и в прибрежных зонах, поэтому дно здесь заиляется по ширине примерно с одинаковой интенсивностью.

Нижний участок водохранилища, в отличие от верхнего, наиболее интенсивно заиляется именно в зоне больших скоростей, поскольку только в этой части потока еще имеются наносы. В прибрежных частях потока их нет, так как они уже выпали на верхних участках; взвешивающая же способность потока всюду по ширине недостаточна для поддержания наносов во взвеси.

Поскольку наибольшие скорости наблюдаются обычно в зоне наибольших глубин, то «мутный поток» (т. е. часть потока, в которой еще имеются взвешенные наносы) движется обычно над старым затопленным руслом реки, не повторяя в точности всех его изгибов, особенно меандр.

В дальнейшем дно под мутным потоком поднимается, что способствует некоторому выравниванию скоростей и увеличению ширины мутного потока. При этом его граничные струи подтормаживаются прибрежными зонами водохранилища. Вследствие этого интенсивность заиления и повышения дна под граничными струями увеличивается; образуются продольные возвышения (зародыши будущих прирусловых валов). Растущие прирусловые валы способствуют еще большей изоляции мутного потока от прибрежных зон; в результате формируется однорукавное русло.

Следующий этап в динамике заиления подпорных бьефов характеризуется изменением уклонов и отметок свободной поверхности потока. Достаточно интенсивное увеличение уклонов поверхности воды происходит с момента выхода приурезных валов к поверхности воды. Развитие их определяется как временем заиления, так и местоположением их в водохранилище; наименее развиты приурезные валы в нижней части водохранилища.

Русло между приурезными валами продолжает заиляться (надвигающимися более крупными наносами), происходит его подъем над уровнем воды в водохранилище. Такой подъем, а также изменчивость расходов воды в реке приводят к изливу некоторой части расхода воды через гребень валов в прибрежные зоны. В этих условиях изливающийся на большой длине валов поток обладает малой транспортирующей способностью, и поэтому гребни валов и далее повышаются. Этому повышению сильно способствует развивающаяся на них растительность.

По руслу, ограниченному приурезными валами, уже начинают транспортироваться и более крупные наносы; это вызывает еще больший подъем русла. При некотором критическом его возвышении над окружающими участками водохранилища может произойти сосредоточенный прорыв приурезного вала и отход потока в пониженную часть водохранилища. Старое русло может быть занесено наносами или может существовать в виде протоки.

При свале потока через промоину вала перепад уровней быстро рассредотачивается: вверх по течению русло размывается, а продукты этого размыва (обычно крупные) отлагаются ниже прорыва и служат «строительным материалом» для интенсивного формирования нового русла в пределах понижения.

В пониженной части водохранилища с ростом приурезных валов вновь образуется новое русло, которое, как и старое, будет повышаться, а затем снова произойдет свал потока на более низкие участки поймы. Такие свалы сопровождаются снижением уровней на отдельных участках и при этом вместо заиления на них временно происходит размыв дна. Даже при строгом постоянстве во времени факторов, влияющих на аккумуляцию наносов (например, в лаборатории), процесс заиления остается периодическим: подъем уровня сменяется снижением, заиление — размывом. Однако эти отклонения не являются значительными и не нарушают общей тенденции к увеличению объема заиления или к подъему уровней в водохранилище и на его отдельных участках.

С течением времени все большая и большая часть водохранилища заполняется наносами, что приводит к повышению скоростей течения и увеличению части проносимых через водохранилище наносов с соответственным уменьшением интенсивности заиления. При полном заилении подпорного бьефа или водохранилища отложения достигают предельного заиляемого объема.

В реальных условиях эксплуатации процесс заиления осложняется изменением расходов воды и наносов, а также изменением отметок подпорного уровня у гидроузла. Изменение водности года или сезона влияет на ход заиления различно. Увеличенные расходы воды смывают некоторую часть отложений на верхнем участке водохранилища. Если в водохранилище еще не заилены значительные объемы, то в годы с большим стоком воды объем заиления будет больше среднего, так как обычно в многоводные годы сток наносов бывает также больше нормы. Если подпорный бьеф или водохранилище почти заилены, то в многоводные годы при увеличенных скоростях течения и значительных по длине участках размыва объем отложений будет меньше, чем за средний по водности год.

Заиление в маловодные годы будет выражаться значением, близким к среднемуголетнему, так как в незаиленном водохранилище при малых расходах воды устанавливаются очень малые скорости течения, при которых осаждаются почти все наносы. В заиленных водохранилищах происходит то же самое, только менее резко выражено.

Уровни воды у гидроузлов обычно не поддерживаются строго на одной отметке; изменение уровней воды у гидроузла, даже небольшое (доли метра), сильно влияет на заиление отдельных участков. Повышение уровня приводит к удлинению участка подпора и к увеличению объема заиления по сравнению с нормальными условиями заиления. Оно как бы возвращает водохранилище или подпорный бьеф по времени назад, когда интенсивность заиления была большей. И, наоборот, снижение уровней увеличивает по всей длине скорости течения и транзитную долю наносов.

Таковы в кратком изложении физические процессы, свойственные всем водохранилищам и подпорным бьефам. Опыт прогнозирования заиления водохранилищ показывает, что одинаковых водохранилищ нет; природные и проектные условия делают расчет заиления каждого водохранилища или подпорного бьефа индивидуальным.

4.3.2. Методы расчета заиления водохранилищ взвешенными и занесения донными наносами

В настоящее время разработано большое количество методов расчета заиления и занесения водохранилищ, в той или иной степени учитывающих их специфические особенности. Не имея возможности выполнять их детальный анализ, рассмотрим лишь основные группы методов, оценив их достоинства и недостатки.

Так, В. С. Лапшенков выделяет три группы методов расчета заиления водохранилищ:

1) методы, базирующиеся на материале натурных исследований заиления (эмпирические);

2) методы, базирующиеся на определении объемов заиления по разности транспортирующей способности потока в смежных расчетных створах и не учитывающие непрерывное изменение элементов потока при заилении (балансовые методы);

3) методы, определяющие объем заиления с учетом непрерывного изменения характеристик русла и потока.

К первой группе в основном относятся методы зарубежных исследователей (Тейлора, Орта, Кира и других). В качестве примера рассмотрим метод Г. И. Шамова, который рекомендуется для предварительных расчетов. Методика основана на ряде допущений, в частности, на том, что русловые наносы в первый период задерживаются в водохранилище и оседают на дне по всей его длине (рис. 4.2, схема III). На рис. 4.2 представлен контур водохранилища в его начальном положении $A_0D_0B_0$ (плоская задача), а затем в двух промежуточных, друг за другом следующих положениях, создающихся при совместном процессе заиления и занесения водохранилища.

За каждый из этих периодов в водохранилище возникает объем занесения русловыми наносами, а за ним на протяжении всего водохранилища объем заиления. При продвижении уступа занесения часть ранее осажденных наносов будет погребена под призмой занесения.

Для упрощения разработки методики осредним профиль занесения и заиления в наклонные прямые в пределах длины осаднения, которую допустим равной длине водохранилища. Толщина слоя осаднения принимается увеличивающейся по направлению к гидроузлу (рис. 4.2, схема III). Г. И. Шамов допускает, что из-за уменьшения средних скоростей потока в водохранилище по мере его продвижения к гидроузлу, являющегося следствием увеличения глубин, выпадение взвешенных наносов должно увеличиваться по длине водохранилища.

Предполагаем, что за первый год эксплуатации водохранилища из-за процессов занесения и заиления продольный профиль дна A_0D_0 занял бы положение A_1D_1 . Тогда после первого года эксплуатации водохранилища длина пути осаждения частицы стала бы больше начальной длины водохранилища и часть взвешенных наносов поступила бы в нижний бьеф. Схематизируем эти наносы в виде объема $C_1C_2D_1C$.

Рассматривая объем водохранилища $A_1B_1D_1$ (на единицу его ширины) и имея в виду, что треугольники $A_1B_1C_2$ и A_1B_0C подобны, можно написать, что отношение объема аккумуляции наносов $A_1A_2C_1C$ к объему водохранилища A_1B_0C на участке длиной A_1C будет равно отношению объема $A_1A_2C_2D_1$ к объему $A_1B_1D_1$, т. е.

$$\frac{A_1A_2C_1C}{A_1B_0C} = \frac{A_1A_2C_2D_1}{A_1B_1D_1} \quad (4.1)$$

Но $A_1A_2C_2D_1$ равно $A_0A_1CD_0$ — объему заиления за первый год, который обозначим ΔW_0 . Объем $A_1A_2C_1C$ — заиление за второй год обозначим ΔW . Соответственно объем $A_1B_1D_1$, равный начальному объему водохранилища $A_0B_0D_0$, обозначим W_0 и объем водохранилища A_1B_0C , оставшийся свободным после первого года эксплуатации, обозначим W . Тогда (4.1) будет иметь вид

$$\frac{\Delta W}{W} = \frac{\Delta W_0}{W_0} \quad (4.2)$$

За первый период эксплуатации в водохранилище выпадают наносы, объем которых в отложениях за время Δt , измеряемое в годах, будет равен

$$\Delta W = \rho_{вз} \frac{Q \Delta t}{m_0}, \quad (4.3)$$

где $\rho_{вз}$ — объемная плотность взвешенных наносов в беспустотной породе; Q — среднегодовой сток воды; m_0 — относительная плотность.

Тогда, подставив (4.3) в (4.2), получим

$$\frac{\Delta W}{W} = \frac{\rho_{вз} Q \Delta t}{m_0 W_0}$$

Переходя от конечных приращений к бесконечно малым, получаем

$$\frac{dW}{W} = \frac{\rho_{вз} Q dt}{m_0 W_0}$$

Интегрируем это выражение

$$\ln W + c = \frac{\rho_{вз} Q t}{m_0 W_0} \quad (4.4)$$

Постоянная c определяется из условия, что при $t=0$ значение $W=W_0$. Следовательно, $c=-\ln W$. Тогда (4.4) принимает вид

$$\ln \frac{W}{W_0} = \frac{\rho_{вз} Q t}{m_0 W_0}. \quad (4.5)$$

Объем заиления за время t обозначим W_t , следовательно, $W=W_0-W_t$, тогда

$$\ln \left(1 - \frac{W_t}{W_0}\right) = \frac{\rho_{вз} Q t}{m_0 W_0}. \quad (4.6)$$

Объем заиления за первый год ($t=1$) обозначим W_1 . Тогда из (4.6) получаем

$$\ln \left(1 - \frac{W_t}{W_0}\right) = \rho_{вз} \frac{Q}{m_0 W_0}. \quad (4.7)$$

Подставляя в (4.6) значение $\rho_{вз} Q / m_0 W_0$ из (4.7) получаем

$$\ln \left(1 - \frac{W_t}{W_0}\right) = t \ln \left(1 - \frac{W_1}{W_0}\right),$$

откуда

$$\frac{W_t}{W_0} = 1 - \left(1 - \frac{W_1}{W_0}\right)^t. \quad (4.8)$$

Значение W_1 можно заранее подсчитать по исходным данным о стоке наносов следующим образом. По формуле $l_q = \alpha \frac{vH}{\omega}$ определяется длина пути осаждения (l_q) отдельных фракций взвешенных наносов для заданных начальных характеристик водохранилища. Сравниваем эту величину с длиной водохранилища (L_b) и устанавливаем, какие фракции взвешенных наносов оседают в нем и какие сбрасываются в нижний бьеф. Сумму объемов фракций, осевших в водохранилище, принимаем за расчетное значение W_1 . После этого расчет осуществляют по (4.8).

На рис. 4.3 приведены кривые, характеризующие интенсивность заиления и занесения водохранилищ при различных значениях W_1/W_0 , равных 0,001; 0,01 и 0,1.

Методы второй группы (балансовые) широко распространены в СССР. Они основаны на определении транспортирующей способности потоков в смежных створах водохранилища, причем различные авторы применяют для этого разные методики ее расчета. Для этих целей, в частности, применяются графические зависимости, построенные по натурным данным о расходах наносов. Известны методики К. И. Россинского и И. А. Кузьмина, И. И. Леви, Д. Я. Ратковича и др. Не останав-

ливаясь на анализе этих методов, ибо они фактически являются упрощенными вариантами методик третьей группы, отметим, что их основным недостатком является допущение о том, что в течение расчетного интервала времени гидравлические характеристики потока и интенсивность заиления принимаются постоянными. Это приводит к большой трудоемкости расчетов из-за необходимости назначать малые интервалы времени.

Третья группа методов — также балансовые, но в ней учитывается непрерывное изменение транспортирующей способности потока, происходящее при заилении водохранилища. Эти

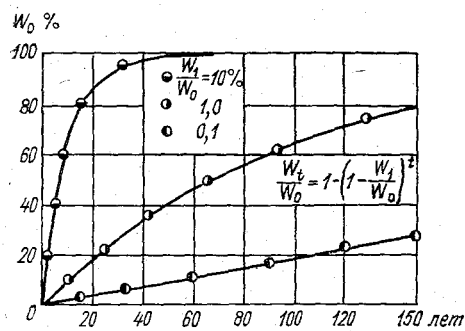


Рис. 4.3. Графики зависимости, характеризующие темп заиления и занесения водохранилища.

методы основаны на вскрытии механизма аккумуляции наносов. В настоящее время известно большое количество методов как отечественных (А. В. Караушев, И. А. Шнеер, В. С. Лапшенков и др.), так и зарубежных.

При расчетах заиления обычно решаются следующие вопросы: 1) оценивается срок заиления водохранилища; 2) оценивается потеря его полезной емкости; 3) устанавливаются границы затопления; 4) оцениваются изменения судоходных глубин; 5) устанавливаются границы активизации поперечных смещений русла; 6) определяется количество наносов, приносимых к плотине; 7) оценивается эффективность промывок водохранилища.

Рассмотрим методику А. В. Караушева. Расчет заиления водохранилищ по этой методике выполняется пофракционно на основе баланса наносов (в целом или по отдельным участкам). При этом учитывается изменение гидравлических характеристик, вызванное отложением наносов. Перед началом определяется условная заиляемость $t_y = W_0/V_p$, характеризующая отношение объема водохранилища (W_0) к объему среднегодового за многолетие стока наносов рек, впадающих в водохранилище V_p . Если она оказывается для больших водохранилищ более 200 лет, а для малых — более 50 лет, то расчет заиления на этом завершается. В остальных случаях расчет должен

уточняться с учетом выноса наносов в нижний бьеф и учетом изменений кривых подпора в процессе заиления.

Оценка сроков существования водохранилищ выполняется на основе расчета общего заиления. Расчет начинается с определения кривых подпора. Расчет кривой свободной поверхности, изменяющейся в процессе заиления, выполняется в тех случаях, когда в зону затопления попадают объекты хозяйственной значимости. Главная задача расчета — установить предельное положение кривой свободной поверхности, при котором уже может начаться сток наносов. Таким образом, построение кривой, необходимой для определения верхней границы заиленного участка, осуществляется обычным способом построения кривых подпора.

Следующая операция — вычисление параметров годового стока наносов. Для этого строится график связи $R=f(\bar{Q})$. С графика связи снимают значения расходов наносов R , соответствующие расходам воды \bar{Q} обеспеченностью 5, 50 и 95 %. Параметры годового стока наносов определяют по биномиальной кривой обеспеченности в зависимости от коэффициента скошенности. Затем определяется норма стока наносов R_0 и расходы наносов различной обеспеченности.

Для вычисления коэффициентов вариации стока взвешенных наносов рекомендуется формула Г. В. Лопатина $C_{vR} = \beta C_{vQ}$, где C_{vQ} — коэффициент вариации стока воды; β — параметр, принимаемый для равнинных рек равным 1,6, для горных — 3,3, а для промежуточных типов — 2,2.

Суммарный сток взвешенных наносов за m -летний период вычисляется по формуле $R_{0m} = R_0 m$, R_0 — средний многолетний сток взвешенных наносов.

Далее переходим к расчету средней мутности потока, отвечающей его транспортирующей способности \bar{S} . По А. В. Караушеву, $\bar{S} = \Gamma S_{взм}$, где Γ — гидромеханический параметр наносов; $S_{взм}$ — мутность взмыва; $S_{взм} = aE\bar{v}^2/H_c$ (где E — сводный параметр, зависящий от коэффициента Шези C и определяемый по графику; a — корректирующий множитель). При отсутствии измерений принимают $a=1$. Величина Γ выбирается в зависимости от того, каким образом задан состав наносов. Если используется только средняя гидравлическая крупность транспортируемых наносов, то Γ находится по стандартным таблицам в зависимости от коэффициента Шези C и параметра ψ , определяемого по формуле

$$\psi = \frac{\bar{\omega}}{v}, \quad (4.9)$$

где $\bar{\omega}$ — средняя гидравлическая крупность транспортируемых наносов.

Если оценивается транспорт наносов по фракциям, то по формулам или таблицам вычисляют частные значения Γ_i для отдельных фракций в зависимости от коэффициента Шези C и параметра ψ_i , определяемого для каждой фракции наносов по (4.9).

Когда гранулометрический состав донных наносов задан, предварительно выделяются содержащиеся в нем взвешенные фракции, определяется их общий процент и пересчитывается процентное содержание каждой фракции донных наносов по отношению к величине r . Пересчет проводится по формуле

$$p_{\text{взм } i} = \frac{100}{r} p_i,$$

где $p_{\text{взм } i}$ — процентное содержание i -й взвешиваемой фракции в составе взвешенной части донных наносов (наносов, подвергающихся взмыву); p_i — процентное содержание i -й фракции в донных наносах; r — общий процент взвешенных фракций в составе донных наносов. Проверка правильности расчета величины $p_{\text{взм } i}$ осуществляется по равенству

$$\sum p_{\text{взм } i} = 100$$

Следующая задача — определение верхней границы взвешивания фракции. Она устанавливается по формуле

$$\omega_{\text{п}} = v'_{\text{макс}} \approx \frac{3v}{\sqrt{N}}, \quad (4.10)$$

где $\omega_{\text{п}}$ — предельная гидравлическая крупность частицы, определяющая верхнюю границу крупности взвешиваемых фракций; $v'_{\text{макс}}$ — наибольшее значение вертикальной составляющей пульсационной скорости; N — безразмерная характеристика, определяемая по формуле $N = MC/g$. При $C \leq 60$ величина $M = 0,7 C + 6$, а при $C > 60$ $M = 48$. Гидромеханический параметр в этом случае следует вычислять по формуле

$$\Gamma = \sum_{i=1}^m \frac{p_{\text{взм } i}}{100} \Gamma_i,$$

где m — число взвешенных фракций.

При расчете заиления по фракциям вычисляется значение частот транспортирующей способности потока.

При заданном составе транспортируемых наносов

$$\bar{S}_i = \frac{p_{ср\ i}}{100} \bar{S}$$

\bar{S} — средняя мутность потока, отвечающая его транспортирующей способности.

Если известен состав донных наносов, то

$$S_i = \frac{p_{взм\ i}}{100} \Gamma_i S_{взм.}$$

Для рек с повышенной мутностью (Средняя Азия) можно рекомендовать формулу А. П. Гостунского

$$S \omega_{ср} = \alpha \frac{3 \cdot 3 \cdot 10^6 v^3}{C^3 H_c}. \quad (4.11)$$

Величина мутности определяется по заранее построенной связи $S = f(\omega_{ср})$, где $\omega_{ср}$ — средняя гидравлическая крупность взвешенных наносов; корректирующий множитель равен $\alpha = S/S_{выч} = R/R_{выч}$ (S и R — соответственно мутность и расход наносов, вычисленные по формуле при $\alpha = 1$).

Для расчета расхода влекомых наносов в зависимости от крупности последних рекомендуется применять формулы Г. И. Шамова (2.45), В. Н. Гончарова (2.43) или др.

После проведения перечисленных выше подготовительных расчетов выполняется расчет заиления за один год, после чего рассчитывается хронологический ход заиления. Для этого оценивается, какая часть годового стока наносов аккумулируется в водохранилище и какая часть пройдет водохранилище транзитом. Заиление за первый год эксплуатации оценивается на основании отдельно выполняемых расчетов отложений в водохранилище взвешенных и влекомых наносов. Этот расчет ведется по участкам, заранее выделенным в водохранилище. Расчет осаждения взвешенных наносов для отдельных интервалов времени и по отдельным трем-четырем фракциям выполняется по формуле

$$R_{ij} = \frac{\bar{p}_i}{100} R_i,$$

где R_i — сток наносов i -й фракции за расчетный интервал времени; \bar{p}_i — средний для расчетного интервала процент i -й фракции взвешенных наносов, осредненный по сечению; R_{ij} — сток наносов всех фракций за расчетный интервал времени.

Расчет заиления взвешенными наносами для расчетного интервала следует выполнять по формуле

$$R_{aj} = \sum_{i=1}^m R_{i \text{ нач } j} - Q_{\text{кон } j} \Delta t_j 10^{-6} \sum_{i=1}^m S_{i \text{ кон } j}, \quad (4.12)$$

где R_{aj} — весовое количество наносов всех фракций, отложившихся в водохранилище или на расчетном участке за время Δt_j ; $R_{i \text{ нач } j}$ — приток наносов i -й фракции за время Δt_j через начальный створ водохранилища, определяемый по хронологическому графику притока наносов или по данным расчета, выполненного для вышерасположенного участка; $Q_{\text{кон } j}$ — средний за время Δt_j расход воды через конечный створ водохранилища (створ плотины) или расчетного участка; $S_{i \text{ кон } j}$ — средняя за время Δt_j частная мутность i -й фракции в конечном створе водохранилища.

При расчете следует учитывать, что для периодов отсутствия сбросов воды из водохранилища отложение наносов всех фракций будет равно их поступлению через начальный створ водохранилища.

Величину $S_{i \text{ кон } j}$ можно вычислить по формуле Караушева для расчета изменения мутности по длине водохранилища

$$S_{i \text{ кон } j} = S_{i \text{ т } j} + (S_{i \text{ нач } j} - S_{i \text{ т } j}) l^{-\psi_i^* \Delta \bar{L}}. \quad (4.13)$$

Здесь $S_{i \text{ нач } j}$ — средняя частная мутность за интервал Δt_j в начальном створе; $S_{i \text{ т } j}$ — мутность, отвечающая частной транспортирующей способности потока (по содержанию i -й фракции), которая вычисляется по формулам:

$$S_{i \text{ т}} = \frac{\alpha_{ci}}{100} S_{\text{т}}, \quad S_{i \text{ т}} = \frac{\rho_{\text{взм } i}}{100} \Gamma_i S_{\text{взм}},$$

приведенным ранее; ψ_i^* — безразмерная величина, определяемая по равенству $\psi_i^* = \frac{\omega_i + k_i}{v}$, где k_i — параметр размерности скорости, равный $k_i = \frac{\omega_i \Gamma_i}{1 - \Gamma_i}$; $\Delta \bar{L} = \Delta L / \bar{H}_c$ — длина участка водохранилища, выраженная в относительных единицах; Γ_i — гидромеханический параметр i -й фракции наносов; \bar{H}_c — средняя глубина участка водохранилища для рассматриваемого отрезка времени Δt_j . При расчете не по участкам, а в целом по водохранилищу ΔL принимается равной его длине, а \bar{H}_c его глубине.

Для определения годовой аккумуляции взвешенных наносов следует просуммировать значения p_{aj} за расчетные интервалы времени: $p_{ar} = \sum_{i=1}^m p_{aj}$, где p_{ar} — количество взвешенных наносов

всех фракций, отложившихся в водохранилище (или на участке) за год, p_{aj} — то же за время Δt_j ; m — число расчетных интервалов в году. Расчет занесения водохранилища влекомыми наносами производится так же, как для взвешенных.

Для приближенной оценки количества отложившихся влекомых наносов допускается производить их расчет только для периодов половодья и ливневых паводков, когда поступает основная часть наносов крупных фракций. Принимается, что водохранилища с относительной емкостью $W > 0,15$ задерживают все крупные фракции наносов. Для водохранилищ на горных реках, где часто бывают промывы, надо учитывать также и количество наносов, сбрасываемых при этих промывах.

Таким образом, выполненный анализ методов расчета заиления и занесения водохранилищ свидетельствует о необходимости их доработки с целью повышения надежности и их упрощения без ущерба для точности.

4.4. Деформации берегов водохранилищ.

Вдольбереговые течения.

Развитие береговой отмели

и состояние предельного равновесия.

Методы расчета береговых деформаций

Переформирование берегов водохранилищ ветровой волной также, как русловой процесс, ведет к образованию четко выраженных морфологических элементов. Поэтому оно может рассматриваться вместе с русловым процессом, и подход к изучению переформирования должен быть таким же, как и при оценке русловых деформаций.

Значение рассматриваемого процесса весьма велико, так как на ряде водохранилищ в первые годы после их заполнения продукты разрушения берегов могут достигать 40—50 % от общего объема заполнения водохранилища.

Схему процесса переформирования берегов ветровой волной можно представить следующей.

Под действием ветрового волнения первоначально подтопленный берег водохранилища теряет устойчивость и начинает разрушаться. Процесс формирования берегов водохранилища делится на две стадии. Первая — интенсивный размыв коренного берега, в результате которого продукты размыва переносятся нормально к береговой линии. Крупные частицы отлагаются у самого берега, формируя береговую отмель, а мелкие выносятся в глубоководную часть водохранилища. Таким образом, из материала разрушения берега образуется пологая,

постепенно формирующаяся отмель. На этой отмели происходит частичное рассеяние волновой энергии, так как волны разрушаются. Переформирования берега продолжаются до тех пор, пока отмель не достигнет определенной ширины B_0 , достаточной для поглощения всей волновой энергии, способной разрушать береговую откос (рис. 4.4).

На второй стадии формирования берегов происходит выравнивание береговой линии под влиянием вдольбереговых течений, роль которых резко возрастает. На этой стадии береговая линия сохраняет значительную расчлененность и представ-

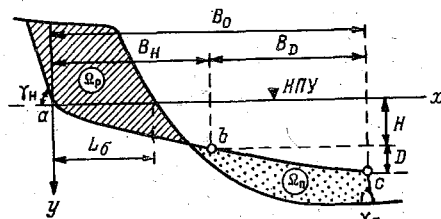


Рис. 4.4. Схема конечной стадии переформирования берега и его основные элементы.

Ω_p — объем разрушения, Ω_a — объем аккумуляции, ab — криволинейная часть профиля береговой отмели шириной B_H , bc — прямолинейная часть береговой отмели шириной B_D , B_0 — суммарная ширина береговой отмели, H — глубина размывающего действия волны при НПУ, D — сработка уровня воды в водохранилище, γ_n — угол наклона внешнего склона береговой отмели; $L_б$ — значения смещения бровки берега.

ляет собой чередование мысов и бухт, сопрягающихся короткими более или менее прямолинейными участками.

Еще в 1934 г. В. Г. Глушков отметил, что на длинном участке берега должны быть обратные течения, отводящие воды, поступающие при набегании волн. Все побережье он предложил разделить на участки, в средних частях которых наблюдается концентрированный приток воды к берегу, а на окраинных — обратные течения, отводящие воду. Места усиленного притока воды Глушков назвал фокусами действия прибой. Фокусы располагаются там, где береговая линия выступает в море. Наличие фокусов у мысов способствует их размыву и выносу продуктов размыва в обе стороны от мысов, что приводит к выравниванию береговой линии.

Вдольбереговые течения имеют наибольшую скорость, а следовательно, и наибольшую транспортирующую способность тогда, когда волна идет под углом к берегу и насыщенная наносами попадает на прямолинейный участок берега и откладывает часть (крупных) наносов, способствуя продвижению отмели в водохранилище. Однако значительную часть наносов эти течения уносят в глубь водохранилища, тем самым замедляя формирование отмели, способствуют большому разрушению берегов. Особенно неблагоприятные условия создаются при отрыве вдольбереговых течений от берега, что приводит к смещению зоны аккумуляции продуктов его разрушения в более глубокие места водохранилища.

Для прогноза береговых переформирований необходимы следующие исходные материалы:

- профили берегового склона, для которого делается расчет;
- профили дна водохранилища, ориентированные по четырем наветренным румбам и проходящие через расчетную точку береговой зоны;
- сведения о ветровом режиме рассматриваемого района водохранилища;
- сведения о режиме уровней воды в водохранилище за безледоставный период.

В настоящее время разработано большое количество методов расчета и прогноза деформаций берегов водохранилищ. Все эти методы приближенно можно разделить на две группы. К первой относятся более простые методы, не учитывающие вдольбереговые течения, а ко второй — более сложные, основанные на учете их воздействия на формирование отмели.

Поскольку детальный анализ методов расчета деформаций берегов водохранилищ выполняется в специальных курсах, рассмотрим здесь только методику Н. Е. Кондратьева, включенную в СНиП 163—83. Прогноз по этой методике строится следующим образом. Определяются расчетные характеристики ветра и волнения. Для этого используется Справочник по климату СССР, ч. III. Из него выбираются сведения о ветрах по ближайшей к расчетному створу метеостанции с учетом класса ее открытости (выбираются наименее защищенные станции). Вводится поправка на защищенность флюгера в соответствии с указанием Справочника (желательна постановка специальных наблюдений за ветром в расчетном створе для корректировки данных о ветре).

Из таблиц Справочника о повторяемости ветра p_w за каждый месяц используются данные по четырем румбам. Их следует пересчитать на сезонные повторяемости $p_{w c}$, относящиеся ко всему безледоставному периоду продолжительностью m полных или неполных (первый и последний) месяцев, по формуле

$$p_{w c} = \left(\sum p_w N_m \right) / \left(\sum N_m \right),$$

где N_m — продолжительность соответствующего полного или неполного месяца.

Производится переход ветрового режима водохранилища к волновому режиму участка по четырем наветренным румбам, выражающий в графической форме связь между скоростью ветра w и высотой волны h на подходе к зоне прибрежного мелководья. Расчет волновых характеристик выполняется для

расчетного уровня воды, равного НПУ. По волновым характеристикам береговой зоны в расчетном створе и сведениям о сезонной повторяемости ветра определяется обеспеченность высот волн p по каждому наветренному румбу.

Для перехода от повторяемости $p_{wс}$ и обеспеченности p , относящихся к интервалам Δh различной величины, к более общим характеристикам пользуются интерполяцией. Для большей надежности желательно пользоваться величинами $\lg P$. Обеспеченность больших высот волн малой повторяемости определяют экстраполяцией.

Получив для волн h_i повторяемость $p_{i\rho}$ отдельно по четырем румбам, определяют среднюю за безледоставный период

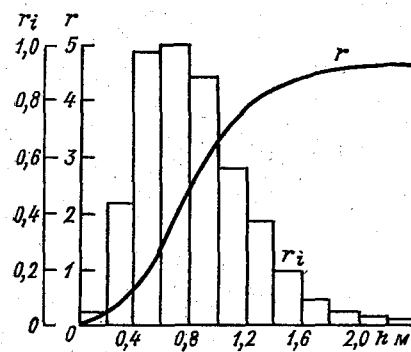


Рис. 4.5. Распределение относительной мощности по высоте волны r_i и интегральная кривая относительной мощности r .

мощность этих волн, суммированную по румбам и отнесенную к единице протяженности береговой линии. Она рассчитывается по формуле

$$R_i = 7,95N \sum h_i^{2,5} p_{i\rho} \cos \alpha_\rho,$$

где N — суммарная продолжительность безледоставного периода в часах ($N = \sum^m N_m$); $p_{i\rho}$ — повторяемость волн h_i румба ρ , %; α_ρ — угол, образованный лучом волны при соответствующем румбе ветра и нормалью к береговой линии.

Суммарная среднегодовая мощность всего диапазона волн равна

$$R = 7,95N \sum \sum h_i^{2,5} p_{i\rho} \cos \alpha_\rho.$$

В качестве расчетной волны h_0 принимают высоту, соответствующую поступлению к береговой отмели основной части (96—98 %) волновой энергии. Значение h_0 снимают с интегральной кривой относительной мощности волн (рис. 4.5).

Далее производится установление профиля устойчивой береговой отмели и определение предельного смещения линии

берега. Профиль устойчивой береговой отмели состоит из верхнего криволинейного участка (рис. 4.4) до глубины H , равной глубине размывающего действия волны расчетной высоты h_0 , и из прямолинейного участка, простирающегося от глубины H до глубины $H+D$, где D — сработка уровня водохранилища за безледоставный период. Она определяется по данным о режиме работы водохранилища.

Ось x устанавливается от расчетного уровня (НПУ) — начало координат в точке уреза при этом уровне. Ось y строится

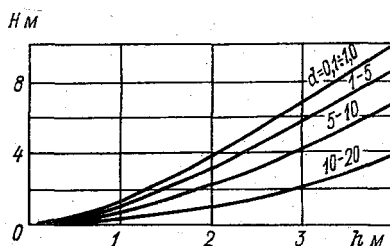


Рис. 4.6. Зависимость глубины размывающего действия волн (H) от высоты волны (h) при различной крупности донных наносов (d).

вертикально вниз, линию криволинейного участка строят по уравнению

$$x = ky^2 + (1/m_n)y.$$

Длина криволинейного участка B_H и прямолинейного B_D вычисляется по уравнениям:

$$B_H = kH^2 + (1/m_n)H$$

$$B_D = D [2kH + (1/m_n)].$$

Полную ширину устойчивой отмели (B_0) получают суммированием $B_0 = B_H + B_D$.

Коэффициент k определяют по формуле

$$k = (m_n - m_0) / 20m_n m_0,$$

где m_n — уклон пляжа (уклон линии профиля в точке уреза); m_0 — уклон отмели (уклон линии профиля на условной глубине). Значения m_n и m_0 определяются, исходя из фракционного состава грунтов разрушаемого берегового склона. Частицы крупности меньше 0,05 мм из расчета исключаются. Уклон отмели m_0 определяется по среднему диаметру 30 % наименее крупного материала, уклон пляжа m_n — по среднему из 10 % наиболее крупных фракций. Глубину размывающего действия волны H определяют по зависимости от высоты расчетной волны h_0 и крупности донных наносов на внешнем крае береговой отмели (рис. 4.6).

Уклон подводного берегового склона $\text{tg } \nu_n$ (рис. 4.4) рекомендуется принимать равным 0,5, а надводного — не следует брать более пологим, чем уклон берега в естественном состоянии. Положение профиля устойчивой отмели начального профиля получается путем совмещения их, с соблюдением условия $\Omega_a/\Omega_p = k$, где Ω_a — объем аккумуляции, Ω_p — объем разрушения начального склона, k — коэффициент аккумуляции, равный относительному содержанию в материале разрушения фракций, меньших 0,05 мм. Предельное смещение бровки берега равно расстоянию между положением точки уреза на исходном профиле и на профиле устойчивой отмели.

4.5. Русловые деформации в нижних бьефах гидроузлов

4.5.1. Общая схема русловых деформаций

Как уже указывалось, плотины гидроузлов, разделяя реки на верхний и нижний бьефы, коренным образом изменяют их естественный гидрологический режим. Наносы, поступающие в русла равнинных рек из их бассейнов, почти полностью осаждаются в верхних бьефах, а в нижние бьефы поступает осветленный поток, т. е. вода, практически не содержащая наносов. Это приводит к тому, что транспортирующая способность потока в нижних бьефах превышает расходы наносов, поступающие из верхних бьефов, что и является одной из основных причин деформаций размыва.

Более сложен процесс на горных реках, где водохранилища значительно быстрее заполняются наносами и последние начинают поступать в нижние бьефы. Особенно интенсивен этот процесс при промывах водохранилищ, что часто приводит к перенасыщению потоков в нижних бьефах наносами и, как следствие, к их отложению.

Существенное влияние на русловые процессы в нижних бьефах оказывает и регулирование стока водохранилищами, приводящее к уменьшению максимальных расходов воды и к увеличению минимального стока.

Рассмотрим общую схему русловых деформаций и других связанных с ними процессов, происходящих в нижних бьефах равнинных рек, а в последующих параграфах осветим более детально физические закономерности изменения структуры потоков и простейшие методы расчетов русловых деформаций.

В строительный и пусконаладочный периоды работы гидроузлов в руслах рек, стесненных перемычками, происходят интенсивные местные деформации размыва, обусловленные неблагоприятными гидравлическими условиями пропуска строитель-

ных расходов через недостроенные водопропускные сооружения, а также незавершенностью работ по креплению приплотинных участков нижних бьефов. Расходы наносов из-за размыва в этот период обычно значительно превышают транспортирующую способность потоков, что приводит к формированию перекаатов ниже сооружений, отметки гребней которых постепенно нарастают. При затухании процесса местного размыва рост переката замедляется, а его гребень смещается вниз по течению.

По окончании строительства гидроузла в нижний бьеф через турбины и водосливные отверстия поступает поток, имеющий очень высокие скорости, обусловленные сосредоточением сбросного фронта на ширине, значительно меньшей ширины естественного русла. Эти скорости существенно превышают неразмывающие для грунтов, слагающих русло нижнего бьефа, и не будучи погашены могут привести к глубоким и обширным размывам русла за сооружениями гидроузла, угрожающим его устойчивости. Поэтому применяют различные гасящие сооружения, создаваемые для уменьшения скоростей до бытовых значений и смещения зоны размыва подальше от сооружения. В лучших конструкциях гасителей средняя скорость потока на выходной кромке рисбермы близка к естественным скоростям при том же расходе. Но и в этом случае скорости потока могут оказаться больше допустимых критических.

Отсутствие поступления русловых наносов из водохранилища и способность потока транспортировать наносы приводят к тому, что поток начинает отбирать их местным размывом приплотинного участка реки, формируя воронку размыва непосредственно за рисбермой. Местный размыв происходит интенсивно лишь в начальный период времени. Затем по мере увеличения глубин и уменьшения донных скоростей он постепенно затухает и прекращается при достижении ими критических значений для данного грунта.

Дополнительным фактором, уменьшающим интенсивность и глубину размыва, является отмостка, наблюдающаяся практически на всех реках, русла которых сложены несвязными разнотернистыми грунтами. Процесс отмостки состоит в том, что мелкие частицы грунта вымываются и уносятся потоком, крупные оседают на дне, препятствуя его размыву.

После завершения или временной стабилизации процесса местного размыва за сооружениями осветленный поток начинает размывать русло нижнего бьефа, перемещая зону отложения наносов вниз по течению реки. Зона размыва перемещается вслед за зоной отложения, оставляя выше по течению участок более устойчивого русла. Устойчивость русла на этом

участке обусловлена увеличением глубин за счет размыва, приводящего к уменьшению скоростей потока, в том числе и донных.

Длина и глубины зоны общего размыва русла зависят от значительного числа факторов: геологического строения ложа, абсолютных и относительных размеров водохранилища, т. е. от соотношения его регулирующей призмы и объема годового стока, уклонов водной поверхности водотока и других причин. Зона размыва может распространяться на десятки, а иногда и сотни километров, прекращаясь при достижении базиса эрозии из-за подпора от ниже расположенного водохранилища, выхода трудноразмываемых в частности скальных, пород в русле реки, подпора от притоков или интенсивного поступления наносов из них и других причин, либо снижающих транспортирующую способность потока, либо увеличивающих поступление наносов в него.

При заполнении водохранилища наносами они начинают поступать в нижний бьеф, что приводит не только к уменьшению глубин и длины зоны размыва, но и к изменению направления деформаций, т. е. деформации размыва сменяются аккумуляцией наносов и увеличением отметок дна.

В процессе переформирования русел, обусловленного резким колебанием уровней воды из-за попускового режима работы ГЭС и поступлением осветленной воды, обычно наблюдается обрушение или оползание берегов (боковая эрозия). Приток наносов в русло за счет такой боковой эрозии значительно увеличивается, что приводит к увеличению заносимости перекатов. Однако зона боковой эрозии русла постепенно смещается вниз по течению, что в совокупности с другими факторами приводит к постепенной стабилизации участков русел, примыкающих к гидроузлам.

Русловые деформации в нижнем бьефе обычно сопровождаются изменением типа руслового процесса, наблюдавшегося в бытовых условиях. Плановые деформации, свойственные мандрирующим руслам, сменяются высотными — врезанием русел. Этому в значительной мере способствуют землечерпательные работы на перекатах судоходных рек, при проведении которых плёсовые участки используются для отвалов грунтов. В результате речные русла приобретают форму, близкую к форме каналов.

В руслах рек, не подпертых гидроузлами, наблюдаются просадки уровней, которые особенно четко прослеживаются при анализе кривых расходов воды, полученных за ряд лет. Так, по данным расчетов, выполненных А. Б. Векслером и В. М. Доненбергом, значения просадок на ряде участков рек Оби и Волги за период до 25 лет достигли 0,5—1,5 м.

Все указанные выше русловые деформации и сопровождающие их процессы особенно резко проявляются при пропуске па-

водков редкой обеспеченности. Уменьшение отметок уровней в нижнем бьефе приводит к снижению базиса эрозии притоков, русла которых также интенсивно размываются.

В качестве дополнительных факторов, оказывающих существенное влияние на русловые деформации в нижних бьефах гидрузлов, следует отметить:

— Особенности зимнего режима. При попусковом режиме работы ГЭС в нижних бьефах обычно образуется полынья, размеры которой определяются размерами попусков ГЭС и температурным режимом зимнего периода конкретного года. На нижней кромке полыньи при значительных попусках обычно образуются заторно-зажорные явления. При прорыве заторов и зажоров деформации размыва резко возрастают. Помимо этого, при движении волн попусков и особенно прорывов наблюдались, в частности в нижнем бьефе Красноярской ГЭС, зимние затопления пойм.

— Карьерные разработки с целью добычи песка и гравийно-галечникового грунта из русла, производимые для нужд строительного производства. Извлечение особенно крупных фракций грунта, не восполняемое в зоне общего размыва поступлением наносов с вышерасположенных участков, приводит не только к местному понижению дна водотока, но также интенсифицирует размыв дна выше и ниже карьера. Кроме того, карьерные разработки нарушают естественную отмостку русла, что способствует усилению его размыва и, как следствие, интенсивному снижению уровней, которое крайне неблагоприятно сказывается на работе водозаборов и других гидротехнических сооружений, расположенных в нижних бьефах.

— В местах впадения притоков происходит резкое увеличение отложений наносов на перекатах, обусловленное как задержкой и снижением пика паводков на реке-водоприемнике, так и увеличением уклонов водной поверхности притоков, что приводит к выносу притоками наносов повышенной крупности (по сравнению с бытовыми условиями). Все это приводит к росту отметок дна перекатов и к необходимости их разработки техническими средствами.

— На судоходных реках волны, образующиеся в результате движения судов, разрушают берега, изменяя тем самым форму русел и снижая интенсивность их размыва за счет дополнительных поступлений в русло продуктов размыва берегов.

4.5.2. Местный размыв нижнего бьефа

Общие положения. Одной из важных задач проектирования плотин регулирующих водохранилищ является определение размеров и формы местного размыва. Причинами местных размывов, возникающих в нижних бьефах водосбросных сооружений, являются увеличение размывающей способности потока из-за неполного гашения его избыточной энергии различного рода гасителями; сброса в нижний бьеф потока, практически не несущего русловых наносов; увеличения удельных расходов воды по сравнению с проектными условиями за счет неправильного маневрирования щитами на водосливах, приводящего к повышенной концентрации расходов воды на отдельных участках. Значение и форма местных размывов зависят от конструкции водопропускных сооружений, типа гасителей избыточной энергии и их местоположения, характеристик потока и свойств грунта, понижения уровня нижнего бьефа за счет общих размывов.

Методы расчета максимальных глубин воды в воронке размыва, ее длины, глубины размыва у конца жесткой рисбермы, длины участка нижнего бьефа за воронкой размыва, в пределах которого происходит успокоение потока до состояния, близкого к бытовому, существенно различны для размываемых и скальных грунтов.

Учитывая ограниченный объем учебника, в нем будут приведены лишь описания механизма водоворотной зоны, возникающей в воронке местного размыва, и методы расчета ее параметров для условий размываемого грунта.

Механизм потока в зоне местного размыва. Пространственная задача изучена недостаточно и в основном по данным лабораторных экспериментов. Исключением являются исследования ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, проведенные на четырех ГЭС по результатам пропуска паводков с большими отклонениями от проектных режимов, когда удельные расходы в 2—3 раза превышали расчетные. К тому же не все сооружения ГЭС были к этому времени построены.

Исследователи отмечают, что при пропуске расчетных расходов воды на коротких, ближайших к гидроузлу участках нижних бьефов при пространственных условиях их сопряжения удельные расходы воды могут значительно превышать аналогичные в конце рисбермы.

Отклонение режима потока от условий плоского течения обычно наблюдается в нижнем бьефе при сбросе воды относительно узким фронтом в широкое русло реки, при частичной работе водосливного фронта, а также при неравномерном распределении удельных расходов по длине водослива. Пропуск воды частью водосливного фронта приводит к образованию в ниж-

нем бьефе водоворотных зон по бокам транзитного потока. Эти зоны как бы сжимают транзитную струю и заставляют ее сужаться.

Сужение или расширение транзитного потока наблюдается только там, где внезапное расширение потока сочетается с трансформацией скоростей в вертикальной плоскости (области прыжка и резкого увеличения или уменьшения глубин). В случае же плавного расширения струй, когда глубины в узкой и широких частях потока одинаковы, изменения удельных расходов воды не отмечаются.

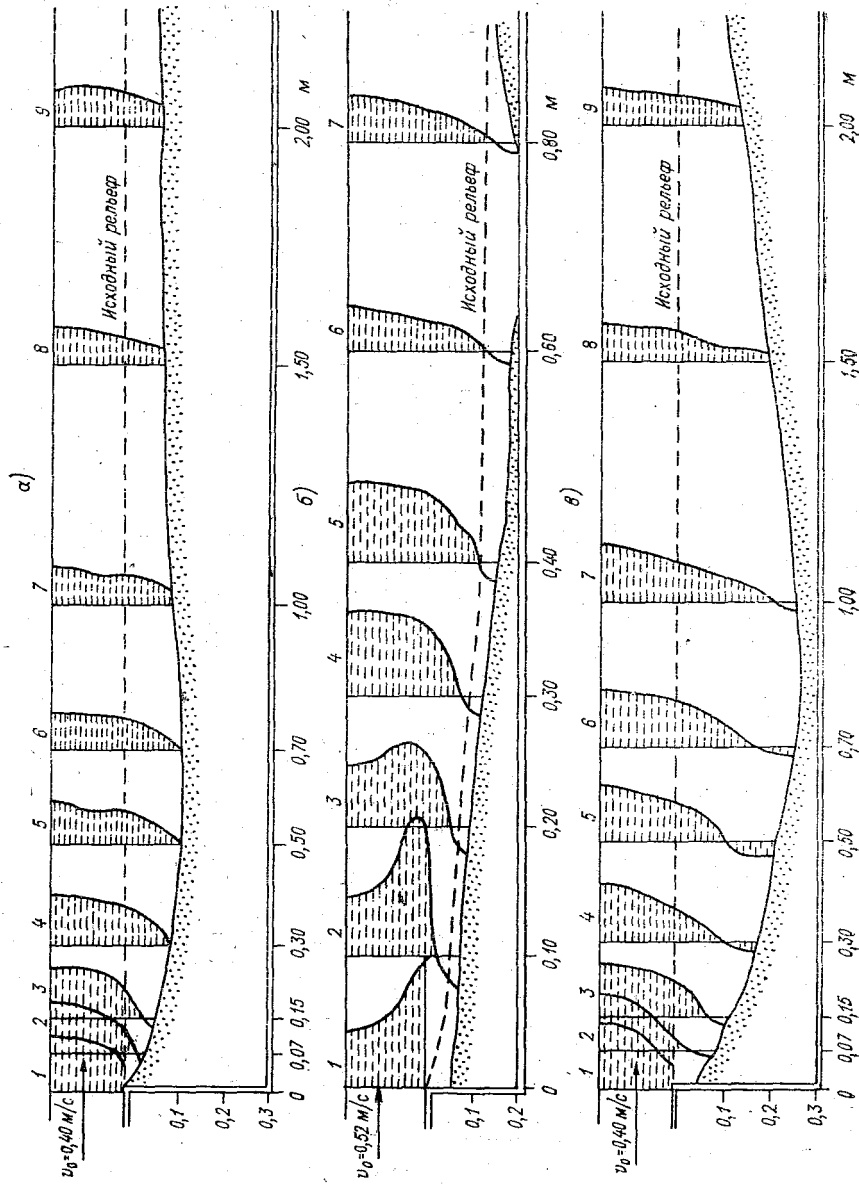
Ограничиваясь этими соображениями, перейдем к рассмотрению структуры потока в плоской задаче.

Распределение скоростей по глубине воронки местного размыва зависит от степени гашения энергии потока в пределах рисбермы, от формы последней и от очертания воронки размыва. В случае полного гашения избыточной энергии поток подходит к месту размыва с нормальной эпюрой скоростей, свойственной равномерному движению воды. При неполном гашении скоростей может наблюдаться либо поверхностный, либо донный режим. Основное отличие скоростей при этих режимах заключается в том, что при равномерном режиме потока валец над верховым откосом воронки размыва слабо развит и охватывает очень небольшую по длине и глубине зону потока (рис. 4.7, а). При поверхностном и донном режимах над верховым откосом развивается относительно мощный валец (рис. 4.7, б, в).

Важной закономерностью установленной экспериментальным методом, является фиксация положения вальца между рисбермой и максимальной глубиной в воронке размыва независимо от характера распределения скоростей в конце рисбермы. В то же время В. Н. Гончаров считает, что валец распространяется до конца воронки размыва, а между ним и транзитным потоком имеется непрерывно пульсирующий пограничный слой. Начинается этот слой у рисбермы, а заканчивается в месте сопряжения воронки размыва с зоной общего размыва нижнего бьефа (рис. 4.8).

Стабилизация воронки размыва обычно наступает после длительного воздействия потока. В лабораторных исследованиях, проводившихся при постоянных расходах воды и постоянных уровнях ниже зоны местного размыва, продолжительность экспериментов достигала 500 ч.

Структура потока в зоне размыва непрерывно изменяется и в значительной мере зависит от его начальной турбулизации. Так, К. С. Попова, по данным своих экспериментов, проведенных в диапазоне изменения удельных расходов воды $q = 0,212 \div$



$\div 0,853 \text{ см}^2/\text{с}$, построила графики распределения скоростей в различных створах воронки размыва (рис. 4.9), отмечая, что при большой турбулизации потока пограничный слой может распространяться на всю глубину потока. Она также считает, что в пределах турбулентного слоя в воронке размыва распределение скоростей неравномерное как по глубине потока,

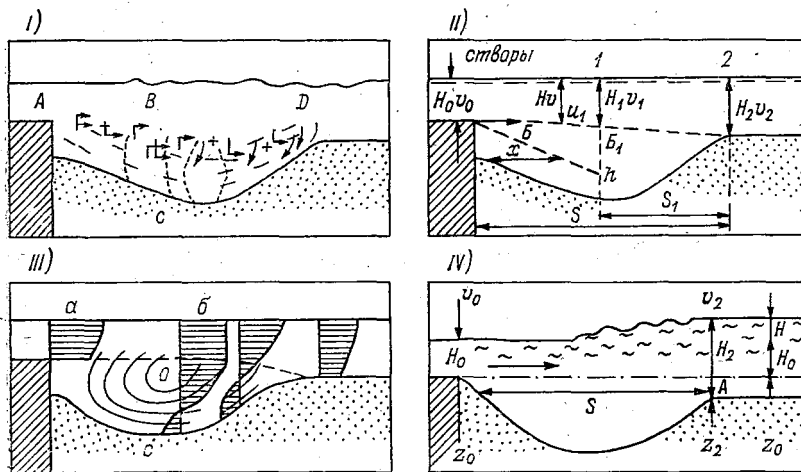


Рис. 4.8. Кинематическая структура потока в воронке размыва, по В. Н. Гончарову.

I — схема водоворота, крестами показана зона образования вихрей, *II* — схема размещения расчетных створов, *III* — эпюры скоростей, *IV* — схематическое изображение изменения уровней по длине воронки размыва.

так и вдоль него. Однако, если все эпюры скоростей на участке от рисбермы до конца водоворота представить в относительных координатах, то они совместятся в один универсальный профиль (рис. 4.10), который может быть описан зависимостью Шлихтинга

$$\frac{u - u'_0}{u'_0 - u_k} = (1 - \eta^{3/2})^2,$$

где u_k — максимальное значение скорости в водовороте, обратной по направлению основному потоку; $\eta = y/y_c$, где y — рас-

Рис. 4.7. Эпюры скоростей в воронке размыва.

a — при нормальном распределении скоростей в конце крепления, *b* — при донном режиме скоростей в конце крепления, *в* — при поверхностном режиме скоростей в конце крепления

стояние от поверхности до точки с расчетной скоростью u ; y_c — расстояние от точки, где $u = u_0' = 0,5(u_0' - u_K)$; u_0' — наибольшая пульсационная скорость.

Рассмотрим более детально характер распределения скоростей в воронке размыва. При равномерном движении потока

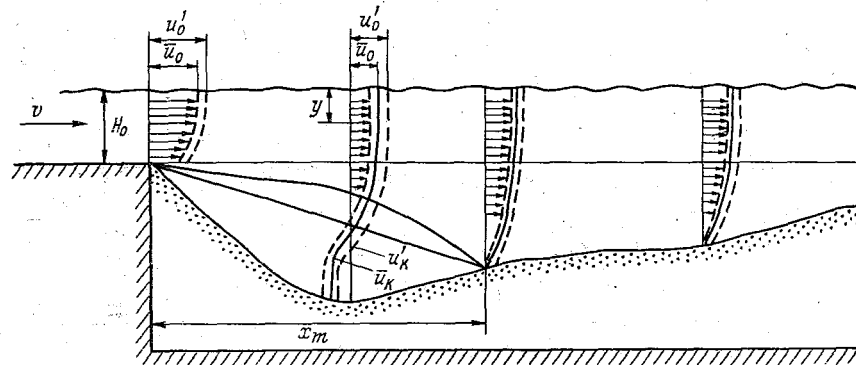


Рис. 4.9. Схема образования вальца и эпюры скоростей в воронке размыва, по К. С. Поповой.

сходящего с рисбермы, в воронке размыва между концом рисбермы и створом наибольшей глубины наблюдается сложная эпюра скоростей, сформировавшаяся под влиянием вальца, образовавшегося за рисбермой в результате отрыва струи

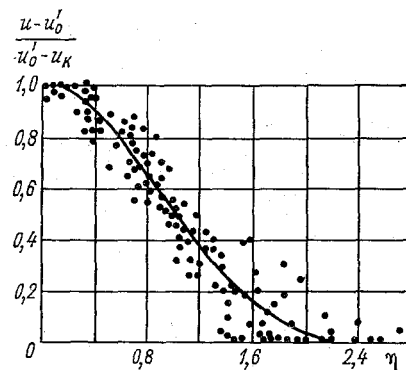


Рис. 4.10. Универсальный профиль относительных мгновенных скоростей.

(рис. 4.7 а). Скорости потока от поверхности плавно уменьшаются до нуля, а в придонной области изменяют направление на обратное. Ниже створа наибольшего размыва эпюра скоростей трансформируется в эпюру, которая хорошо описывается логарифмическим законом.

Существенно иной характер изменения скоростей в воронке размыва при донном режиме (рис. 4.7, б). Эпюра скоростей потока в конечном створе рисбермы сложно деформирована; максимум скоростей наблюдается у дна. Такой характер распределения скоростей сохраняется в транзитном потоке и в начальных створах воронки размыва, однако эпюра скоростей в этих створах под влиянием вальца еще больше усложняется. В ее нижней части наблюдаются скорости обратного направления.

Вниз по течению, вплоть до створа с максимальной глубиной размыва верхняя часть эпюры скоростей значительно трансформируется, приближаясь к их распределению, описываемому логарифмическим законом. Ниже этого створа эпюра выравнивается по всей глубине потока. Отрицательных скоростей нет, что объясняется отсутствием вальца в этой зоне.

При поверхностном режиме в конце крепления эпюра скоростей характеризуется наличием больших градиентов по глубине потока (рис. 4.7, в). Максимум скоростей находится на его поверхности. В воронке размыва так же, как и в двух предыдущих случаях, эпюра сложно трансформируется: в придонной области наблюдаются скорости обратного направления, обусловленные наличием вальца. Такой характер распределения скоростей сохраняется примерно до створа, где наблюдается глубина наибольшего размыва. Ниже этого створа эпюра скоростей выравнивается. Скорости по всей глубине потока имеют положительные значения.

Таким образом, при всех трех режимах движения потока в конце крепления в воронке размыва, непосредственно за рисбермой, возникает валец, простирающийся до створа с глубиной наибольшего размыва. Различия в эпюрах скоростей в воронке размыва при трех режимах потока обусловлены различием эпюр в конце крепления и размерами вальца на верховом откосе и в конечном итоге степенью гашения энергии потока на рисберме.

В. Н. Гончаров в процессе своих экспериментов наблюдал изменение направления движения транзитного потока, когда последний прижимался ко дну воронки размыва, выжимая из нее сформировавшийся там валец. Это явление кратковременное, но сопровождается интенсивным размывом дна и смещением глубины наибольшего размыва к рисберме. Над прижатым ко дну основным потоком возникает надвинутый прыжок (рис. 4.11). Его начальная кромка быстро продвигается к рисберме. Еще до того, как она достигнет рисбермы, транзитный поток отрывается от дна, отгоняет прыжок и вновь восстанавливается обычный режим сопряжения.

Расчет параметров воронки местного размыва. Как вытекает из приведенного выше, значения параметров воронки размыва зависят от большого числа определяющих факторов: скоростей потока, сходящего с рисбермы; грунтов, слагающих русло реки; вида применяемого крепления; степени гашения избыточной энергии потока и других факторов. Все это приводит к тому, что в настоящее время теоретическое решение задачи отсутствует, а имеется довольно много частных эмпирических формул, предложенных различными авторами.

Рассмотрим методику расчета, разработанную во ВНИИ им. Б. Е. Веденеева и рекомендованную для проектных расче-

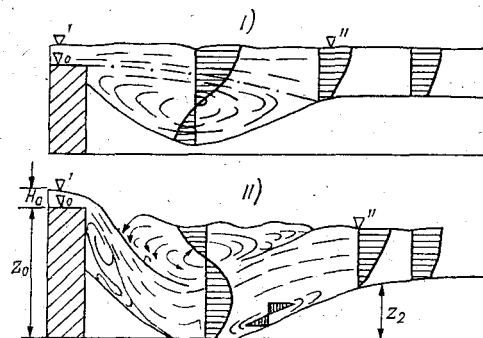


Рис. 4.11. Эпюры скоростей при поверхностном и донном режимах движения транзитного потока в воронке размыва, по В. Н. Гончарову. I — поверхностный режим, II — донный режим.

тов. Эта методика применима для расчетов местных размывов нескальных грунтов за рисбермами средненапорных плотин, заканчивающихся зубом или ковшом, при равномерном распределении расходов воды по ширине водосливного фронта и равенстве ширины отводящего канала ширине рисбермы.

Основной характеристикой стабилизированной воронки размыва является максимальная глубина потока, которая определяется по зависимости

$$H_p = k_1 \frac{q}{v_H} \quad (4.14)$$

Формулу (4.14) рекомендуется применять для определения максимальной глубины местных размывов как несвязных (однородных и неоднородных), так и связных грунтов. Коэффициент k_1 учитывает увеличение размывающей способности потока за счет повышения турбулентности, возникающей при сопряжении бьефов. Величина k_1 вычисляется по эмпирическим формулам, полученным на основании лабораторных данных, в зависимости от числа Фруда в конце рисбермы и от других параметров

$$k_1 = 0,87 + 3,25 Fr + 0,3M,$$

где $M = u_0'/v$ — параметр турбулентности в конце рисбермы или в ковше; u_0' — максимальная пульсационная скорость; F_r — число Фруда в конце рисбермы. Значение M также определяется по эмпирическим формулам в зависимости от длины крепления рисбермы и ряда параметров гидравлического прыжка.

Расчет критических неразмывающих скоростей для однородных грунтов рекомендуется выполнять по формуле Ц. Е. Мирц-

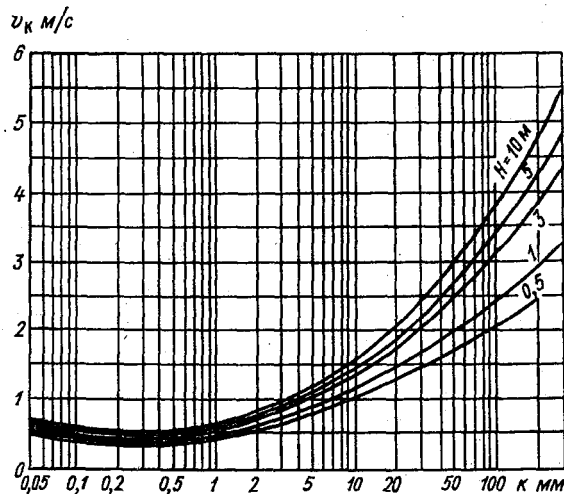


Рис. 4.12. График для определения неразмывающих скоростей для несвязанных грунтов в зависимости от крупности частиц и глубины потока.

хулава (2.20) или по графической зависимости, приведенной на рис. 4.12.

Для несвязных разнозернистых по крупности грунтов в равномерном потоке необходимо учитывать влияние отмостки. Расчет рекомендуется выполнять, если $k_5/k_{95} > 5$. Здесь k_{95} и k_5 — крупности частиц, мельче которых в смеси содержится 95 и 5% частиц. В качестве неразмывающих скоростей ($v_{отм}$) следует принимать средние скорости потока, при которых заканчивается естественная отмостка русла крупными частицами.

Глубина размыва в этом случае меньше рассчитанной по значению критической средней срывающей скорости (v_c), а расчетная скорость ($v_{отм}$) $> v_c$, ее рекомендуется определять по выражению

$$v_{отм} = \left[k_M^{(k_{кр}/H)^{0,75}} - 0,008 \frac{1 - k_M}{k_M} \lg \frac{H}{k_{кр}} \right] v_k, \quad (4.15)$$

где $k_m = (100 - p)/100$ — доля крупных частиц содержащихся в смеси; p — содержание частиц более мелких, чем частицы крупной фракции; $k_{кр}$ — расчетный размер крупных фракций наносов; v_k — средняя критическая скорость потока, для однородных грунтов определяемая по формуле (2.20).

Другой важной расчетной характеристикой является глубина размыва в конце жесткой рисбермы. При превышении ее критического значения необходимо выполнить ряд дополнительных работ по креплению рисбермы, в частности крупным камнем, в противном случае последняя может быть разрушена.

Глубину размыва в конце жесткой рисбермы (H_{pc}) рекомендуется определять по эмпирической зависимости

$$H_{pc} = h_0 \left[0,4 \frac{h_{кр}}{h_2} (1 + M) - 0,1 \right], \quad (4.16)$$

где $h_0 = q/v_n$ — глубина, соответствующая срывающей скорости; $h_{кр} = \sqrt[3]{\alpha q^2/g}$ — критическая глубина; h_2 — глубина в конце рисбермы.

Глубина за воронкой размыва определяется по формуле, аналогичной (4.14)

$$h_n = q/v_{k_1}. \quad (4.17)$$

В случае однородных несвязных грунтов в русле критическая скорость определяется по расчетной формуле (2.19) и сред-

Таблица 4.1. Расчетные крупности грунта, используемые для определения глубин за воронкой размыва

k , мм	ε_2	ε_3	k_p
$< 0,15$	20	6	k_c
$0,15 - 0,25$	25—35	6—10	k_s
$> 0,25$	55	15	k_p

ней крупности грунта. При наличии неоднородных грунтов в русле реки расчет выполняется также по формуле (4.17), но в качестве расчетной (k_p) принимается не средняя крупность, а крупность грунта, зависящая от относительного содержания в нем крупных частиц $\varepsilon_1 = (100 - p)/p$ и от степени неоднородности грунта, характеризуемой отношениями $\varepsilon_2 = k_s/k_{95}$ и $\varepsilon_3 = k_{кр}/k_{мк}$ (табл. 4.1). Здесь $k_{кр}$, $k_{мк}$ — средние крупности соответственно крупной и мелкой фракций; p — весовое содержание частиц, более мелких, чем частицы крупной фракции, %.

Значение $k_э$ рекомендуется определять при разбивке кривых гранулометрического состава наносов на 10 интервалов по формуле

$$k_э = \left(\frac{\sum_{i=1}^{10} k_i^x}{10} \right)^{1/x},$$

где $k_1 = \frac{k_0 + k_{10}}{2}$; $k_2 = \frac{k_{10} + k_{20}}{2}$; . . . ; $k_{10} = \frac{k_{90} + k_{100}}{2}$;
 $x = 4,0 - 2,8A$; $A = \frac{k_{100} - k_{кр}}{k_{100} - k_{мк}}$.

Расстояние от конца крепления рисбермы до створа с максимальной глубиной в воронке размыва (l_p) определяется по габл. 4.2.

Таблица 4.2. Относительные расстояния l_p/h_p от конца крепления до створа максимального размыва

u'_0/v_{k_1}	0,05	0,1	0,15	0,2	0,3—0,8
l_p/h_p	5,5	5,0	4,5	3,8	3,5

Примечание. $v_{k_1} = q/h_k$ — скорость, соответствующая критической глубине; u'_0 — максимальная пульсационная скорость в конце крепления.

Таким образом, расчет параметров местного размыва выполняется по эмпирическим формулам; степень надежности которых определяется физическим обоснованием рабочей гипотезы, количеством и качеством экспериментов и значением диапазона изменения определяющих параметров в них.

4.5.3. Методы расчета деформаций русел в нижних бьефах гидроузлов

После относительной стабилизации воронки местного размыва осветленный поток, поступающий с рисбермы в нижний бьеф, практически не захватывает частиц наносов из воронки размыва. Его скорости при этом больше критических неразмывающих, что приводит к общему размыву нижнего бьефа и, как следствие, к увеличению глубин до значений, при которых средние скорости потоков становятся равными критическим неподвигающим. Зона размыва при этом постепенно смещается вниз по течению реки.

Увеличение глубин в нижнем бьефе обычно сопровождается уменьшением сопротивлений движению потоков и, как след-

стве, понижением уровней. Это приводит к увеличению уклонов водной поверхности потока в зоне местного размыва и следовательно к увеличению скоростей транзитного потока, к активизации процесса местного размыва, к увеличению глубин и других параметров воронки размыва. Это в свою очередь приводит к дальнейшему увеличению глубин ниже воронки размыва и к еще большему понижению уровней, а следовательно, и к дальнейшему увеличению уклонов водной поверхности. Как указывалось, процесс размыва будет продолжаться длительное время, пока на него не окажут воздействие такие факторы, как достижение базиса эрозии, выходы коренных, трудноразмываемых пород, вынос крупных наносов притоками и другие факторы, либо увеличивающие поступление наносов в русло реки либо препятствующие его размыву.

Для ряда водопотребителей (гидроэнергетика, водозаборы, судоходство, мостовые переходы и т. д.) необходим прогноз деформации русла для обеспечения нормальной эксплуатации как самого гидроузла, так и других водохозяйственных объектов, расположенных в нижнем бьефе. Поэтому рассмотрим методы расчета и прогноза русловых деформаций и понижений уровней воды в нижних бьефах речных гидроузлов. Эти методы могут быть разделены на две группы: гидроморфологические и гидродинамические.

Гидроморфологические методы основаны на гидроморфологическом подходе к теории русловых процессов и на корреляционных гидроморфологических зависимостях между гидравлическими характеристиками потоков, морфометрическими характеристиками русел и пойм и характеристиками грунтов, их слагающих. Как правило, эти зависимости получают на основе исходной информации об участке реки, находящемся в бытовом режиме, на котором проектируется гидроузел, или о его аналоге по типу руслового процесса и другим параметрам. Последующий расчет осуществляется на основе предположения о том, что под воздействием регулирования стока образуется новый руслоформирующий расход и, как следствие, под его воздействием формируется новое русло.

Гидродинамические методы основаны на решении системы уравнений одномерной модели взвесенесущего руслового потока, замыкаемой с помощью тех или иных допущений, и эмпирических зависимостей.

По строгости теоретического обоснования и отражению физической сущности явлений, определяющих русловые процессы на данном этапе развития более предпочтительными являются методы гидродинамического направления. Однако эти методы не учитывают многих специфических особенностей русловых процессов, в частности, особенностей морфологического строения русла и пойм на расчетном участке. Гидроморфологиче-

ские методы, хотя и уступают гидродинамическим в части физической обоснованности, но в то же время довольно полно учитывают специфику особенностей морфологического строения русел и пойм на расчетном участке и в ряде случаев могут быть весьма эффективными. Противопоставление этих методов на данном этапе их развития нецелесообразно, так как они дополняют друг друга. Поэтому дальнейшие проработки по этой проблеме необходимо направить на разработку теории русловых деформаций, происходящих под влиянием гидроузлов, объединяющей положительные стороны обоих направлений.

Гидродинамические методы расчета деформаций русел в нижних бьефах гидроузлов, сложенных несвязными грунтами.

Используемая в методах гидродинамического направления система основных уравнений в наиболее общем виде весьма громоздка. Ее решение представляет серьезные, а в некоторых случаях непреодолимые трудности ввиду значительной сложности процесса русловых переформирований и зависимости его от большого числа факторов. Эта система существенно упрощается при рассмотрении русловых потоков, насыщенные которых наносами характеризуется малой концентрацией (не превышающей 1—1,5 %) и в предположении равенства скоростей поступательного движения наносов и воды.

В качестве примера рассмотрим систему уравнений для бесприточного участка, предложенную А. Б. Векслером:

$$\frac{1}{g} \frac{\partial (\alpha'v)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\alpha_R v^2}{2g} + y_n + h \right] + \frac{\alpha_S v \rho_1 q_S}{\rho g F} = I, \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial [F(1-S)]}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0, \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial (FS)}{\partial t} + \frac{\partial Q_S}{\partial x} = q_S, \quad (4.20)$$

$$\rho_1 q_S = \rho_r \frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{(\partial y_n)/(\partial t)} = 0. \quad (4.21)$$

Здесь и далее приняты следующие условные обозначения: y_n и y_n — отметки дна и свободной поверхности потока; $h = y_n - y_d$ — глубина потока; $Q = \alpha_R (1-S) VF$ — расход воды; $Q_S = \alpha_S SVF$ — расход наносов; S — концентрация наносов; α_S — корректив расхода наносов, учитывающий неравномерность распределения местных концентраций наносов по живому сечению; q_S — расход на единицу длины потока, соответственно притока или оттока наносов, происходящего при массообмене ими

между потоком и руслом; ρ_1 и ρ_r — плотность соответственно наносов и грунта, слагающего русло реки; x — продольная координата; I — уклон трения.

При решении системы уравнений (4.18) — (4.21) в качестве начальных условий (при $t=0$) должны быть заданы геометрические и гидравлические характеристики руслового потока на всей длине исследуемого бьефа. Необходимыми (но не достаточными) граничными условиями в начальном створе (створе гидроузла, $x=0$) должны быть гидрографы сброса в нижний бьеф расходов воды и наносов.

Для реализации приведенной системы уравнений, описывающих в наиболее общей постановке задачу расчета деформаций русла, требуется установление расхода q_s , входящего в зависимости (4.20) и (4.21) и определяющего массообмен наносами между потоком и руслом.

В большинстве методов расчета русловых деформаций нижних бьефов гидроузлов решение системы уравнений (4.18) — (4.21) осуществляется с помощью ряда допущений. Рассмотрим эти допущения (по А. Б. Векслеру, В. М. Доненбергу).

Наиболее сложный и малоизученный вопрос о массообмене между потоком и руслом решается, как правило, с помощью допущения I о равенстве стока наносов при зарегулированном и незарегулированном режимах реки, либо о соответствии расхода наносов Q_s транспортирующей способности потока G . Принятие этого допущения может привести к погрешностям, которые трудно оценить без сопоставления с данными натурных наблюдений.

Вторым, впервые четко сформулированным М. А. Великановым, является допущение о пренебрежимо малом влиянии нестационарности концентрации наносов на деформации русла по сравнению с влиянием изменения расходов наносов по длине потока. Это, наиболее часто применяемое допущение приводит к тому, что в уравнениях (4.19), (4.20) или (4.18), (4.21) член $\partial(FS)/(\partial t)$ приравнивается нулю. При этом нарушается взаимосвязь баланса массы обеих сосуществующих в потоке фаз и по существу утверждается формальная независимость уравнений (4.19) и (4.20), что, хотя и приводит к нестрогости математической модели рассматриваемого процесса, является тем не менее удобным для применения сравнительно простого математического аппарата.

Как правило, оба допущения (I и II) принимаются одновременно, а уравнения (4.20) и (4.21) заменяются одним уравнением, называемым различными авторами или уравнением баланса наносов, или уравнением деформации русла:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = \frac{\rho_r}{\rho_1} \frac{\partial F}{\partial s} \Big|_{(\partial y_n)/(\partial t)} = 0. \quad (4.22)$$

При схематизации живого сечения русла в виде прямоугольника с площадью $F=Bh=B(y_n-y_n)$, где B — ширина русла, справедливо равенство

$$\frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{(\partial y_n)/(\partial t)=0} = h \frac{\partial B}{\partial t} + B \frac{\partial h}{\partial t}.$$

Обычно с целью упрощения как самих уравнений, так и последующего их решения принимается III допущение о возможности пренебречь изменением площади живого сечения за счет изменения ширины

$$\left(h \frac{\partial B}{\partial t} \ll B \frac{\partial h}{\partial t} \right).$$

Это допущение справедливо для весьма широких русел ($h \ll B$ при $\frac{\partial B}{\partial t} \approx \frac{\partial y_n}{\partial t}$) и для русел с трудноразмываемыми берегами

$$\frac{\partial B}{\partial t} \ll \ll \frac{\partial y_n}{\partial t}.$$

Одновременное использование трех допущений позволяет привести уравнение (4.20) к виду

$$\frac{1}{B} \frac{\partial Q_S}{\partial x} = - \frac{\rho_r}{\rho_l} \frac{\partial y_n}{\partial t}, \quad (4.23)$$

наиболее часто применяемому в рассмотренных ниже методах.

Перейдем к рассмотрению конкретных методов расчета деформаций русел в нижних бьефах гидроузлов. Большинство известных в настоящее время методов расчета преобразует систему уравнений (4.18)–(4.21) с помощью различных допущений и предположений, степень обоснованности и глубина проработки которых является отличительной особенностью того или иного метода.

В первую очередь рассмотрим методы, предложенные И. И. Леви, которые являются наиболее показательными с точки зрения используемых допущений и аналитических средств. Он использует систему одномерных уравнений гидравлики неустановившегося потока (Сен-Венана)

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_x v^2}{2g} + y_n + h \right) = -I_f, \quad (4.24)$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0, \quad (4.25)$$

дополненную уравнением баланса наносов (4.23).

В первом методе Леви упрощение этой исходной системы осуществлено введением следующих дополнительных допущений:

— Допущение IV — пропуск в нижний бьеф постоянного за расчетный промежуток времени расхода воды, что соответствует замене уравнения неразрывности жидкой фазы (4.25) уравнением

$$Q = \text{const.} \quad (4.25')$$

— Допущение V — отметки дна y_d и глубины h потока предполагаются непрерывными функциями продольной координаты x .

— Допущение VI — русло предполагается сложенным на большую глубину однородным по длине расчетного участка материалом. После преобразований системы уравнений (4.24), (4.25) Леви приводит ее решение к решению системы уравнений в дифференциальных характеристиках, численное интегрирование которых позволяет получить зависимости изменения во времени отметок дна $y_d = y_d(t)$ в соответствующих сечениях $x = x(t)$. Уравнения (4.24) и (4.25) названы Леви уравнениями медленно изменяющегося потока, поскольку его неустановившийся характер обусловлен только деформацией русла при постоянном расходе воды.

Отметим, что допущение о постоянстве расхода воды эквивалентно предположению о неизменности живого сечения потока во времени $\partial F / \partial t = 0$. При использованном допущении III это означает, что уровни свободной поверхности в точности следуют за деформацией дна, что в свою очередь может иметь место главным образом при бурном режиме потока.

Второй метод Леви, предложенный им для спокойных потоков, основан на дальнейшем упрощении исходной системы уравнений введением еще двух допущений:

— Допущение VII о пренебрежимо малом значении члена $\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$ в уравнении (4.18); по существу это допущение не может рассматриваться как самостоятельное, поскольку оно непосредственно следует из допущения IV; действительно, при $Q = \text{const}$ $\frac{\partial F}{\partial t} = \frac{\partial(Q/v)}{\partial t} = -\frac{Q}{v^2} \frac{\partial v}{\partial t}$, а так как $\partial F / \partial t = 0$, то и $\partial v / \partial t = 0$; при этом уравнение (4.24) принимает вид:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^3}{2g} + y_d + h \right) = -I_f; \quad (4.24')$$

— Допущение VIII о неизменности уровня свободной поверхности воды за расчетный промежуток времени, т. е. $\partial y_{\text{п}} / \partial t \approx 0$. Этим допущением накладывается ограничение на выбор расчетных интервалов времени, которые не должны быть слишком велики, чтобы погрешности от замены уравнений (4.24)

и (4.25) уравнениями (4.24') и (4.25') не превосходили заданной точности расчета.

Строго говоря, допущения VII и VIII противоречат друг другу. Это видно из того, что допущение VII предполагает неизменность живого сечения в процессе деформации, т. е. при $h\partial B/\partial t=0$ (допущение III) $\partial y_{п}/\partial t=\partial y_{д}/\partial t$, в то время как согласно допущению VIII предполагается $\partial y_{п}/\partial t\approx 0$ при $\partial y_{д}/\partial t\neq 0$. С уменьшением продолжительности расчетного интервала времени влияние этого противоречия на результаты расчета ослабляется.

Решение уравнений (4.23), (4.24) и (4.25), преобразованных в дифференциальное уравнение в частных производных первого порядка

$$\frac{\partial y_{д}}{\partial x} + F_1 \frac{\partial y_{д}}{\partial t} = -F_2, \quad (4.26)$$

И. И. Леви сводит к интегрированию вспомогательной системы обыкновенных дифференциальных уравнений в симметричной форме

$$\frac{dx}{1} = \frac{dt}{F_1} = -\frac{dy_{д}}{F_2}, \quad (4.27)$$

из которой следует:

$$t + c_1 = \int F_1 dx, \quad (4.28)$$

$$t + c_2 = - \int \frac{F_1}{F_2} dy_{д}. \quad (4.29)$$

Нахождение корней системы (4.28), (4.29) осуществляется графоаналитическим способом.

В уравнениях (4.26) — (4.29) приняты следующие обозначения:

$$F_1 = \frac{\rho_{г}(h^3 - h_{кр}^3) B}{\rho Q h f'_v(h)}; \quad F_2 = i_f; \quad h_{кр} = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{g B^2}}$$

— критическая глубина потока; $f'_v(h) = \partial f(h)/\partial v$, $f(h)$ — функция, определяемая используемой в расчетах формулой транспортирующей способности потока $g_v = \rho_1 g B f(v) = \rho_1 g Q f(h)$, c_1 и c_2 — некоторые функции независимых переменных x и t . Связь между c_1 и c_2 находится из начальных условий.

Отсутствие авторских рекомендаций по учету осветления потока вследствие задержки наносов водохранилищем в рассмотренных методах Леви и других авторов сильно затрудняет проведение расчетов русловых переформирований в нижних бьефах по этим методам, требует принятия расчетчиком воле-

вых решений, которые в конечном итоге могут идти в разрез с общими аналитическими построениями авторов.

Основные положения некоторых известных в настоящее время методов расчета деформаций русла (Тиннэй, Комура и Саймонс, В. А. Скрыльников, Аксой и др.) имеют много общего с аналитическими приемами второго метода Леви. Отличия касаются главным образом рекомендаций по определению транспортирующей способности потока, способов учета разнородности грунта и пропуска наносов в нижний бьеф.

Система уравнений (4.23), (4.24') и (4.25') используется в качестве исходной в подавляющем большинстве существующих в настоящее время методов расчета деформаций русла. При этом все отмеченные выше несоответствия, связанные с использованием допущений IV—VIII, не устраняются, как не устраняется и нестрогость математической модели явления, заключающаяся в совместном рассмотрении уравнений (4.24'), (4.25') гидравлики потока в недеформируемом русле с уравнением (4.23), характеризующим деформацию русла.

Применение конечно-разностного подхода (иногда его называют балансовым) к решению уравнения деформации русла предполагает разбивку расчетного бьефа на участки, характеризующиеся либо незначительным изменением гидравлических и геометрических параметров, что позволяет осреднить эти параметры по длине и считать участок призматическим, либо однонаправленным изменением этих параметров, позволяющим применить линейный закон их изменения в пределах участка. Расчетный гидрограф при этом схематизируется разбивкой на ступени с постоянным расходом в течение более или менее продолжительного интервала времени. Конечно-разностные методы, предложенные различными авторами, отличаются друг от друга в основном рекомендациями по определению транспортирующей способности потока, по назначению длин расчетных участков и продолжительности расчетных интервалов времени. При этом конечно-разностный подход к решению задачи переформирования русла делает ненужным использование допущения V и несколько ослабляет значение допущения VI в части возможности учета изменения характеристик грунта по глубине.

Одним из наиболее часто употребляемых в настоящее время методов расчета является метод К. И. Россинского и И. А. Кузьмина, нашедший особенно широкое применение в Гидропроекте имени С. Я. Жука. В основе этого метода лежит решение уравнения (4.23), записанного в конечных разностях, с использованием уравнений (4.24') и (4.25'), причем уравнение (4.24') упрощается (допущение IX) и приводится к формуле Шези—Маннинга

$$v = \frac{k^{2/3} I^{1/2}}{n}, \quad (4.30)$$

где $I = -\partial y_{\text{п}}/\partial x$. Расчет изменения отметок свободной поверхности выполняется по формуле

$$\Delta y_{\text{п}}(t+\Delta t) = \Delta y_{\text{п}} t \left(\frac{h_{\text{с}t}}{h_{\text{с}}(t+\Delta t)} \right)^{10/3},$$

где $\Delta y_{\text{п}}$ — падение уровня воды на длине Δx расчетного участка; $h_{\text{с}}$ — средняя глубина потока на участке; n — коэффициент шероховатости; индексы t и $(t+\Delta t)$ имеют величины $\Delta y_{\text{п}}$ и h , относящиеся соответственно к начальному (t) и конечному ($t+\Delta t$) моментам расчетного интервала времени.

В отличие от многих других гидродинамических методов, в методе Россинского и Кузьмина предполагается использова-

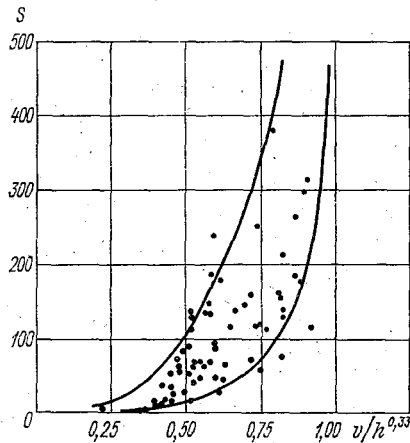


Рис. 4.13. График зависимости средней мутности (руслоформирующих фракций) от величины $v/h^{0,33}$.

ние данных гидрометрических наблюдений для назначения зависимости между расходом наносов и гидравлическими параметрами потока. В качестве величины, определяющей расход наносов, авторы, следуя рекомендациям Великанова, принимают $v/h^{0,33}$. На основании данных о содержании в потоке руслоформирующих фракций, т. е. фракций, представленных в составе донных отложений, авторы строят кривые мутности потока $S = f(v/h^{0,33})$, ограничивающие сверху и снизу поле наблюденных точек. Представляя указанную связь в виде двух кривых (рис. 4.13), К. И. Россинский и И. А. Кузьмин полагают, что в условиях размыва эта связь отличается от таковой в условиях отложения наносов, так как в процессе переформирования речного русла происходит изменение гранулометрического состава верхнего слоя донных отложений. Размыв ложа сопровождается выносом относительно мелких частиц и укрупнением

состава отложений, в результате чего происходит самоотмстка, и фактическое содержание наносов в потоке оказывается меньше того, которое возможно при данных гидравлических условиях. Напротив, в процессе отложений наносов в потоке остается то предельное количество наносов, которое соответствует полной насыщенности потока, т. е. его транспортирующей способности.

Таким образом, верхняя ветвь зависимости $S = f(v/h^{0,33})$ принимается авторами как ветвь отложений, а нижняя — как ветвь размыва. В соответствии с этим при проведении расчета для данного створа значение S принимается либо по верхней, либо по нижней кривой в зависимости от того, уменьшается или увеличивается в этом створе параметр $v/h^{0,33}$. Такой подход к определению мутности S , а через нее и расхода наносов $Q_s = SQ$, позволяет считать, что Россинскому и Кузьмину удалось в известной степени отказаться от использования допущения I.

Основные предпосылки, положенные в основу метода Россинского и Кузьмина, получили дальнейшее развитие в работах Кузьмина и Викуловой, предложивших способ учета боковой эрозии. С этой целью уравнение деформации русла (4.22) было представлено в полном виде, т. е. без использования допущения III

$$\frac{\rho_1}{\rho_r} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = h_{\text{бр}} \frac{\partial B}{\partial t} - B \frac{\partial y_d}{\partial t}, \quad (4.31)$$

а интенсивность боковой эрозии определялась эмпирически установленным соотношением

$$h_{\text{бр}} \frac{\partial B}{\partial t} = k_1 \frac{Q_s}{B}, \quad (4.32)$$

где $h_{\text{бр}}$ — глубина от дна до уровня бровок. Коэффициент k_1 зависит от типа грунтов, слагающих дно и берега русла, и изменяется от 0,05 в случае однородных среднезернистых грунтов до 0,01—0,005 в случае мелкозернистых заиленных песков. Дополненная таким образом система исходных уравнений позволяет решать задачу расчета русловых переформирований с учетом боковой эрозии.

Помимо метода Россинского и Кузьмина, в проектной практике иногда используется метод Караушева, также основанный на решении в конечных разностях уравнения деформации русла. Определение расхода наносов осуществляется в этом методе с помощью предложенной формулы транспортирующей способности (см. допущение I). Метод снабжен рекомендациями по выбору длин расчетных участков и продолжительности расчетных интервалов времени, достаточно прост и удобен при проведении расчетов, особенно в тех случаях, когда объем ма-

териалов натуральных наблюдений за стоком наносов исследуемой реки оказывается недостаточным, а движение наносов происходит преимущественно во взвешенном состоянии.

Кроме методов, в которых определение деформаций русла осуществляется путем интегрирования при тех или иных допущениях полной системы дифференциальных уравнений наносонесущего потока с деформируемыми границами, имеется ряд приближенных методов, в которых для расчета деформаций русла осветленным в водохранилище потоком исходное русло схематизируется в виде призматического канала шириной B , а уравнение баланса наносов применяется в форме, являющейся интегралом уравнения (4.23) по длине зоны размыва

$$\frac{\rho_r}{\rho_1} dW = G_{S_0} dt, \quad (4.33)$$

где dW — объем размытого грунта за время dt ; G_{S_0} — транспортирующая способность потока за пределами зоны размыва, в которой движение предполагается равномерным, а насыщение потока наносами — соответствующим его транспортирующей способности.

В виде (4.33) уравнение баланса наносов используется в третьем методе Леви, предложенном им для предварительной оценки понижения уровня нижнего бьефа, и в методе Гончарова. Система допущений, используемых в этой группе методов, дополняется допущением X об установлении в начальном створе зоны размыва глубины h_1 , соответствующей неразмывающей (Леви) или срывающей (Гончаров) скорости и сохранении этой глубины в течение всего времени общего размыва. Следствием принятия этого допущения является устанавливаемое после первоначального размыва и достижения глубины равенство понижения отметок дна свободной поверхности в створе гидроузла: $\Delta y_n = \Delta y_d = \Delta y$.

И. И. Леви считает допустимым в первом приближении назначать профиль размытого дна в виде прямой линии с обратным уклоном (рис. 4.14) и исходя из этого определяет объем размыва, распространяющегося к моменту времени Δt , исчисляемому с момента пуска гидроузла в эксплуатацию, до створа, удаленного от гидроузла на расстояние x , по выражению

$$\Delta W = \frac{B}{2} [(h - h_0)(l - l_1) + \Delta y l], \quad (4.34)$$

где h_0 — первоначальная глубина потока в створе гидроузла; l_1 — длина участка местного размыва ($l_1 = 200 \div 500$ м); Δy — понижение уровня воды в створе гидроузла, определяемое из уравнения (4.24'). Время Δt , необходимое для размыва, спре-

деляется подстановкой (4.34) в уравнение (4.33), записанное в конечных разностях.

Несмотря на непритязательность третьего метода Леви и кажущуюся его грубую приближенность, он получил распространение в проектной практике, благодаря своей простоте и наглядности. При скудной информации о расчетном русле, которой, к сожалению, часто приходится ограничиваться, названные преимущества становятся решающими, тем более, что

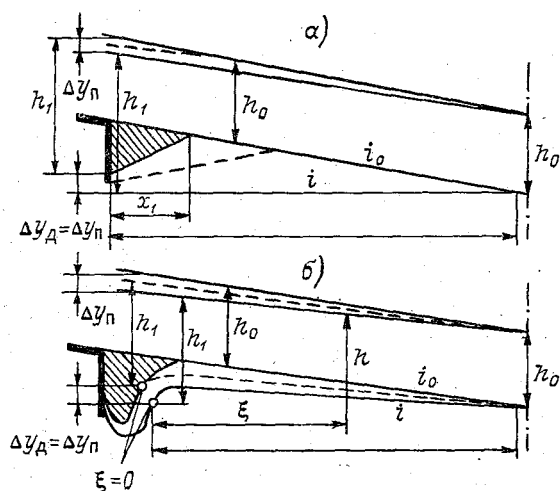


Рис. 4.14. Схема распространения общего размыва русла в нижнем бьефе, принимаемая в третьем методе И. И. Леви (а) и в методе В. Н. Гончарова (б).

в этом случае схематичность и приближенность метода приводятся в соответствие с ограниченностью и приближенностью исходных данных.

В. Н. Гончаров, используя исходную систему уравнений (4.25), (4.24'), (4.25'), после некоторых преобразований, сводящихся к подстановке уравнения (4.33) и (4.23) и последующей аппроксимации ряда выражений, получил уравнение мгновенного профиля дна (рис. 4.14 б) с учетом его криволинейности

$$\frac{l - \xi}{l} = \frac{(h_0/h)^{4,89} - 1}{(h_0 - h_1)^{4,89} - 1}, \quad (4.35)$$

где h_0 — глубина первоначального равномерного потока; ξ — продольная координата, отсчитываемая от конца ямы местного

размыва; l — длина зоны размыва; h — глубина потока в створе с ординатой ξ . Глубина h_1 , согласно принятому допущению X, соответствует срывающей скорости и устанавливается в конце ямы местного размыва при $\xi=0$.

Снижение уровней воды Δy_n при распространении общего размыва русла на длину l определяется Гончаровым следующим приближенным выражением:

$$\frac{\Delta y_n}{i_0 l} = \frac{l - \xi}{l} - 0,6 \left(\frac{l - \xi}{l} \right)^{1,67} \quad (4.36)$$

Следует отметить дискуссионность некоторых положений метода Гончарова. В частности, вызывает некоторые возражения зависимость (4.36), согласно которой при $\xi=0$, т. е. в начальном створе общего размыва, $\Delta y_n/i_0 l = 0,4$ независимо от характеристик потока и параметров грунта.

Ограничивая на этом краткий обзор методов, условно названных гидродинамическими, подчеркнем, что основным принципом построения таких методов является совместное решение упрощенных в разной степени дифференциальных уравнений гидравлики одномерного потока в сочетании с уравнениями баланса наносов и транспортирующей способности потока. Рассмотренные методы предназначены для расчета деформаций русел, сложенных несвязными грунтами (песками, гравием, галькой и др.).

Гидродинамические методы расчета деформаций русел, сложенных связными грунтами. Как уже указывалось, разработка методов расчета деформации русел при связных грунтах затруднена сложностью определения критических размывающих скоростей и в конечном итоге недостаточной изученностью агрегатного состояния самих связных грунтов. Продукты размыва связных грунтов обычно не переоткладываются в русле, а переносятся потоками в водоприемники или откладываются на поверхности пойм, в основном в их понижениях, при затоплении пойм паводочными водами. Именно поэтому методы расчета деформаций русел, сложенных связными грунтами, в нижних бьефах гидроузлов также разработаны недостаточно, да и количество этих методов крайне ограничено.

Рассмотрим в качестве примера методику расчета, предложенную Ц. Е. Мирцхулава и основанную на использовании размывающей способности потока. Оценка интенсивности размыва, происходящего в связном грунте, выполнена с учетом зависимости (4.21), а размывающая способность потока (P_p),

воздействующего на дно, сложенное связными грунтами, определяется по зависимости

$$P_p = 0,0000064fk \left(\frac{v^2}{v_n^2} - 1 \right), \quad (4.37)$$

где f — средняя частота пульсации донной скорости, определяемая по формуле $f = 0,73 (v/h)$; v_n — средняя критическая неподвижная скорость, определяемая по (2.19). В условиях деформации русел, сложенных связными грунтами, вопрос о перетолжении продуктов размыва не является определяющим, так как транспорт размываемого материала вполне обеспечивается транспортирующей способностью потока.

Гидроморфологические методы. Как уже указывалось, гидроморфологические методы основаны на установлении корреляционных зависимостей между морфометрическими характеристиками русла, характеристиками грунтов, его слагающих, и гидравлическими характеристиками потоков. При применении этих методов авторы сталкиваются с двумя осложняющими факторами, которые в той или иной степени, иногда в завуалированной форме находятся во всех гидроморфометрических зависимостях.

Первый из них обусловлен скудностью исходной информации об участках рек значительной протяженности и, как следствие, вынужденностью использования для расчетных зависимостей исходной информации, полученной по гидроморфометрическим станциям. Это часто приводит к тому, что гидроморфометрические зависимости не отражают всех особенностей процессов, характерных для морфологической пары плёс — перекаат.

Второй фактор, тесно соприкасающийся с проблемой так называемого руслоформирующего расхода воды, обусловлен недостаточной ясностью вопроса о том, какие морфометрические характеристики русел и особенно пойм в гидроморфометрических зависимостях необходимо связывать с гидравлическими характеристиками, соответствующими руслоформирующим расходам воды. Действительно, процесс формирования русел происходит практически при всех расходах воды, соответствующих скоростям, большим критическим. В то же время для составления гидроморфометрических зависимостей в расчетах обычно используют гидравлические параметры потока, проходящего в пределах уровней, соответствующих отметкам бровок прирусловых валов. Более того, в настоящее время нет точного определения понятия руслоформирующего расхода, хотя оно широко используется в специальной литературе.

Еще сложнее вопрос о гидроморфометрических зависимостях для пойм. Известно, что уровням затопления пойм, как правило, соответствуют максимальные расходы воды примерно 50 %-ной обеспеченности. Однако поймы формируются не только

при максимальных расходах воды, но и при меженных, когда наблюдаются их плановые деформации. К тому же все морфометрические характеристики пойм изменяются по длине реки более интенсивно, чем русел. Использование понятия «пойменный массив» и соответственно морфометрических характеристик для него не облегчает положения, так как он также имеет исключительно сложный характер их изменения по длине и ширине.

Несмотря на эти трудности, гидроморфометрические зависимости довольно широко распространены и с учетом разработок В. И. Антроповского, установившего, что постоянные в этих зависимостях определяются типом руслового процесса, могут быть с успехом использованы для ориентировочных расчетов деформаций в нижних бьефах гидроузлов.

При расчетах деформации русел в нижних бьефах гидроузлов принимается допущение, что морфометрические характеристики для русла, вновь формирующегося под воздействием регулирования стока гидроузлами, будут связаны с гидравлическими такими же соотношениями, как и в бытовых условиях.

Следует отметить, что отдельные гидроморфометрические зависимости используются и в гидродинамических методах для замыкания системы уравнений (4.18) — (4.21).

Большинство гидроморфологических методов аналогично по используемой схематизации приближенным гидродинамическим методам, предусматривающим замену исходного русла по всей расчетной длине бьефа каналом постоянного сечения. Как правило, расчет ведется в предположении, что в процессе общего размыва в нижнем бьефе устанавливается некоторый устойчивый уклон русла, получаемый из морфометрических соотношений. Объем деформации определяется толщиной слоя смыва Δy_d , длиной зоны размыва l_0 и шириной B размываемого русла.

В методе С. Т. Алтунина и И. А. Бузунова расчет деформации русла нижнего бьефа производится для двух условий: 1) пропуск катастрофического расхода паводка Q_k ; 2) пропуск среднесноголетнего расхода \bar{Q} за период интенсивного движения донных наносов. В соответствии с этим объем призмы размыва

$$\Delta W = \frac{1}{2} \Delta y_d B_c l_0 \quad (4.38)$$

вычисляется по морфометрическим соотношениям, различным для каждого из рассматриваемых условий, поскольку входящие в (4.38) параметры (B_c — ширина полосы смыва и l_0 — длина зоны размыва) являются функциями либо Q_k , либо \bar{Q} и отве-

чающих им глубин потока и уклонов свободной поверхности в размытом русле. Характеристики размытого русла выражены через его параметры в бытовом состоянии, а кривая свободной поверхности размытого русла принимается в виде кривой спада, аппроксимируемой параболой второй степени для узкого русла и третьей степени для широкого.

Время размыва русла по длине l определяется из уравнения (4.33) делением объема призмы размыва, вычисленного по (4.38), на сток донных наносов среднего по водности года в бытовых условиях.

Не останавливаясь на самих морфометрических зависимостях, используемых в методе Алтунина и Бузунова, отметим, что большинство формул носит чисто эмпирический характер.

В. С. Лапшенков отмечает различный характер формирования русел, сложенных мелкопесчаными и гравелисто-галечниковыми грунтами, полагая, что при размыве мелкопесчаного русла его равновесное состояние достигается за счет уменьшения уклона свободной поверхности до предельно устойчивого, а в случае размыва гравелисто-галечникового состава, отмещающего дно грунта, и за счет увеличения сопротивляемости его размыву. В соответствии с этим В. С. Лапшенков предлагает две схемы расчета общего размыва в нижнем бьефе, используя в каждой из схем те морфометрические соотношения для ширины, глубины и уклона потока в предельно устойчивом (равновесном) русле, которые, по его мнению, с наибольшей полнотой учитывают особенности процесса переформирования русла, связанные с фракционным составом слагающего его грунта. Время размыва в методе Лапшенкова определяется по уравнению (4.33), причем в случае гравелисто-галечниковых и булыжных русел расход наносов и глубина размыва рассчитываются с учетом увеличения крупности отмытки в процессе размыва, а в случае мелкопесчаных русел учитывается изменение фракционного состава взвешенных наносов во времени при пропуске наносов из водохранилища.

В последнее время в методах гидроморфологического направления наметилась явная тенденция к использованию морфометрических зависимостей, отвечающих принципам теории размерностей. Эта тенденция делает практически неуловимой грань между приближенными гидродинамическими и некоторыми гидроморфологическими методами. Таковы, в частности, методы В. А. Скрыльникова и И. А. Шнеера.

Отказавшись, по сути дела, от рассмотрения уравнений движения воды, Скрыльников представляет кривую свободной поверхности в размытом мелкопесчаном русле в виде кубической параболы и получает зависимости, определяющие длину распространения размыва

$$l = 3 \frac{h_1 - h_0}{I_0 - I_p} \left(\sqrt{1 - \frac{4}{3} \frac{\Delta W}{B (h_1 - h_0)^3} (I_0 - I_p)} - 1 \right) \quad (4.39)$$

и понижения уровня воды по длине размываемого бьефа

$$\Delta y_{\text{п}} = \frac{1}{3} (I_0 - I_p) \times \left(1 - \frac{\xi}{l} \right)^3, \quad (4.40)$$

дающие решение поставленной задачи путем подстановки в них значения ΔW , определенного по (4.33) при заданном Δt , и гидравлического уклона в размытом русле I_p , определенного по одной из гидроморфометрических зависимостей (например, Алтунина).

Метод расчета снижения уровня нижнего бьефа при частичном пропуске наносов через сооружения гидроузла предложен И. А. Шнеером, исходившим в своих построениях из следующих предположений: 1) изменение расхода наносов происходит линейно по длине участка размыва; 2) уклон свободной поверхности в размытом русле I_p может быть определен через отношение расхода наносов в рассматриваемом створе к бытовому расходу наносов

$$\frac{I_p}{I_0} = \left(\frac{Q_S}{G_S} \right)^{3m/4} \quad (4.41)$$

Соотношение (4.41), по мнению автора, учитывает работу потока по влечению и взвешиванию наносов в зависимости от их расхода и гранулометрического состава, характеризуемого значением параметра m , изменяющегося в весьма широких пределах (от 1 до 12). Используя указанные допущения и уравнение баланса (4.33), Шнеер путем несложных математических операций получает выражения, определяющие объем размыва ΔW , длину его распространения l_0 , а также понижение уровня свободной поверхности по длине размываемого бьефа. Не приводя здесь окончательные зависимости метода Шнеера, отметим, что принятое им допущение о линейности изменения расхода наносов по длине потока находится в противоречии с уравнением баланса наносов, что ставит под сомнение справедливость полученных в этом методе рекомендаций.

Среди методов гидролого-морфометрического направления особое место занимает метод, разработанный Н. А. Ржаницыным и Е. К. Рабковой. Метод базируется на использовании морфометрической зависимости между шириной русла поверху B , средней глубиной h и радиусом кривизны русла r , представляемой графически в виде $B/h = f(r/B)$, и на плановых материалах исследуемого участка реки в бытовом состоянии. Основные допущения этого метода сводятся к следующим: 1) зависи-

мость $B/h=f(r/B)$ остается справедливой для изменившихся в результате зарегулирования условий; 2) переформирование русла происходит под воздействием либо расхода паводка, либо расхода межени в зависимости от соотношения этих расходов и их продолжительности; 3) глубина размыва по длине реки изменяется линейно, как в третьем (приближенном) методе Леви. Расчет заключается в определении площади устойчивого живого сечения размываемого русла F_p из условия сохранения в нем скорости меженированного потока, наблюдавшейся при естественном режиме

$$v = Q_p/F_p = Q_0/v_0, \quad (4.42)$$

и подборе по кривой $B/h=f(r/B)$ значений ширины B_p и глубины h , соответствующих определенному по (4.42) значению F_p , в предположении сохранения в процессе размыва радиуса кривизны русла $r_p=r_0$. Из сравнения полученного таким образом значения F_p с площадью живого сечения F_0 недеформированного русла, пропускающего зарегулированный расход Q_p , определяются приращение площади F_p-F_0 , а затем объем вымытого грунта ΔW и соответствующее ему по уравнению (4.33) время Δt при распространении зоны размыва на длину l . Понижение уровней в нижнем бьефе определяется, как и в методе Россинского и Кузьмина, из формулы Шези—Маннинга

$$v = h^{2/3} I^{1/2} / n. \quad (4.43)$$

Метод Ржаницына и Рабковой содержит ряд дискуссионных положений, в число которых входит назначение расчетного бытового расхода Q_0 , равного среднесуточному расходу межени, а также допущение о неизменяемости радиуса кривизны русла в процессе его деформаций. В то же время в этом методе не используются имеющие региональную применимость морфометрические соотношения и коэффициенты, он построен на более общих связях, отражающих статистические закономерности любого рассматриваемого водотока, что делает его более универсальным в методологическом отношении, чем другие морфологические методы.

Переходя к общей оценке гидроморфологических методов, отметим, что используемая в них схематизация русла не позволяет (как и в приближенных гидродинамических методах) учесть возможность отложения наносов в результате снижения скоростей на расширяющихся участках русла, а также перемещение гряды отложенного материала, вынесенного потоком за пределы зоны размыва. В связи с тем, что на размыв указанных отложений и их дальнейшее перемещение тратится значительная доля энергии потока, данные, полученные расчетами по гидроморфологическим методам, могут оказаться несколько

завышенными по объему размыва и вызванному им понижению уровней нижнего бьефа.

Анализ возможности применения ряда методик к расчету деформаций нижних бьефов гидроузлов выполнен А. Б. Векслером и В. М. Доненбергом на основе информации по нижнему бьефу Новосибирской ГЭС. Как отмечают авторы расчетов, привлечение материалов по Новосибирской ГЭС нельзя признать удачным из-за наличия в нижнем бьефе крупных карьерных разработок. Поэтому при обобщении материалов расчетов они делают весьма осторожные выводы, но все-таки считают, что наиболее близки к натурным данным результаты расчетов по методике Россинского и Кузьмина. По-видимому, эту проблему нельзя считать решенной окончательно. Необходимо более детальная проверка и оценка разработанных методик на более совершенных и качественных материалах по ряду гидроузлов.

4.6. Русловые деформации, вызываемые сооружением мостовых переходов

4.6.1. Общие положения

Мостовые переходы включают в себя мосты, пойменные подходы (дамбы или эстакады), высоководные регулирующие сооружения у моста и низководные в русле, если необходимо его выправление. При их проектировании через реки с поймами рекомендуется строить только один мост через основное русло реки, перекрывая поймы дамбами, допуская при этом расчистку или уширение русла за счет прилегающей к нему части поймы. Строительство двух мостов (одного через русло, а другого через протоку на пойме) допускается в исключительных случаях, когда необходимо обеспечить работу водозаборов, рыбного хозяйства и других водопользователей.

Положение мостовых переходов определяется направлением трассы дорог, но, учитывая, что переходы являются наиболее дорогостоящими сооружениями, обычно на основе крупномасштабных картографических или аэрофотосъемочных материалов разрабатывается несколько вариантов мостовых переходов. Окончательный вариант их расположения принимается на основе технико-экономических расчетов. Ось моста, как правило, назначают перпендикулярно оси русла, если по нему проходит 70 % и более максимального расхода воды расчетной обеспеченности, и перепендикулярно оси поймы, если по ней проходит ≥ 70 % максимального расчетного расхода воды. Как исключе-

ние, допускается строительство переходов под различными углами к осям русла и поймы. Однако такие варианты считаются наименее благоприятными из-за косоструйности течения и, как следствие, различных осложнений с пропуском льда, увеличением деформаций размыва и другими неблагоприятными явлениями.

Выбор типа и размеров сооружений мостовых переходов также определяется на основе технико-экономических расчетов с учетом стратегических, архитектурных и других особых условий их строительства. Учитывая, что все эти вопросы были рассмотрены в курсе «Гидротехнические сооружения», в данном разделе ограничимся рассмотрением только особенностей гидравлики потоков и русловых деформаций, возникающих под влиянием мостовых переходов.

Все мостовые переходы в той или иной степени стесняют паводочные потоки, перераспределяют удельные расходы воды по ширине русла, тем самым увеличивают средние на вертикалях скорости потока, что приводит к нарушению динамического равновесия между потоком и руслом, сложившегося в бытовых условиях. Помимо этого, резкое изменение гидравлики потока, вызываемое дамбами, перекрывающими поймы, может привести и довольно часто приводит к резко выраженной косоструйности течений и к излишней концентрации удельных расходов воды на отдельных участках русла, вызывающей так называемый сосредоточенный размыв, оказывающий негативное воздействие на устойчивость и надежность работы мостовых опор.

Необходимо отметить, что все виды русловых деформаций уменьшают устойчивость, а следовательно, и надежность работы мостовых опор. Поэтому изучение процесса деформаций с целью разработки надежной методики расчета глубин размыва у мостовых опор является одной из важнейших задач. Большинство аварий, приводящих к разрушению мостов, обусловлено русловыми деформациями, что свидетельствует о несовершенстве методов их расчета. Это в первую очередь обусловлено сложностью происходящих процессов, влиянием большого числа определяющих факторов и недостаточностью надежной исходной информации.

При проектировании мостовых переходов в настоящее время учитывается три вида русловых деформаций: бытовые, общий размыв подмостовых русел и местный размыв у опор мостов. Значение расчетной глубины размыва определяется по формуле

$$h_p = h_6 + h_{об} + h_m, \quad (4.44)$$

где h_6 — наибольшая глубина размыва за счет бытовых деформаций; $h_{об}$ и h_m — наибольшие глубины соответственно общего и местного размывов. Все три вида деформаций обусловлены

различными причинами, поэтому и методы их расчета имеют существенные отличия.

В главе 3 приведен детальный анализ причин возникновения и методов расчета бытовых деформаций, а также методов их прогноза на различные периоды заблаговременности. Поэтому ограничимся только замечанием о том, что для учета бытовых деформаций в настоящее время рекомендуется гидроморфологический метод оценки руловых процессов, разработанный в ГГИ и позволяющий составлять фоновые прогнозы русловых деформаций за период большой заблаговременности. По этой методике определяется наибольшая глубина за счет бытовых деформаций в створе мостового перехода, которая и принимается для расчета глубин заложения всех мостовых опор, находящихся в русле реки.

4.6.2. Общий и сосредоточенный размывы в зоне мостовых переходов

Стеснение потока подходными насыпями существенно изменяет его режим в районе перехода, создавая резко выраженное неравномерное движение. При пропуске потока через сжатое сечение — створ мостового перехода — перед мостом часть кинетической энергии потока переходит в потенциальную, образуя предмостовой подпор. Выше участка с предмостовым подпором скорости в русле меньше бытовых, что приводит к уменьшению расхода наносов, поступающего из этой зоны. Ниже участка с предмостовым подпором скорости потока возрастают, достигая наибольшего значения в подмостовом сечении. Таким образом, удовлетворяются два необходимых условия образования общего размыва под мостами: 1) превышение фактической скорости потока над размывающей для частиц грунта, воспринимающих силовое воздействие потока; 2) дефицит наносов, выражающийся в том, что расход наносов, поступающих под мостовое сечение, меньше расхода наносов, выносимых оттуда.

По мере размыва подмостового сечения и увеличения его площади уменьшаются скорости потока под мостом, в результате чего может нарушаться одно из необходимых условий формирования общего размыва. Наиболее распространенным видом стабилизации (прекращения) общего размыва является динамическое равновесие количества наносов, поступающих к подмостовому сечению и выносимых из него. Такой вид стабилизации размыва наблюдается под мостами, перекрывающими русла, которые на зарегулированном участке водотока сложены одинаковыми по составу несвязными грунтами. Количественная оценка глубины потока при динамическом равновесии наносов

определяется по различным эмпирическим формулам, полученным на основе равенства фактической и критической скоростей потока (2.10) — (2.21).

Динамическое равновесие количества наносов представляет собой происходящий в незарегулированных руслах процесс переноса в придонном слое донных (влекомых) наносов с постоянным градиентом вдоль потока. Если из зоны подпора донные наносы не поступают или их размер намного мельче частиц грунта, подстилающих расчетный створ мостового перехода, то стабилизация размыва наступает при равенстве фактической скорости v размывающей v_p для частиц грунта под мостом.

Расчет размывов по условию $v=v_p$ необходим в случаях, когда русло сложено связными грунтами, поскольку наносы в нем переносятся только во взвешенном состоянии, когда мост расположен на пойменном участке с одернованным верхним слоем; наконец, когда при значительном подпоре движение донных наносов в зоне подпора прекращается.

К рассмотренным условиям формирования общего размыва при дефиците наносов может относиться и обнажение в процессе размыва в подмостовом сечении более крупного материала, чем в верхнем наносном слое. В этом случае условие стабилизации размыва зависит как от гидравлических условий, так и от крупности обнажаемого нижележащего грунта. Если обнажаемый грунт крупный, то стабилизации размыва будет соответствовать условие $v_p=v_{pm}$ (v_{pm} — размывающая скорость потока для обнажаемого нижележащего грунта). Если он относительно мелкий, а сверху поступают наносы крупностью k , то стабилизация размыва может наступить при динамическом равновесии наносов, поступающих из зоны подпора и уходящих оттуда.

В настоящее время отсутствует единая точка зрения о влиянии наносов, перемещающихся по более крупному грунту, на его сопротивляемость размыву. Так, Мирцхулава считает, что песчаные наносы примерно в 1,2 раза снижают размывающую скорость для связных грунтов, а В. Ш. Цыпин считает, что они не уменьшают сопротивляемости грунта размыву.

Рассмотренные условия стабилизации размыва, основанные на равенстве фактических скоростей критическим, предполагают длительное воздействие расчетного расхода. В действительности, время воздействия этого расхода ограничено. Оно зависит от формы расчетного гидрографа паводка и составляет часть времени от его продолжительности. Этого времени обычно недостаточно для формирования наибольшей возможной глубины общего размыва, так как уже на спаде паводка скорости потока быстро уменьшаются.

Поэтому имеются рекомендации ряда авторов по учету продолжительности различных фаз паводка в расчетах общего раз-

мыва подмостовых русел. Для каждого отрезка времени решаются уравнения неразрывности для жидкой и твердой фаз потока совместно с уравнениями транспорта наносов. В качестве расчетного принимают паводок, максимальная ордината которого равна расходу воды заданной обеспеченности. Обычный гидрограф стока заменяют ступенчатым. Значение размыва оп-

Таблица 4.3. Значения поправочных коэффициентов, τ учитывающих продолжительность паводков

0,5 $B_p L_p$ тыс. м ²	$\frac{Q}{Q_{м.б}}$	Время затопления пойм T сут					
		3	10	15	30	60	150
5—20	1,2	0,93	0,95	0,96	0,98	1,0	1,0
	1,5	0,85	0,90	0,93	0,97	1,0	1,0
	1,8	0,79	0,87	0,90	0,96	1,0	1,0
	2,1	0,74	0,84	0,88	0,95	1,0	1,0
	2,5	0,71	0,82	0,87	0,94	1,0	1,0
20—100	1,2	0,92	0,94	0,95	0,97	0,98	1,0
	1,5	0,82	0,87	0,89	0,93	0,97	1,0
	1,8	0,76	0,83	0,86	0,91	0,96	1,0
	2,1	0,71	0,80	0,83	0,90	0,95	1,0
	2,5	0,67	0,76	0,80	0,88	0,94	1,0
100—300	1,2	0,90	0,92	0,93	0,94	0,96	1,0
	1,5	0,78	0,83	0,85	0,87	0,91	1,0
	1,8	0,71	0,77	0,79	0,83	0,88	1,0
	2,1	0,65	0,72	0,75	0,81	0,87	1,0
	2,5	0,60	0,68	0,72	0,79	0,86	1,0

ределяют последовательным суммированием размывов на каждой ступени гидрографа.

Расчет общего размыва таким способом из-за его трудоемкости практически возможен только с помощью ЭВМ. В то же время имеется ряд предложений, основанных на анализе результатов таких расчетов на ЭВМ, направленных на их значительное упрощение. В качестве примера можно привести разработки Л. Л. Лиштвана и А. П. Иванчука, которые составили таблицу (табл. 4.3) поправочных коэффициентов (τ) к расчетной глубине размыва, определяемой по формуле Лиштвана

$$h = 0,93 \left(\frac{Q'}{B_p \sqrt{g} k^{0,2} \beta} \right)^{0,77}, \quad (4.45)$$

где k — средний диаметр частиц, слагающих русло; Q' — расход воды расчетной обеспеченности; β — безразмерный коэффициент, зависящий от расчетной обеспеченности максимального расхода воды ($\beta = 1$ при $p = 1\%$).

Коэффициент τ зависит от времени затопления поймы T , объема тела размыва, характеризуемого параметром $0,5 V_p L_p$ (L_p — длина тела размыва) и степени стеснения потока, определяемой отношением полного расхода Q к расходу ($Q_{м.б}$), проходящему на ширине отверстия моста в бытовых условиях.

Таким образом, практически можно пользоваться формулами для расчета предельных глубин общего размыва русла, вводя коэффициенты τ , учитывающие продолжительность реальных паводков.

Дополнительным фактором, учет которого является обязательным при расчетах глубин размыва, является отмостка или образование на дне русла слоя крупных частиц после смыва мелких, предохраняющих от выноса из-под него более мелких частиц.

В качестве математического критерия стабилизации размыва может быть использовано следующее выражение:

$$\sum f_i = \alpha_c F, \quad (4.46)$$

где $\sum f_i$ — сумма проекций площадей крупных частиц на отмасциваемую поверхность дна, равную F ; α_c — сплошность расположения отмасциваемых частиц, представляющая собой отношение проекции площадей всех частиц в слое отмостки к площади поверхности, на которой эти частицы расположились.

Большинство исследователей предлагают определять средний диаметр отмасциваемых частиц как крупность частиц определенной обеспеченности, т. е. как некоторую фиксированную ординату кривой гранулометрического состава наносов.

В последние годы выдвинуто предложение оценки неоднородности грунта по его гранулометрическому составу, но с учетом гидравлических условий потока. При этом в качестве показателя рекомендуется не какая-либо крупность частиц или соотношение крупностей частиц в верхней и нижней частях гранулометрической кривой (k_{95}/k_5 или k_{90}/k_{10}), а вынос из расчетного участка всех фракций грунта.

Процесс размыва в разнозернистом грунте протекает так же, как в материале с абсолютно однородными частицами, крупность которых равна среднему диаметру разнозернистых частиц. Следовательно, если в потоке не обеспечивается устойчивость самых крупных частиц грунта k_m , то грунт будет вести себя как однородный — в нем не образуется естественная отмостка. Но в процессе размыва при уменьшении скоростей потока силовое воздействие его иногда оказывается недостаточным для перемещения крупных частиц и грунт начинает работать как неоднородный.

Граница качественного изменения процесса размыва представляет собой область по глубине, ограниченную горизонтами, на которых транспортирующая способность потока недоста-

точно для перемещения самых крупных фракций перерабатываемого материала k_m и наименьших частиц $k_{мин}$, входящих в слой отмостки. Силовое воздействие потока на ложе, при котором перестают перемещаться частицы k_m , меньше критического для этих частиц и зависит от соотношения диаметра катящейся частицы и среднего диаметра частиц, слагающих дно. По той же причине частицы $k_{мин}$ перестают перемещаться при силовом воздействии потока больше критического для этих ча-

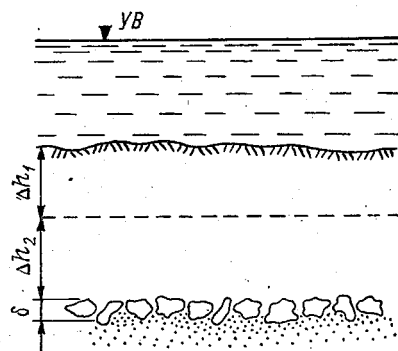


Рис. 4.15. Схема образования глубины размыва.

стиц, так как к этому времени шероховатость дна будет определять уже частицы крупнее $k_{мин}$.

На границе «перехода» грунта из однородного в неоднородный — горизонте накопления отмостки — силовое воздействие потока на размываемое ложе равно критическому для среднего диаметра частиц k слоя отмостки. Тогда глубина размыва в неоднородных по крупности грунтах Δh складывается (рис. 4.15) из углубления русла в начальный период размыва до горизонта накопления отмостки Δh_1 и дальнейшего понижения дна Δh_2 за вычетом толщины слоя отмостки δ , образующегося при переработке грунта в слое Δh_2 , т. е.

$$\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 - \delta. \quad (4.47)$$

Глубина потока до горизонта накопления отмостки может быть определена из условия равенства фактического силового воздействия потока на размываемое ложе критическому значению этого воздействия, при котором обеспечивается устойчивость отмащивающих частиц k_m .

Принимая в качестве критического силового воздействия размывающую скорость $v_{рм}$ для отмащивающих частиц, глубину размыва определяют по эмпирическим формулам.

Так как слой отмостки δ формируется из крупных частиц перерабатываемого грунта, находящегося ниже горизонта накоп-

ления отмостки в слое Δh_2 , то должно соблюдаться равенство массы этих частиц в слое накопления отмостки и в слое отмостки. С учетом сказанного и критерия стабилизации размыва в неоднородных несвязных грунтах можно определить слой накопления отмостки Δh_2 . В конечном счете при сплошности расположения отмащивающих частиц $\alpha_c = 1$ и толщине слоя отмостки в один слой $\delta = 0,7 K_M$ получена глубина потока при стабилизации размыва в неоднородных несвязных грунтах (по данным Цыпина)

$$H = \frac{0,9}{k_c^{0,2}} \left(\frac{q}{\sqrt{g}} \right)^{0,8} + \frac{2}{3} \frac{\rho_k}{\rho_r} \frac{0,7k_c}{\alpha' \alpha_n \alpha_\phi} = 0,7k_c, \quad (4.48)$$

где α' — содержание по массе в перерабатываемом грунте отмащивающих частиц со средним диаметром k_c ; ρ_r, ρ_k — плотность соответственно сухого грунта и частиц грунта; $\alpha_n = \frac{k_c}{\alpha'} \sum \frac{m_i}{k_i}$ коэффициент неоднородности отмащивающих частиц; m_i — содержание по массе i -й фракции крупностью k_i ; α_ϕ — коэффициент формы отмащивающих частиц, принимаемый равным для округлых частиц $\alpha_\phi = 1$ и для частиц пластинчатой формы $\alpha_\phi = 1,1 \div 1,3$.

Вскрыв физическую сущность процессов общего размыва русла, перейдем к рассмотрению наиболее распространенных методов расчета глубин размыва, применяемых в практике проектирования мостовых переходов. Как показывает анализ исследований, расчетная глубина размыва зависит от большого числа определяющих факторов. В общем виде эта зависимость может быть представлена в виде

$$h_{пр} = f(h_6, k, \alpha, v_6, \rho_r, k_k, \beta, T \text{ и др.}), \quad (4.49)$$

где $h_{пр}$ и h_6 — глубины в русле после размыва и в бытовых условиях; k — крупность грунтов, слагающих русло; α — коэффициент, характеризующий состав грунта; v_6 — скорость потока; ρ_r — плотность грунта; k_k — коэффициент косины струй; T — продолжительность паводка.

Мостовые переходы в зависимости от их значения рассчитывают на максимальные расходы воды различной обеспеченности p %, которые учитываются с помощью коэффициента β . Значения последнего изменяются от 0,86 до 1,12 (табл. 4.4).

Таблица 4.4. Значения коэффициента β

p %	0,1	0,33	1	2	4	10
β	1,12	1,07	1,0	0,97	0,92	0,86

Аналитическое выражение зависимости (4.49) отсутствует, что привело к разработке ряда расчетных эмпирических и полуэмпирических зависимостей. Прежде чем перейти к анализу

наиболее распространенных в практике проектирования формул, необходимо отметить, что сосредоточенный размыв возникает в результате неверных инженерных решений, в частности, при отсутствии или неправильном расположении в плане струенаправляющих дамб. Последние, являясь дорогостоящими сооружениями, возводятся в тех случаях, когда доля пойменного расхода воды составляет 15 % общего максимального расхода воды расчетной обеспеченности и выше. Поэтому несмотря на то, что глубины размыва русел в этом случае могут значительно превышать глубины общего размыва, анализ методов их расчета рассматриваться не будет.

В расчетах общего размыва русел широкое распространение получили методы Л. Л. Лиштвана (для русел простых форм сечений) и И. И. Херхеулидзе (для русел сложных форм сечений). В методе Лиштвана размыв подмостового русла рассматривается как процесс формирования нового русла в условиях пропуска по нему увеличенного расхода воды при том же заданном составе грунта. Автор метода считает, что подмостовое русло стабилизируется, когда средняя скорость потока в нем станет равной «скорости динамического равновесия», при которой поступление наносов будет равно их выносу. В качестве расчетного он принимает следующее выражение в неявном виде:

$$v_d = f(h_6, k, H_{\max}), \quad (4.50)$$

где H_{\max} — уровень воды расчетной обеспеченности.

Для нахождения зависимости (4.50) в явном виде Лиштван использовал данные наблюдений по 300 мостовым переходам и получил следующие расчетные уравнения:

при несвязных грунтах

$$v_d = 0,68k^{0,28}h_6^x\beta, \quad (4.51)$$

при связных грунтах

$$v_d = 0,60\rho_r^{1,18}h_6^x\beta, \quad (4.52)$$

где x — показатель степени, зависит от крупности грунтов k мм, изменяется от 0,44 до 0,29.

Используя выражения (4.51) и (4.52), а также формулу Шези—Маннинга, т. е. пропорциональность скорости глубине в степени $2/3$, Лиштван получает выражение для расчета глубин воды на вертикалях после размыва ($h_{\text{пр}}$) в следующем виде:

при несвязных грунтах

$$h_{\text{пр}} = \left(\frac{mh_{6в}^{5/3}}{0,68k^{0,28}\beta} \right)^{1/(1+x)}, \quad (4.53)$$

при связных грунтах

$$h_{\text{пр}} = \left(\frac{m h_{\text{бв}}^{5/3}}{0,60 \rho_{\text{г}}^{1,18} \beta} \right)^{1/(1+x)} \quad (4.54)$$

В формулах (4.52)—(4.54) $m = Q/h_{\text{бв}} l_{\text{м}} \mu$ — величина, постоянная для данного перехода; $h_{\text{бв}}$ и $h_{\text{б}}$ — местная на вертикали и средняя по сечению глубины под мостом до размыва; $l_{\text{м}}$ — ширина отверстия моста; μ — коэффициент сжатия потока.

Если русло сложено слоями, состоящими из различных грунтов, то расчет по формулам (4.53), (4.54) выполняется методом последовательного приближения, так как заранее не известно, в каком грунтовом слое размыв прекратится.

Недостатками метода Лиштвана (впрочем как и метода Херхеулидзе) являются допущения о том, что сечение под мостом рассматривается как единое целое, без деления его на русловую и пойменные составляющие, а также недоучет продолжительности прохождения расчетного паводка.

В методике Херхеулидзе русло также рассматривается как единое целое. Предусматривается построение эпюры элементарных расходов по ширине сжатого сечения под мостом и определение размыва русла на каждой вертикали на основе известного значения бытового элементарного расхода воды. Значение элементарного расхода q_z на данной вертикали сжатого сечения определяется по выражению

$$q_z = q_{\text{б}} + A, \quad (4.55)$$

где A — постоянная величина, учитывающая положение вертикали в подмостовом отверстии, расходы воды на перекрытых дамбами участках пойм и отверстий мостов, а также вид и формы регуляционных сооружений. И. И. Херхеулидзе дает рекомендации по определению величины A , но не обосновывает их. Исходя из этого, глубина после размыва на расчетной вертикали определяется по выражению

$$h_{\text{пр}} = \left(\frac{q_z}{b} \right)^{1/(1+x)}, \quad (4.56)$$

где b — постоянная величина, зависящая от рода грунтов, степени стеснения и сжатия потока; x — показатель, зависящий от рода грунтов; значение $1/(1+x)$ изменяется в пределах 0,7—0,8.

Значения скоростей для одинаковых глубин и грунтов в методах Херхеулидзе и Лиштвана оказываются близкими. Недостатки, присущие методике Лиштвана, характерны и для методики Херхеулидзе.

Более совершенными являются методы расчета общего размыва подмостовых русел, основанные на уравнении баланса на-

носов. В качестве примера рассмотрим методику, разработанную О. В. Андреевым для руслового и пойменных участков подмостовых русел. Для пойменных участков отверстий моста он допускает, что в бытовых условиях частички грунта были неподвижны. Следовательно, бытовая скорость течения воды на пойме $v_{бп}$ меньше критической неразмывающей, т. е. $v_{бп} < v_{нп}$. Размыв на этом участке поймы возможен только при условии, что скорость стесненного потока будет больше неразмывающей, т. е. при $v_{сп} > v_{нп}$. При размыве поймы глубина будет увеличиваться, что приведет к уменьшению скорости потока до значения $v_{нп}$, при котором размыв прекратится.

При малой степени сжатия потока в подмостовом русле скорость течения на пойменном участке возрастет незначительно и может быть равной или даже меньшей неразмывающей. В этом случае размыва пойменного участка не будет.

На основе этих допущений Андреев рекомендовал формулу для расчета глубины размыва подмостового пойменного участка

$$h_{пм} = \beta_{п} q_{бп} / v_{нп}, \quad (4.57)$$

где $\beta_{п}$ — коэффициент увеличения расхода воды на пойме; $q_{бп}$ — бытовой расход воды на расчетной пойменной вертикали.

На русловом участке отверстия моста частицы грунта, слагающего русло, перемещаются даже в бытовых условиях, т. е. при скоростях $v_{рб}$. Следовательно, даже в бытовых условиях скорость течения может быть больше критической размывающей, т. е. возможно $v_{рб} > v_{разм}$.

Таким образом, бытовой скорости течения в русле соответствует определенный расход влекомых наносов, который можно рассчитать по одной из формул (2.43) — (2.46). При увеличении скоростей течения за счет сжатия потока в подмостовом русле транспорт наносов увеличивается, а поступление наносов с вышележащего участка из-за создавшегося подпора, наоборот, уменьшается. Это приводит к нарушению баланса наносов в подмостовом русле и, как следствие, к деформациям его размыва.

Для вывода расчетного уравнения баланса наносов рассмотрим схематизированный участок подмостового русла (рис. 4.16). Как видно на этом рисунке, через первый створ на расчетный участок длиной dl поступает расход руслоформирующих наносов Q_s , который является переменным как во времени, так и по длине, т. е. $Q_s = f(t, l)$. Таким образом, за расчетный отрезок времени dt на участок dl поступит масса наносов $Q_s dt$.

Через второй створ за это же время dt пройдет увеличенный расход наносов $Q_s + \frac{\partial Q_s}{\partial l} dl$, который вынесет с расчетного

участка наносы массой $(Q_s + \frac{\partial Q_s}{\partial l} dl) dt$. Это увеличение расхода наносов происходит за счет размыва дна на значение dh . Деформация дна на расчетном участке может происходить как с увеличением его ширины, так и при ее постоянстве. В общем случае за счет размыва произойдет увеличение площади участка на величину dF (рис. 4.16).

По условиям баланса наносов увеличение массы выносимых наносов возможно только за счет размыва дна на расчетном

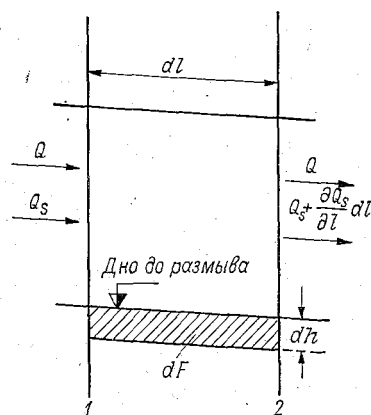


Рис. 4.16. Схема участка размыва, иллюстрирующая балансовый метод.

участке на величину dW . Поэтому запишем уравнение баланса в виде

$$(Q_s + \frac{\partial Q_s}{\partial l} dl) dt - Q_s dt = \rho_r \beta dW. \quad (4.58)$$

Преобразуя уравнение (4.58), принимая $dW = \frac{dF}{dt} dl dt$ и допуская, что ширина русла остается постоянной, получаем:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial l} = \rho_r \beta \frac{\partial F}{\partial t}, \quad (4.59)$$

где ρ_r — плотность частиц грунта, слагающих русло; β — коэффициент, учитывающий пористость грунта.

Как видно из (4.59), интенсивность изменения площади подмостового русла пропорциональна градиенту расхода руслоформирующих наносов по длине потока.

Для практических расчетов уравнение (4.59) представляют в конечных разностях

$$\rho_r \beta \frac{\Delta F}{\Delta t} = \frac{\Delta Q_s}{\Delta l} = \frac{Q_{s2} - Q_{s1}}{\Delta l}.$$

Принимая $\Delta F = \Delta h B_p$, получаем

$$\rho_r \beta \frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{Q_{S2} - Q_{S1}}{\Delta l B_p} = \frac{Q_{S2} - Q_{S1}}{\Omega}, \quad (4.60)$$

где B_p — ширина подмостового русла; Ω — площадь деформируемого дна на расчетном участке. Объем размыва на этом участке равен $dW = \Omega dh$, или в конечных разностях $\Delta W = \Omega \Delta h$. Как вытекает из (4.60), размыв прекращается при $\Delta h / \Delta t = 0$.

Значение предельной глубины размыва Андреев рекомендует рассчитывать из условия предельного баланса наносов, соответствующего равенству бытового расхода наносов, поступающего с вышерасположенного участка, выносу их из-под моста, т. е. $Q_S = Q_{S_M}$.

Вводя ряд допущений, Андреев получает расчетную формулу в виде

$$h_{рм} = h_{рб} \left(\frac{B_{рб}}{B_{рм}} \right)^{(m-1)/(m+k)} \left(\frac{Q_{рм}}{Q_{рб}} \right)^{m/(m+k)} \left(\frac{1 - \frac{v_{ом}}{v_{рм}}}{\frac{v_{об}}{v_{рб}}} \right)^{1/(m+k)}, \quad (4.61)$$

где $v_{об}$, $v_{ом}$ — начальные скорости движения наносов соответственно в бытовых условиях и в подмостовом русле; m и k — показатели степени, значение которых зависит от вида формулы для расчета наносов; Андреев рекомендует принимать $m=4$ и $k=0,4 \div 0,5$.

С учетом дополнительных допущений он преобразовал формулу (4.61) и рекомендовал ее для расчетов в следующем виде:

$$h_{рм} = h_{рб} \left(\frac{B_{рб}}{B_{рм}} \right)^{2/3} \left(\frac{Q_{рм}}{Q_{рб}} \right)^{8/9}. \quad (4.62)$$

Данная методика также не учитывает продолжительности прохождения максимального расхода расчетной обеспеченности и формы паводочного гидрографа. Поэтому в последние годы были предприняты исследования, направленные на выявление влияния продолжительности паводков и формы их гидрографа на значение размыва дна подмостовых русел. Так, Г. А. Федотов на основе анализа данных натуральных наблюдений установил, что при прохождении каждого конкретного паводка определяется три предела общего размыва — верхний, гипотетический и нижний. Расчетный размыв занимает среди них вполне определенное положение, что иллюстрируется рис. 4.17.

Верхним пределом общего размыва считается размыв, вызываемый реальным расчетным паводком в предположении, что он проходит первым по неразмытому дну. Глубина размыва в этом случае зависит от всей совокупности факторов, опреде-

ляющих общий размыв, но особенно от степени стеснения потока, определяемой в виде отношений $Q_{рм}/Q_{рб}$ и $B_{рб}/B_{рм}$, а также от продолжительности стояния уровней поймы t_n . Помимо этих факторов, существенное влияние оказывает крупность частиц, слагающих подмостовое русло, и длина зоны размыва перед мостом.

Верхний предел размыва может быть равен или меньше расчетного общего размыва. Гипотетическим пределом общего раз-

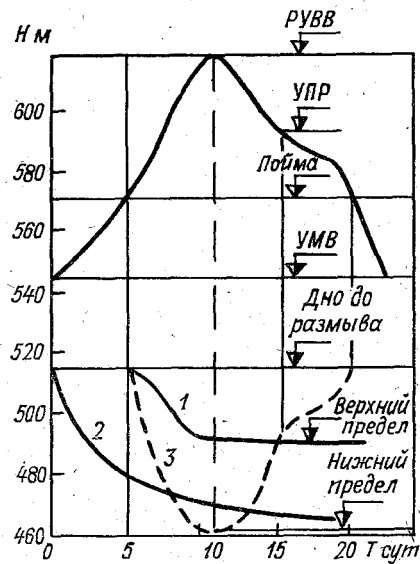


Рис. 4.17. Изменение глубины размыва подмостового русла, по Г. А. Федотову.

1 — верхний предел, 2 — нижний предел, 3 — гипотетическое русло.

мыва считается общий размыв, вызываемый воздействием многих одинаковых расчетных паводков, следующих один за другим.

Г. А. Федотовым установлено, что значение этого размыва пропорционально только степени стеснения потока, характеризуемой отношениями $Q_{рм}/Q_{рб}$ и $B_{рб}/B_{рм}$, и не зависит от продолжительности паводков, крупности наносов и длины зоны размыва. Гипотетический предел обычно меньше нижнего предела общего размыва, но больше верхнего предела.

Нижним пределом общего размыва считается размыв при прохождении расчетного паводка с большой продолжительностью стояния максимального уровня. Он зависит лишь от степени сжатия потока ($Q_{рм}/Q_{рб}$ и $B_{рб}/B_{рм}$). Общий расчетный размыв для опор мостов асимптотически приближается к нижнему пределу и теоретически время стабилизации размыва равно бесконечности. Практически он занимает промежуточное положение между верхним и гипотетическим пределами, но

может и совпадать не только с гипотетическим, а даже и с нижним пределом.

В последние годы разработаны программы расчета на ЭВМ глубины общего размыва под мостом на основе уравнения баланса наносов (4.60), позволяющие определять значение размыва на любой конкретный год и в перспективе. Методы расчета, приведенные в специальной литературе, вместо реального плавного гидрографа стока используют ступенчатый, по которому расчет выполняется для каждого интервала времени с последовательным суммированием результирующих значений. В частности, в качестве примера можно привести программу «Гидран-3», которая широко применяется при проектировании мостовых переходов в автодорожных проектных организациях.

За рубежом довольно широкое распространение получила так называемая «режимная теория». В ее основу положена совокупность эмпирических уравнений вида:

$$B = \alpha_1 Q^{1/2}, \quad h = \alpha_2 Q^{1/3}, \quad I = \alpha_3 Q^{-1/6}, \quad (4.63)$$

где α_1 , α_2 , α_3 — эмпирические коэффициенты, зависящие от крупности частиц, слагающих русла рек, и других конкретных условий.

С учетом ряда допущений, на основе (4.63) получают зависимости

$$h_{\text{нр}} = h_6 \left(\frac{q_{\text{нр}}}{q_{\text{др}}} \right)^{2/3}, \quad p = \frac{h_{\text{нр}}}{h_6} \left(\frac{q_{\text{нр}}}{q_{\text{др}}} \right)^{2/3}.$$

Таким образом, методы расчета глубин общего размыва основаны на ряде допущений. Поэтому точность их расчетов находится в прямой зависимости от точности и объема исходной информации, использованной для определения значений коэффициентов, входящих в расчетные формулы.

4.6.3. Местный размыв у опор мостов

Опоры мостов, расположенные в руслах и на поймах рек, имеют различную форму как в плане, так и в поперечном сечении. При набегании на них потока в верхней части опоры наблюдается повышение уровня воды (рис. 4.18), которое отражает так называемую восстановленную энергию, т. е. ту часть энергии потока, которая под воздействием опоры перешла из кинетической в потенциальную. Последняя и является причиной образования нисходящих течений, увеличивающих свою скорость по мере приближения к основанию опоры, размывающих грунт и переносящих его частицы вниз по течению. Часть этих частиц откладывается непосредственно за опорой.

Помимо этого, из-за местного сжатия скорости потока, обтекающего опору, увеличиваются по ее бокам в 1,7—2,0 раза по сравнению с бытовыми. Такое увеличение скоростей совместно с интенсивными нисходящими течениями приводит к тому, что донные скорости у основания опоры существенно превышают размывающие, в результате чего происходит формирование воронки размыва (рис. 4.18). Нисходящие струи в воронке размыва, как бы отталкиваясь от дна, изменяют свое направление на встречное по отношению к направлению потока и образуют вихрь (или валец) вблизи дна. Этот вихрь с горизонтальной

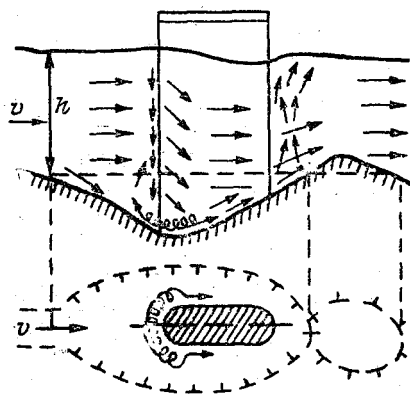


Рис. 4.18. Кинематическая структура потока, обтекающего мостовую опору, и схема русловых деформаций около нее.

осью вращения подковообразно охватывает опору. Его струи захватывают частицы грунта, большая часть которых выносятся за пределы опоры вниз по течению. Меньшая часть частиц, падая на откос воронки, сползает на ее дно и вновь захватывается вихрем.

По данным наблюдений, размыв русла у боковых граней опоры несколько опережает размыв перед лобовой гранью. Через некоторое время процесс стабилизируется и боковые размывы соединяются с размывами у лобовой грани опоры, где и формируется наибольшая глубина.

Рассмотрим основные факторы, определяющие глубину наибольшего размыва у опор мостов. К таковым в первую очередь следует отнести: скорости течения, крупность наносов, слагающих русло, степень сжатия потока, расход и форму перемещения донных наносов, глубину, форму опоры в плане и поперечном сечении, косину струй, форму гидрографа и продолжительность прохождения паводков и др. Таким образом, эта зависимость может быть представлена в общем виде.

$$h_{\text{мр}} = f\left(v, k, \frac{Q_G}{Q_{\text{сж}}}, Q_S, k_{\text{ф}}, k_{\text{к}}, \beta \text{ и др.}\right), \quad (4.64)$$

где k_ϕ и k_k — коэффициенты, учитывающие форму опоры и косину струй; β — коэффициент, учитывающий форму гидрографа стока и продолжительность стояния высоких уровней.

Рассмотрим более детально влияние некоторых этих факторов, часть которых является зависимыми, а часть — независимыми. Так, например, скорость течения зависит от степени сжатия потока ($Q_0/Q_{сж}$). Естественно, при увеличении степени сжатия потока возрастают и скорости течения, достигая значений,

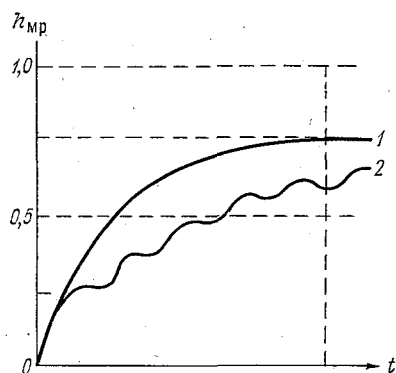


Рис. 4.19. Хронологический график изменения глубины местного размыва при отсутствии наносов (1) и их поступлении в воронку размыва в виде рифелей (2); по В. С. Муромову.

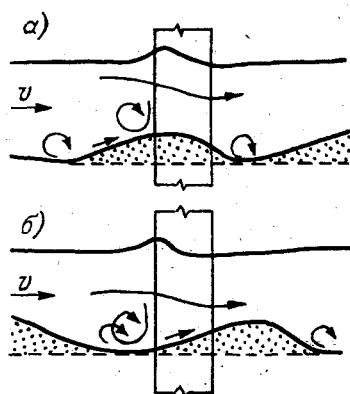


Рис. 4.20. Размыв у опоры моста при различном расположении ленточных гряд (мезоформа).

а — у опоры располагается гребень гряды, б — то же подвалье гряды.

превышающих размывающие. Однако по мере увеличения глубин размыва скорости уменьшаются и при отсутствии влияния других факторов размыв прекращается, если скорость течения становится равной критической для данного грунта.

Особенно интересен анализ влияния расходов наносов с учетом формы их перемещения на глубины размыва у опор мостов. Действительно, размыв может полностью прекратиться, если поступление наносов в воронку размыва будет равно их выносу. Однако донные наносы имеют различные формы перемещения. Так, В. С. Муромов приводит данные лабораторных наблюдений за глубиной воронки размыва при поступлении в нее рифелей (рис. 4.19). Как видно на этом рисунке, при прохождении гребней рифелей глубины размыва уменьшаются, а при прохождении подвалий — увеличиваются. В целом же кривая $h_{мр} = f(t)$ при наличии наносов, перемещающихся в донногрядовой

фазе, имеет ступенчатую форму и располагается ниже аналогичной кривой, полученной при отсутствии поступления русловых наносов в воронку размыва.

Еще большее влияние на глубины размыва оказывают мезоформы (ленточные гряды, побочни и осередки). Так, М. М. Журавлев выделяет два характерных случая продвижения ленточных гряд: у опоры располагается их гребень или подвалье. В соответствии с этим, размыв у опоры будет происходить с поступлением наносов в воронку размыва или при их отсутствии. В первом случае (рис. 4.20, а) размыв у опоры будет меньше, так как часть энергии поток будет затрачивать на разработку гряды. Во втором случае размыв больше (рис. 4.20, б), так как вся энергия потока направлена на разработку воронки размыва у опоры моста.

Существенное влияние на глубину размыва оказывает форма опоры, влияние которой учитывается коэффициентом формы k_{ϕ} . На рис. 4.21 в качестве примера приведены значения

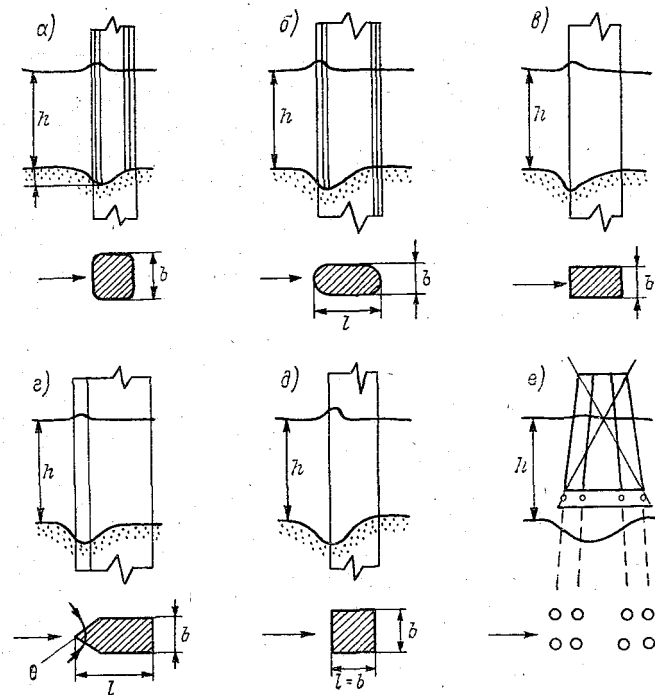


Рис. 4.21. Формы опор, встречающиеся в практике работ мостостроителей, и коэффициенты их формы:

а — $k_{\phi}=1,0$; б — $0,85$; в — $1,24$; г — k_{ϕ} в зависимости от угла Θ ($k_{\phi}=1,22$ при $\Theta=120^{\circ}$; $k_{\phi}=1,0$ при $\Theta=90^{\circ}$ и $k_{\phi}=0,73$ при $\Theta=60^{\circ}$); д — $1,46$; е — $0,65$.

k_ϕ для различных форм опор в плане. Как видно на этом рисунке, значения k_ϕ изменяются от 0,65 для опоры относительно удобообтекаемой формы, до 1,46 для опоры прямоугольного сечения.

Детальный анализ влияния других факторов приведен в специальной литературе.

Зависимость (4.64) многофакторная, причем выявить влияние каждого из приведенных факторов невозможно. К тому же исходные натурные данные, используемые при выводе расчетных формул, имеют существенные недостатки. В частности, неясно, являются ли измеренные глубины местного размыва у опор мостов максимальными или случайными, характеризующими размыв в результате паводка или группы паводков, прошедших в период, предшествующий измерениям. Форма, продолжительность и обеспеченность этих паводков могут существенно отличаться от расчетных. Именно поэтому, а также из-за введения в ряде случаев недостаточно обоснованных допущений формулы для расчета наибольших глубин местного размыва у опор мостов могут существенно отличаться друг от друга как по своей структуре, так и особенно по значениям коэффициентов.

Рассмотрим некоторые, наиболее часто используемые в расчетах методики определения глубин местного размыва у опор мостов.

Из проведенного анализа вытекает, что наиболее неблагоприятные условия создаются, когда опора моста располагается в подвале гряды. Именно для этого случая в 1953 г. на основе анализа лабораторных данных И. А. Ярославцевым получена следующая полуэмпирическая формула:

$$h_{\text{мр}} = k_\phi k_v (\alpha_v + k_h) \frac{v^2}{2g} - 30k, \quad (4.65)$$

где k_ϕ — коэффициент формы опоры; k_v — коэффициент, учитывающий влияние скорости потока и ширины опоры на глубину размыва, $\lg k_v = -0,28 \sqrt[3]{v^2/(gs)}$; α_v — параметр, учитывающий характер изменения скоростей по глубине потока и принимаемый равным 0,6—1,0; k_h — коэффициент, учитывающий влияние глубины потока (h) на величину размыва, $\lg k_h = 0,17 - 0,35 h/b$.

Формула Ярославцева разработана для условий, когда наносы не поступают в воронку размыва, т. е. для наиболее неблагоприятных условий. Допущения, принятые автором при выводе формулы, резко ограничивают диапазон ее применения. К тому же, использование только лабораторных данных для определения ряда параметров формулы приводит к значительным

ошибкам расчетов при определении глубин местного размыва на натуральных объектах.

Более совершенной, но также не лишенной недостатков, является включенная в Технические указания ВСН 62—69 формула В. С. Муромова. Она разработана на основе использования обширных лабораторных и ограниченного количества натуральных данных по рекам СССР. За основную величину принята глубина размыва у цилиндрической опоры при поступлении наносов в воронку размыва

$$h_{\text{мр}} = h_0 + 0,0177 \frac{v - v_k}{\omega} b, \quad (4.66)$$

где

$$h_0 = \frac{6,2\beta_0 h}{\left(\frac{v_k}{\omega}\right)^{\beta_0}}, \quad (4.67)$$

— глубина размыва при $v = v_k$, т. е., когда скорость потока равна критической неразмывающей; $\beta_0 = 0,18 (b/h)^{0,87}$.

В дальнейшем формула (4.66) была усовершенствована Муромовым на основе анализа данных лабораторных и натуральных измерений и представлена в виде

$$h_{\text{мр}} = \left(h_0 + 0,014 \frac{v - v_k}{\omega} b\right) k_{\phi} k_k \quad (4.68)$$

для условий поступления наносов в воронку размыва ($v > v_k$), а при осветленном потоке

$$h_{\text{мр}} = h_0 \left(\frac{v - v'_n}{v_k - v'_n}\right)^{0,75} k_{\phi} k_k, \quad (4.69)$$

где $v_k = 3,6\sqrt{hk}$; $v'_n = v_k (k/b)^y$ — начальная скорость размыва несвязных грунтов; y — степенной показатель, изменяющийся в зависимости от h/k от 0,125 до 0,2.

Формула Муромова также не лишена недостатков. Так, по формуле (4.67) глубина h_0 пропорциональна гидравлической крупности, что противоречит физическому смыслу формирования местного размыва. Действительно, при увеличении крупности наносов, слагающих дно русла, глубина размыва должна уменьшаться, а по формуле (4.67) получается противоположный результат.

М. М. Журавлев, обработав данные наблюдений примерно по 100 мостовым переходам, предложил для расчета глубины местного размыва следующую формулу:

$$h_{\text{мр}} = b^{0,4} h^{0,6} \left(\frac{v}{v_B}\right)^n k_{\phi} k_k, \quad (4.70)$$

где $v_b = \sqrt[3]{g\omega h} \frac{h}{k}^{0,06}$ — средняя взмучивающая скорость потока; n — показатель степени, зависящий от соотношения $v/v_{вд}$, для $v/v_{вд} > 1$ $n=1,0$, для $v/v_{вд} < 1$ $n=0,67$; $v_{вд}$ — донная взмучивающая скорость.

Формула (4.70) недостаточно широко апробирована, но, по сведениям ее автора, результаты расчетов по ней находятся в хорошем соответствии с натурными данными. К сожалению, при выводе формулы (4.70) сделано ошибочное допущение, объясняющее увеличение глубин местного размыва в период спада уровней, по сравнению с периодом их подъема, циркуляционными течениями. Фактически увеличение глубин обусловлено резким снижением поступления наносов из бассейна реки в ее русло и, как следствие, увеличением глубин размыва.

За рубежом для расчета глубин местного размыва используется более 20 формул. Однако все они грубо эмпирические. В частности, большая группа формул не включает в себя наиболее важные факторы — скорость потока и крупность наносов, что в значительной степени обусловлено негативной концепцией Е. М. Лоуренса, считавшего, что эти параметры не имеют существенного влияния на глубину местного размыва.

Детальный обзор зарубежных формул выполнен М. М. Журавлевым. В качестве примера приведем некоторые из них. Наиболее полный учет определяющих факторов выполнен М. Бонасоудасом, предложившим в 1973 г. следующую формулу:

$$h_{\text{мр}} = \alpha h \left(\frac{b}{h} - 0,3 \right)^n f k_{\text{ф}} k_{\text{к}}, \quad (4.71)$$

где α , n , f — параметры, зависящие от соотношения средней и критической скоростей $v/v_{\text{к}}$.

Одна из формул К. К. Инглиса, получивших в нашей стране название «индопакистанских», имеет вид:

$$h_{\text{мр}} = 1,25 (h_{\text{мр}} v)^{0,52} b^{0,22} - 0,3h. \quad (4.72)$$

Еще более сложен и менее изучен процесс местного размыва у опор мостов, расположенных в связных грунтах. Для расчета глубины размыва в этих условиях имеется ограниченное число формул, точность расчета по которым значительно ниже, чем для несвязных грунтов. В качестве примера можно привести формулу Муромова

$$h_{\text{мр}} = h_0 \left(2 \frac{v}{v'_{\text{к}}} - 1 \right)^{0,75} k_{\text{ф}} k_{\text{к}}, \quad (4.73)$$

где v_k — неразмывающая скорость для связных грунтов, определяемая по модифицированной формуле Мирцхулава

$$v'_k = \frac{0,4}{\alpha_2} (3,34 + \lg h) \sqrt{1,15 + C_{ун}^H}, \quad (4.74)$$

где α_2 — коэффициент снижения неразмывающей скорости. Когда поток влечет более 0,1% мелких песчаных наносов, α_2 принимается равным 1,4; в случае осветленного потока $\alpha_2 = 1,0$.

Первый множитель (h_0), входящий в формулу (4.73), определяется по формуле (4.67), в которой гидравлическая крупность принимается для эквивалентного по размываемости несвязного грунта, средний диаметр фракции которого (в метрах) находится по формуле $k_0 = v_k^4 / (168h)$.

Таким образом, методика расчета глубины местного размыва у опор мостов основана на эмпирических или полуэмпирических формулах. Значения коэффициентов в этих формулах определяются на основе экспериментальных (лабораторных или натурных) данных, точность которых низка. Все это свидетельствует о необходимости их совершенствования.

4.7. Принципы размещения локальных инженерных сооружений на берегах и в руслах рек и принципы русловыправительных и дноуглубительных работ при разных типах руслового процесса

При дискретном подходе к русловому процессу и обнаружении его структурных уровней, микро-, мезо- и макроформ русла и их типизации, т. е. при знании закономерностей их деформаций, удастся разработать ряд требований к размещению сооружений в руслах, на их берегах и пойме. Это важно прежде всего потому, что с выбора места расположения сооружения начинается его проектирование.

Уже упоминалось о том, что место расположения сооружения зависит не только от руслового процесса, но и от целого ряда других обстоятельств. Например, оно зависит от наличия уже имеющихся других сооружений, занятости подходов, наличия стройплощадки, экономических расчетов и т. п. Однако во всех случаях оценка руслового процесса необходима не только для выбора оптимальных мест размещения сооружения по этим условиям, но и для учета неблагоприятных его воздействий в случае вынужденного расположения. Именно поэтому выбор места расположения сооружения тесно увязывается с вопросом о требованиях к конструкциям сооружений и выборе наиболее выгодных и эффективных средств защиты сооружений от не-

благоприятных воздействий на него деформаций русла и поймы.

Таким образом, в качестве основного принципа размещения сооружений должен быть принят всесторонний, комплексный подход к вопросу. Учет руслового процесса обязателен при выборе места расположения сооружений.

В качестве третьего принципа следует назвать обязательный учет микро-, мезо- и макроформ руслового процесса и типизации схем их развития. Наконец, следует иметь в виду, что результат всякого вмешательства в ход развития морфологических образований на реках трудно предсказуем и, следовательно, сооружения на реке (их местоположение и конструкция), а также защитные мероприятия должны учитывать естественный ход руслового процесса и следует избегать резкого вмешательства в него.

Вопрос о размещении сооружений в действующих нормативных пособиях обычно не рассматривается. Ниже приведены рекомендации, которые позволяют дать гидроморфологическая теория руслового процесса (макроформам).

Поскольку для активных сооружений вопрос о выборе места по признакам руслового процесса обычно не стоит, рассмотрим возможные рекомендации о размещении пассивных сооружений. Применительно к типам руслового процесса в них указывается определяющий фактор (в наибольшей степени влияющий на сооружение), рекомендации по размещению и по защите от неблагоприятных воздействий.

1. Немеандрирующее русло с ленточными грядами. Определяющий фактор изменения отметок дна связан с перемещением гряд. Амплитуда колебания отметок дна равна высоте гряд. Рекомендации по размещению: практически сооружения в любых створах будут испытывать колебания отметок дна. Рекомендации по защите: переходы, кабели, трубопроводы должны размещаться на 1 м ниже отметок подвалов, водозаборы желательны ковшовые; неизбежны периодические расчистки русла у ковшей. Можно рекомендовать перевод русла в безгрядовый режим, однако это требует регулирования стока воды и наносов.

2. Побочневый тип процесса. Определяющий фактор: напоздание побочней. Рекомендации по размещению: переходы в любом створе с заложением на глубину не менее 1 м отметок подвалов гряд, в зависимости от класса сооружений. Створы ЛЭП размещать только за бровками меженных берегов. Водозаборы при малых скоростях движения побочней могут размещаться в низовых концах плёсовых лощин. Замедления сползания побочня можно достичь отторжением вышележащего побочня.

3. Ограниченное меандрирование. Определяющий фактор: размыв вогнутых берегов в ходе сползания излучин и намыв выпуклых. Рекомендации по размещению: переходы при медленном сползании излучины на перегибах русла, при быстрых — в пределах плёсовых ложин. Опоры линии высоковольтных передач при медленном сползании излучины размещать в низовых частях пойменных массивов, при быстрых — за пределами пояса меандрирования. Водозаборы и выпуски сточных вод располагать в низовых концах плёсовых ложин. Рекомендации по защите: при медленном сползании — крепление берега на участке сооружения, при быстром сползании — отторжение пойменного массива (спрямление русла).

4. Свободное меандрирование. Определяющий фактор: стадия развития излучин. Рекомендации по размещению: при всех стадиях развития излучин в точках перегиба русла (на перекатах) с заложением ниже отметок сезонных деформаций. Водозаборы и т. п. размещать в хорошо развитых излучинах на слабдеформируемых плёсах; в слабо развитых излучинах то же, но требуется одновременно регулируемое спрямление излучин.

Рекомендации по защите: кроме спрямления излучин, необходимо крепление их вогнутого берега при затопляемых поймах; возведение поперечных земляных дамб на перешейках излучин.

5. Незавершенное меандрирование. Определяющий фактор — стадия развития спрямлений. Рекомендации по размещению: переходы — в отмирающих рукавах близ точек перегиба русла, в спрямлениях — в зависимости от типа руслового процесса в них. Водозаборы размещаются в плёсе отмирающего рукава по рекомендациям для свободного меандрирования. Рекомендации по защите: стимулирование спрямлений с последующей их задержкой креплением на входе протоки.

6. Много рукавные русла. В случаях русловой и пойменной много рукавности сооружения размещаются в соответствии с типом руслового процесса в протоке и рекомендациями, данными для этого.

Для нужд речного судоходства было бы желательно все мероприятия по поддержанию судового хода увязать с типами руслового процесса. Современное мощное землечерпание привело к резкому сокращению разработок по выправлению рек. Это приводит к тому, что вместо разовых мероприятий приходится проводить ежегодные и достаточно трудоемкие землечерпательные работы. Даже такое мероприятие, как свалка грунта после разработки судоходных прорезей, недостаточно регламентировано и зачастую производится так, что отработанный грунт немедленно после его складирования начинает поступать в прорезь.

При побочном типе руслового процесса прорези и другие сооружения должны проектироваться с учетом возможных коренных изменений морфологии русла в связи со сползанием побочной.

Так, в практике имели место случаи, когда причалы располагались ниже сползающих побочной и при их надвигании оказывались изолированными от реки в связи с занесением подвалей этих побочной при их сползании.

Предпринимались попытки крепления берегов русла, что приводило к частым подмывам плёсов и обрушению креплений, особенно в условиях свободного меандрирования. Имели место случаи, когда крепление берегов приводило к возникновению ранее не наблюдавшихся побочной и осложнениям условий судоходства вследствие потери судовым ходом устойчивости в плане. Спряжения судового хода приобретают устойчивость особенно в условиях разновидностей меандрирования, лишь тогда, когда они выполняются вблизи коренного берега. Прорези со стороны пойменного берега часто заносятся.

Из приведенных примеров очевидно, что проектирование сооружений, связанных с судоходством на реках, требует тщательного гидроморфологического анализа и прогноза руслового процесса. Это особенно важно при многорукавных руслах, при которых причины отмирания и возобновления протоков и рукавов русла могут быть достаточно разнообразными. Перенос судового хода целесообразно осуществлять в соответствии с имеющимися тенденциями в развитии рукавов.

Все эти вопросы еще подлежат дальнейшим исследованиям и включению их результатов в нормативные документы.

В условиях регулирования стока мероприятия по улучшению судоходства должны проводиться с учетом отсутствия односторонних связей его с русловым процессом, а следовательно, возможности как благоприятных, так и неблагоприятных условий судоходства.

4.8. Деформации неукрепленных земляных каналов

4.8.1. Общие положения

Каналы представляют собой наиболее распространенный вид гидротехнических сооружений. Их строительство осуществлялось в различных регионах нашей планеты еще в давние времена. Однако это были небольшие каналы, используемые для орошения и водоснабжения. Позднее начали строить каналы и

для улучшения условий судоходства. С увеличением энергооборуженности стран размеры каналов резко увеличивались как по длине, так и по пропускной способности. В настоящее время как в Советском Союзе, так и за рубежом построены каналы, рассчитанные на пропуск расходов воды в $500 \text{ м}^3/\text{с}$ и более, а в проектных разработках предусмотрено строительство каналов, имеющих пропускную способность в $2000 \text{ м}^3/\text{с}$ и более.

При таких больших размерах облицовка дна и берегов каналов экономически нецелесообразна, поэтому их обычно делают земляными, укрепляя лишь отдельные, наиболее опасные участки.

В последние годы остро встала проблема межбассейнового перераспределения стока. Водные ресурсы Советского Союза, составляющие примерно $4700 \text{ км}^3/\text{год}$, крайне неравномерно распределены по территории страны. На Север и Северо-Восток приходится 80 % объема стока, а на южные районы с развитой промышленностью и сельским хозяйством — всего 20 %. Проблема, связанная с реализацией крупномасштабных проектов перераспределения стока между северными и южными районами страны, является исключительно сложной и затрагивает как экологические, так и экономические, технические, социальные и многие другие аспекты. Поэтому для ее реализации необходимы глубокие научные исследования и проработки.

Проблемы перебросок стока стоят и перед другими государствами, в основном занимающими большие территории. В ряде развитых капиталистических стран каналы, особенно для перераспределения стока, строились и строятся весьма интенсивно. Например, в Канаде объемы перебросок стока достигли $141 \text{ км}^3/\text{год}$, в настоящее время разработаны дополнительные крупномасштабные проекты. Велики объемы строительства каналов в США, Индии, Мексике и Китае. В США в качестве примера можно привести водный путь по р. Святого Лаврентия протяжением 3800 км, комплексное использование водных ресурсов рек Теннесси, Миссури, Колорадо и др. Для перераспределения стока осуществляется строительство различных магистральных каналов большой протяженности, рассчитанных на пропуск расходов в сотни, а иногда и тысячи кубических метров воды в секунду. Фактически такие каналы следует считать искусственными реками. Многочисленные каналы построены и строятся для улучшения судоходства, орошения, подвода воды к ГЭС (деривационные) и в других целях.

В зависимости от определяющего признака выделяют различные классификации каналов по назначению (энергетические, судоходные, водоподводящие, оросительные, осушительные, лесосплавные, рыбоходные и др.), по способу подачи воды (самотечные, машинные), по конструкции (по положению в плане — криволинейные и прямолинейные, по форме попереч-

ного сечения — трапецеидальные, параболические и др., по способам облицовки), по гидравлическим и гидрологическим режимам и проч.

Необлицованные земляные каналы подразделяются на каналы с устойчивыми и неустойчивыми руслами. Устойчивыми являются каналы, в которых заметные необратимые деформации отсутствуют, а очертания поперечного сечения, продольный уклон и положение русла в плане практически не изменяются. Основным критерием надежности или показателем качества функционирования канала является его пропускная способность, т. е. максимальное количество воды в единицу времени, которое может быть передано потребителям.

В качестве примера приведем разработанную в Союзгипроводхозе классификацию магистральных каналов, в основу которой положен расход воды, пропускаемый по ним (табл. 4.5).

Таблица 4.5. Классификация динамически устойчивых магистральных каналов

Класс сооружения	Q м ³ /с	Тип канала	Назначение канала	Период эксплуатации	Ожидаемые местные деформации
IV	<35	Малый	Орошение или водоснабжение	Вегетация	Эрозия дамб и откосов, заиление, зарастание, просадки, пучение грунта и т. д.
III	35—350	Средний	То же	Вегетация	То же
II	350—800	Большой	То же, судоходство и энергетика	Круглогодично	То же и обрушение берегов (в первую очередь от судовых волн) деформации от ледовых явлений
I	>800	Очень большой	То же	То же	То же

Рассмотрим основные проблемы, возникающие при проектировании и строительстве больших земляных каналов. К ним в первую очередь относится определение формы и размеров устойчивого канала, скоростей течения в нем, а также выбор оптимальной трассы канала.

В конечном счете все расчеты основаны на принципе наименьших экономических затрат при обеспечении устойчивости и надежности работы канала. Трассы каналов приводят к отчуждению обширных территорий, часто занятых продуктивными сельскохозяйственными угодьями. Поэтому проектировщики

стремятся задать наименьшие плановые размеры, увеличивая глубины каналов. Выбор трассы выполняется на основе тщательного изучения картографических и аэросъемочных материалов.

Одним из важнейших вопросов гидравлического расчета больших земляных каналов является назначение продольного уклона их русла, при котором сохраняется квазиустойчивое состояние потока. Как видно в табл. 4.6, где приведены данные натуральных наблюдений по большим каналам СССР, продольные уклоны изменяются в пределах от 0,00002 до 0,000173.

Таблица 4.6. Данные натуральных наблюдений по большим земляным каналам СССР с осветленной водой

Канал	Q м ³ /с	v м/с	h м	I ‰
Каракумский				
241,7 км	383	0,66	3,3	0,032
306,5 км	442	0,68	4,0	0,035
421,7 км	233	0,58	3,5	0,041
Деривационный Фар-хадской ГЭС	512	—	5,2	0,066
Северо-Крымский	285	0,50	4,9	0,022
Донской магистральный	183	0,54	4,2	0,020
Кызылкумский	96—142	0,57—0,68	2,92—3,4	0,067—0,080
Канал им. Кирова	203	0,6—1,0	—	0,11
Верхнекарабахский	126	0,95	2,6	0,173
Иртыш-Караганда (канал работал в режиме подпора)	25—32	0,19—0,24	3—3,5	0,0063—0,0067

На действующих каналах процесс руслоформирования подвержен значительному влиянию перегораживающих и сопрягающих гидротехнических сооружений, регулирующих гидравлический режим их работы, который с достаточной степенью точности можно принять близким к равномерному.

4.8.2. Гидравлический расчет устойчивых земляных каналов

Задачей расчетов является определение формы сечения и поперечных размеров каналов, которые при наименьших затратах должны обеспечить пропуск заданных расходов воды, а также их плановую и высотную устойчивость. Таким образом, основным в расчетах является определение скоростей течения в каналах, при которых отсутствовали бы однонаправленные деформации и осуществлялось бы транзитное движение русловых и нерусловых наносов.

К сожалению, единая теоретическая методика расчетов отсутствует, а имеющиеся полуэмпирические методы получены с помощью ряда допущений, основанных на опыте эксплуатации магистральных каналов и общих соображениях.

В то же время, имеется ряд общепринятых постулатов, которые и используются при расчетах статически устойчивых русел каналов. Эти постулаты при равномерном движении воды можно представить следующим образом:

1. Скорость течения в канале должна быть больше критической неподвижной, но меньше срывающей

$$v_n < v < v_c. \quad (4.75)$$

2. Форма поперечного сечения устойчивого русла определяется рядом условий: откос у уреза должен соответствовать предельному по устойчивости для данного вида грунтов, на судоходных каналах следует учитывать необходимость гашения волн, возникающих при движении судов; по оси русла дно должно быть горизонтальным.

3. Расход наносов в канале должен быть равен транспортирующей способности потока $Q_s = G$.

Учет этих постулатов производится на основе рекомендаций и формул, предложенных различными исследователями. Рассмотрим некоторые из этих предложений, учитывая, что анализ методов и формул для расчета критических скоростей выполнен в главе 2. Поэтому в качестве примеров приведем некоторые методы определения размеров и формы каналов.

В Минводхозе разработаны методы гидравлического расчета земляных каналов, основанные на теории равномерного движения. В качестве расчетных при $I_{\text{дна}} = I_{\text{пов}}$ приняты зависимости:

$$\tau_0 = \rho g R I, \quad (4.76) \quad v = C \sqrt{R I}, \quad C = f(R, n). \quad (4.77)$$

Для больших каналов, где $B \gg h$, обычно принимают $R \approx h_c$, получая

$$\tau_0 = \rho g h_c I, \quad (4.78)$$

$$v = C \sqrt{h_c I}, \quad (4.79)$$

где τ_0 — касательное напряжение на дне канала. Подставляя h_c из (4.79) в (4.78), получим

$$\tau_0 = \rho g \frac{v^2}{C^2}.$$

Следовательно, для допускаемой (неразмывающей) скорости допустимое касательное напряжение равно

$$\tau_{\text{доп}} = \rho g \frac{v_{\text{доп}}^2}{C^2}.$$

Для расчетов чаще принимают трапецидальную или параболическую форму сечения, хотя возможна и полигональная.

Отличительной чертой больших каналов является расплывчатость сечения русла, характеризуемая большими значениями B/h_m и выровненностью эпюры распределения средних на вертикалях скоростей по ширине канала.

Далее рекомендуется определять среднюю скорость «активной» части канала (v_m), соответствующую максимальной глубине и равную

$$v_m = \alpha v, \quad (4.80)$$

где $\alpha = 1,13 \div 1,15$. Следовательно, $v = \psi v_m$, где $\psi = 1/\alpha = 0,87 \div 0,89$.

Методика основана на допущении, что для средней части сечения потока (зона наибольших глубин) его скорости и касательные напряжения не будут превышать допускаемых значений.

При расчете по критическим допускаемым скоростям (метод допускаемых скоростей — МДС) средняя скорость на вертикали не должна превышать допускаемой ($v_{\text{доп}}$) скорости для данного грунта: $v_{\text{доп}} = v_n$, $v \leq v_{\text{доп}}$. При расчете по допускаемым касательным напряжениям (метод допускаемых касательных напряжений — МКН) принимается, что касательное напряжение на вертикали $\tau_0 \leq \tau_{\text{доп}}$.

При транспорте наносов в канале в значения допустимых скоростей необходимо вводить поправки; помимо этого, рекомендуется проводить дополнительные расчеты по транспорту наносов, которые будут приведены в специальных курсах.

4.8.3. Общая схема гидравлического расчета

На основе проектных данных задают расход воды Q , который должен пропустить канал, и коэффициент шероховатости n по заданным грунтам. Имея профиль поперечного сечения, определяют вероятное значение h_m , по которому рассчитывают уклон водной поверхности. При методе МДС используют формулу

$$v_m = v_{\text{доп}} = C_m \sqrt{h_m I_m},$$

откуда

$$I_m = v_{\text{доп}}^2 / C_m^2 h_m.$$

Соответственно по методу МКН $\tau_0 = \tau_{\text{доп}} = \rho g h_m I_m$.

Затем по заданным грунтам и табл. 4.7 с точностью до 10 % определяют величину $A = B/h_m$. Ширина канала по урезу равна $B = Ah_m$.

По значениям v_m и формуле (4.80) определяют среднюю скорость, а по $h_c = \beta h_m$ — среднюю глубину. Здесь $\beta = A - 2m$, где m — заложение откоса канала.

По полученным данным определяем расчетный расход воды $Q = v h_c B$.

Таблица 4.7. Рекомендуемые значения $A = B/h_m$

Q м ³ /с	Песчаные несвязные грунты, $k=0,15-3$ мм	Супеси и легкие суглинки	Глинистые грунты
250	17,0	11,3	7,0
400	18,0	12,0	7,5
500	19,0	13,0	8,0
750	19,5	13,7	8,7
1000	20,0	14,5	9,0
1250	20,5	15,0	9,5
2000	21,0	16,0	10,0

Учитывая, что для расчетов использовано вероятностное значение h_m , да и сам расчет выполнялся с точностью до 10 %, в общем случае $Q_p \neq Q$, т. е. расчетное значение не соответствует заданному. Поэтому необходимо повторить расчет при уточненном значении h_m или изменяя значение ширины «активной» зоны.

Рассмотрим также предложение И. Ф. Карасева, который определил пределы существования квазиоднородного потока

$$1 < \frac{B}{h_c} \sqrt{\lambda} < 4,5.$$

С учетом формулы устойчивости грунта, он получает морфометрическую зависимость

$$B \leq 3,65 (H_0 k)^{1/4} \left(\frac{h_c}{I} \right)^{1/2}. \quad (4.81)$$

Эта формула применима как к статическим, так и к подвижным руслам: в первом случае нарушение устойчивости проявляется в сопротивлениях, а во втором — в деформациях.

Большое распространение за рубежом получило решение Форхгеймера, реализованное в методе американских инженеров, которое также применимо к статическим руслам и к рус-

лам с ограниченными деформациями. Суть метода состоит в реализации допущения о предельной устойчивости в любой области периметра как результате равновесия частиц грунта,двигаемых влекущей силой и удерживаемых составляющей их веса. Угол заложения откоса канала принимается равным пре-

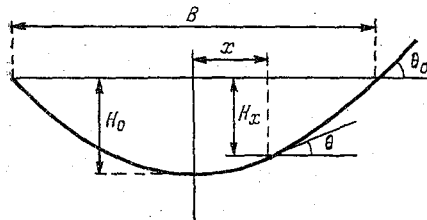


Рис. 4.22. Гидравлически устойчивое русло в форме косинусоиды.

дельному углу естественного откоса для смоченного грунта, т. е. 1,5—3,0 (рис. 4.22).

Исходя из этих допущений, русло предельного равновесия получается в форме косинусоиды (рис. 4.22), а его размеры определяются по формулам:

$$B = \frac{\pi H_0}{\text{tg } \theta_0}, \quad h_c = H_0 \cos\left(\frac{\text{tg } \theta_0}{H_0} x\right), \quad F = \frac{2H_0^2}{\text{tg } \theta_0},$$

где θ_0 — угол (в радианах) заложения откоса канала (выше расчетного уровня) (рис. 4.22); H_0 — максимальная глубина.

Данное решение, основанное на влекущей силе потока как критерии предельного состояния русла по началу подвижности, является вполне приемлемым только при пологих откосах.

Для расчета устойчивых форм русел каналов разработано также большое количество эмпирических формул. Одной из основных и наиболее надежной, на которой основываются многочисленные последующие решения, является формула Д. Лейси

$$\chi = L \sqrt{Q}, \quad (4.82)$$

где χ — смоченный периметр; L — постоянная, равная $4,84 \text{ с}^{0,5}/\text{м}^{0,5}$.

После преобразований и допущения, что $L = 1/\sqrt{v_d}$, формула (4.82) может быть представлена в виде $\chi/R = v/v_d$.

Для широких каналов, где $\chi \approx B$, $R \approx h_c$, получим $B/h_c = v/v_d$. К такому же виду с учетом известных зависимостей $\lambda = 2g/C^2$ и $C = v/\sqrt{h_c I}$ может быть приведена и формула Карасева (4.81)

$$\frac{B}{H} \approx (0,7 - 3,2) \frac{v}{v_d}. \quad (4.83)$$

Отсюда значение коэффициента в формуле Лейси равно

$$L = \frac{0,84 \div 1,8}{\sqrt{v_d}}$$

где $v_d = \sqrt{gh_c I}$ — динамическая скорость.

Рассмотрим факторы устойчивости каналов на основе третьего постулата (4.77). Русловые деформации находятся в прямой связи с режимом наносов. Наиболее очевидной формой такой связи в реках является перегрузка потока наносами, приводящая к расширению русла, русловой многорукавности, блужданию и неравномерности скоростей течения. Отсюда возникает условие, чтобы количество наносов, как общее, так и особенно русловых фракций, было не выше транспортирующей способности потока.

Примером нарушения этого условия может служить явление интенсивного размыва берегов — «дейгиша» на Амударье. При общей перегрузке потока наносами местные, осредненные по глубине скорости превышают средние по руслу до 2 раз. Соответственно местная транспортирующая способность потока увеличивается пропорционально скорости примерно в четвертой степени. Действуя в гладких, разработанных в межень протоках, направленных нередко под углом к линии берега, эти локальные потоки вызывают размыв и уносят размывший материал. Важную роль здесь играет способность потока унести размывший материал, иначе размыв ограничится переотложением грунта в нижнюю часть откоса, как это наблюдается при воздействии волн. Этот фактор является более действенным, чем грядовое движение: расход руслового материала, переносимого в паводок во взвеси, в несколько раз больше расхода, перемещаемого в грядах. Соответственно для устойчивых каналов возникает требование ограничения взвешивающей способности потока крупностью взвеси, не превышающей состав грунта русла.

Другой, наиболее распространенной в речных руслах формой деформаций является меандрирование. В действующих каналах, даже существующих много лет, явление меандрирования наблюдается редко и в слабой форме. По-видимому, этот процесс связан с периодическими усилениями размывающей способности потока в паводки, ведущими к размыву вогнутых берегов, и с переотложениями руслового материала. В данном случае в качестве дополнительного условия для прямолинейных в плане каналов может служить ограниченное превышение средней скорости течения над ее предельным значением по началу размыва.

Изложенные выше соображения о факторах деформаций и условиях устойчивости русел каналов можно кратко сформулировать и определить аналитическими выражениями следующим образом. Форма русла канала должна обеспечить гидравлическую устойчивость потока в увязке с прочностными свойствами материала русла, определяемыми в первую очередь углом естественного откоса грунта в русле; это условие определяется формулой $\chi = L \sqrt{Q}$. Количество наносов русловых фракций, поступающих в канал, должно соответствовать транспортирующей способности потока или может быть ненамного меньше $Q_S \approx G$.

Скорость течения в канале должна быть достаточно умеренной, чтобы не вызывать размыва берегов, и недостаточной для взвешивания и уноса руслового материала из откосов

$$\omega_0/\omega_p \leq 1; \quad (4.84)$$

где ω_0 — предельная наибольшая гидравлическая крупность, взвешиваемая потоком; ω_p — средняя гидравлическая крупность материала русла.

4.9. Влияние карьеров в руслах и на поймах рек на гидравлику потоков в них и на русловые процессы

В последние годы резко возросла добыча песка и гравия из русел и пойм рек для строительства различных, в основном гидротехнических сооружений. На ряде рек страны (Томи, Кубани, Уфе, Иртыше и других) объемы извлекаемого грунта, в основном аллювия, во много раз, а иногда даже — на один-два порядка, превышают годовой сток влекомых наносов этих рек, частично компенсирующих удаленный аллювий. Поэтому для заполнения таких карьерных выемок за счет естественного стока наносов потребуются десятки, а иногда и сотни лет.

Размеры карьеров по глубине и ширине часто соизмеримы с аналогичными размерами рек, а их длина достигает нескольких ширин рек, на которых они образованы. Их местоположение обычно приурочено к гребням перекатов, побочням, пляжам, осередкам, островам или другим выпуклым элементам русла и поймы.

Таким образом, карьеры нарушают морфологическое строение рек и тем самым оказывают существенное влияние на их водный и русловой режим. Степень этого влияния находится в прямой зависимости от размеров карьерных выемок относительно размеров реки. Поэтому карьеры обычно подразделяют на малые и большие. К малым относят одиночные карьеры,

занимающие небольшую часть русла или поймы реки. Такие карьеры существенного влияния на русловую и водный режимы рек не оказывают, так как их поверхность почти полностью покрыта водоворотной областью, которая препятствует воздействию транзитного речного потока на дно карьера.

Значительное воздействие потока наблюдается на дне карьеров, к которым относятся большие одиночные и массовые карьеры. Водоворотные области в этих карьерах примыкают как к их верховому, так и к низовому откосам, а транзитный поток воздействует на дно карьера почти на всем его протяжении.

Кроме этих двух видов карьеров, в практике применяется и третий — добыча грунта на большом участке реки, длина которого может достигать десятков километров, как это наблюдалось на р. Иртыше у г. Омска.

Рассмотрим более детально гидравлику потока и деформации русла в районе большого карьера. С этой целью выделим три участка, соответственно расположенных выше карьера, занимающего площадь карьера, и третий — ниже карьера. Под воздействием потока происходят интенсивные деформации размыва русла на первом и третьем участках и соответственно занесение русла на втором участке.

Непосредственно после создания карьера на первом участке происходит аккумуляция наносов перед карьером. Далее, по мере снижения уровней и увеличения уклонов на этом участке начинается размыв дна, распространяющийся вверх против течения. В низовой части этого участка происходит увеличение уклонов водной поверхности и скоростей течения, что, как правило, вызывает увеличение размеров донных гряд. Величина размыва русла обычно пропорциональна длине карьера. На втором участке отмечается отложение наносов, интенсивно поступающих с верхнего, первого участка. Занесение карьера наносами происходит последовательным смещением вниз верхового склона карьера. Взвешенные наносы могут частично откладываться в нижней части карьера. На третьем, относительно коротком участке, происходит общий размыв русла. Зона максимального размыва дна примыкает к низовому откосу карьера, захватывая этот откос. По мере удаления от карьера интенсивность размыва дна уменьшается, а расход наносов постепенно увеличивается по длине участка.

Таким образом, с течением времени весь карьер как бы смещается вниз по течению, значительно изменяя при этом свою форму. Скорость смещения карьера находится в прямой зависимости от соотношения его размеров с объемом стока наносов.

Гидравлика потока в зоне влияния карьеров исключительно сложная и недостаточно изученная, во многом зависящая от размеров карьеров, стока наносов, грунтов, слагающих русла и берега рек, и ряда других факторов.

Особенно неблагоприятные условия сложились на р. Томи в районе г. Томска, где из-за ежегодной выемки грунта объ-

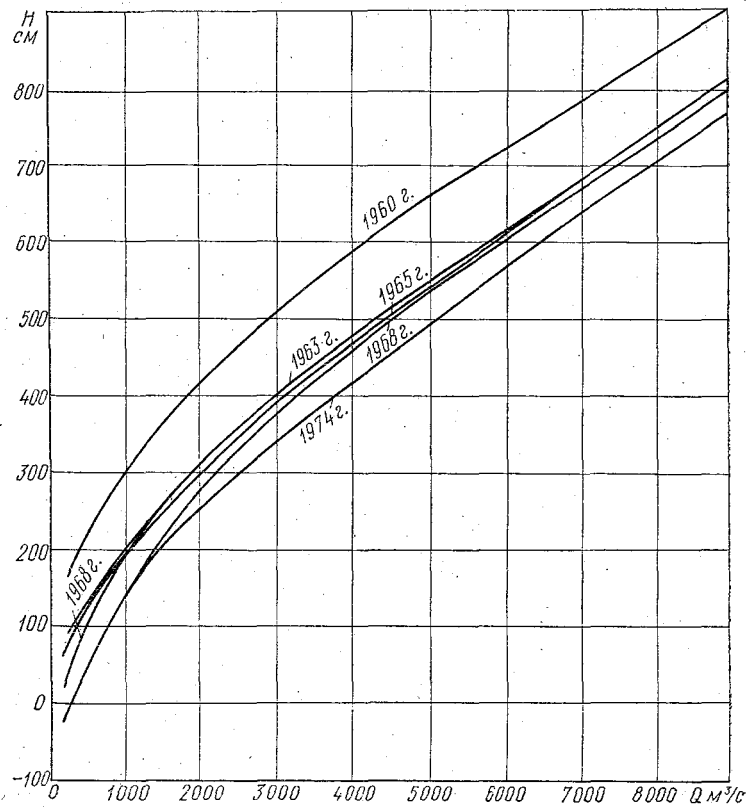


Рис. 4.23. Кривые расходов воды на р. Томи у г. Томска, отражающие падение уровней под воздействием разработки карьеров.

емом свыше $1,0$ млн. m^3 наблюдалось снижение уровней на 2 м (рис. 4.23). Этот объем грунта на несколько порядков превысил объем годового стока наносов.

Изменения водного режима и морфологического строения русла оказывают существенное влияние не только на русловой режим рек, но и на их поймы и даже долины. Действительно, значительное увеличение глубин в русле приводит к снижению

уровней воды и, как следствие, к уменьшению частоты и величины затопления пойм паводочными водами, к уменьшению выноса и отложения наносов на них, к падению уровня грунтовых вод. Все это приводит к нарушению биолого-почвенного режима в долине. Следствием этого является снижение биологической и сельскохозяйственной продуктивности пойм.

Участки пойм, занятые под карьеры, обычно зарастают кустарниками и исключаются из хозяйственного использования.

Следует отметить, что влияние карьерных выработок на поймах изучено еще недостаточно и часто приводит к непредсказуемым последствиям. Так, известны случаи, когда малые карьеры на поймах, нарушая их почвы, срывая дернину, приводили к интенсивным деформациям пойм, в результате которых на них создавались мощные протоки, достигающие сотен метров в ширину и несколько километров в длину. Довольно часто большие карьеры, создаваемые в руслах рек, приводят к изменению типа руслового процесса на них. При этом плановые деформации сменяются высотными. Это также оказывает существенное влияние на режим пойм.

Следует подчеркнуть, что интенсивные исследования влияния карьеров на гидравлику русловых потоков, русловые и пойменные деформации начали интенсивно проводиться только в последние годы. Однако большое практическое значение этих исследований должно в ближайшее время привести к крупным научным достижениям.

4.10. Задачи исследований динамики русловых потоков и русловых процессов на современном этапе развития водного хозяйства и гидротехнического строительства СССР

Как вытекает из изложенного в учебнике материала, в области динамики русловых потоков и русловых процессов остается еще много нерешенных проблем и задач. Их решение достаточно сложно и не может быть осуществлено в короткие сроки. Вместе с тем в условиях ускорения и интенсификации развития народного хозяйства появляются все новые проблемы и задачи, еще ожидающие своего решения. Поэтому пока приходится прибегать к совершенствованию и разработке эмпирических и полуэмпирических методов, позволяющих с определенной точностью решать многие проблемы и задачи. Это не снимает главной задачи, а именно совершенствование и объединение достижений гидродинамических и гидроморфологических аспектов теории. Иными словами, необходимо создание гидрав-

лической теории русловых форм. Существующие представления о гидродинамической структуре потока необходимо привести в соответствие с гидроморфологическими представлениями о структурности русла. Это потребует принципиально новых схем, например гидравлики поворота русла, создания гидравлической теории микро-, мезо- и макроформ русла. Неизбежная схематизация явления, необходимая для создания гидравлических методов расчетов и прогнозов, в наибольшей мере должна согласовываться с морфологическими и гидроморфологическими закономерностями. Необходим также и вероятностный подход к оценке и определению параметров руслового процесса.

Среди первоочередных и важнейших гидродинамических задач следует назвать создание теории турбулентности. Учитывая, что эта задача не может быть решена в короткие сроки, основными задачами следует считать улучшение имеющихся в настоящее время полуэмпирических ее теорий, позволяющих рассчитывать гидравлические характеристики потоков, сопротивлений русел их движению, расходов наносов.

Одной из первых задач является переход от одномерной идеализации к разработке методов расчета двухмерных и, что является наиболее сложным, трехмерных потоков.

Самостоятельной задачей является совершенствование методов расчетов неустановившегося движения как естественных потоков, так и волн попусков и прорыва, в частности расчет движения этих волн в руслах сложных форм сечений, какими являются русла с поймами.

Исключительно важной для практики и в теоретическом отношении является задача разработки теории и совершенствования методов расчета гидравлических характеристик потока как при его движении на одиночном повороте русла, так при преодолении им следующих друг за другом излучин.

Совершенствования требуют и методы расчета гидравлических характеристик потока под ледяным покровом, что особенно важно в условиях интенсивного освоения рек восточных и северо-восточных регионов нашей страны. В частности, необходима разработка методов расчета гидравлических характеристик потоков, лишь частично покрытых льдом, расчетов шероховатости нижней поверхности льда, расчетов сопротивлений движению потоков под ледяным покровом.

Для потоков с подвижным руслом особенно важно совершенствование теории движения наносов, причем отдельно для взвешенных и донных наносов, с учетом грядовых форм их перемещения, разработка методов расчета критических размывающих скоростей как для несвязных, так и для связных грунтов.

В области морфологии речных русел и пойм важнейшей задачей является установление количественных связей между ха-

характеристиками русел и пойм с определяющими их факторами, прежде всего с водным режимом, стоком наносов и ограничивающими факторами в естественных условиях и при регулировании стока. В этих целях необходимо совершенствовать морфометрические и гидроморфологические зависимости. При этом необходимо разрабатывать методы вероятностной оценки получаемых результатов. Очень важной проблемой является создание методов расчетов и прогнозов русловых деформаций, возникающих под влиянием сооружений, строящихся на реках.

В последние годы во всем мире возросло строительство каналов в размываемых руслах и даже искусственных рек многоцелевого назначения (орошение, обводнение, судоходство, деривация и др.) с размерами, сопоставимыми с размерами естественных больших рек. Поэтому следует всемерно развивать методы расчета таких сооружений, широко используя в качестве аналогов закономерности руслового процесса.

Совершенно новой проблемой и еще очень слабоизученной является оценка влияния карьеров на деформации речного русла. Кроме расчетных методов, требуется создание определенных правил размещения и допустимых объемов выемок грунта.

Необходимо отметить большое значение систематических наблюдений за деформациями речных русел и пойм, гидравликой потоков и за режимом определяющих русловую процесс факторов. Эти наблюдения необходимы как в естественных условиях, так и при регулировании стока.

Самостоятельной задачей является изучение руслового процесса в особых условиях, например в зоне вечномёрзлых грунтов, где создаются специфические формы русловых образований и особенности деформаций речных русел и пойм.

В заключение отметим, что для решения этих задач необходим комплексный, всесторонний подход и что всякий односторонний подход обречен на неудачу.

Условные обозначения

- A — коэффициент турбулентного обмена
 B — ширина
 $B_{п}$ — ширина поймы
 $B_{р}$ — ширина русла
 b — элемент ширины
 C — коэффициент Шези
 c — постоянная
 F — площадь поперечного сечения
 G_0 — сила тяжести
 g_n — транспортирующая способность потока (расход донных наносов)
 H — уровень воды или полная глубина потока
 $H_{р. б}$ — уровень затопления бровок прирусловых валов
 h — глубина потока
 $h_{д}$ и $h_{п}$ — глубина потока соответственно у дна и подо льдом
 I — уклон водной поверхности
 i — порядковый номер
 K — модуль расхода
 k — крупность частиц, иногда обозначают d
 $L(\Delta l)$ — длина участка
 l_r — длина донной гряды
 m — коэффициент Базена
 $N = \frac{u_{\delta} \delta}{\nu}$ — число Рейнольдса пограничного слоя
 n — коэффициент шероховатости
 P — сила давления
 p — приведенный периметр
 Q — расход воды
 q — удельный расход воды; расход воды на единицу длины или ширины потока
 R — гидравлический радиус
 r — радиус закругления
 x, y, z — координаты
 S — концентрация наносов
 T — отрезок времени
 t — время
 u — местная скорость
 v — средняя скорость сечения потока
 $v_{в}$ — средняя скорость на вертикали
 $v_{р. б}$ — средняя скорость руслового потока при уровнях затопления бровок прирусловых валов
 W — полное сопротивление сечения
 W_a — объем аккумуляции стока
 w — поперечная составляющая скорости течения

Условные обозначения

- α — угол пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков, приравнивается углу между геометрическими осями русла и поймы
- α_k — коэффициент Кориолиса
- α' — коэффициент Буссинеска
- Δ — высота выступов шероховатости
- Δ_r — наибольшая высота донной гряды
- δ — толщина пограничного слоя
- κ — постоянная Кармана ($\approx 0,4$)
- λ — коэффициент сопротивления
- μ — динамическая вязкость
- ν — кинематическая вязкость
- ρ — плотность воды
- τ — касательное напряжение
- φ — угол, отсчитываемый от входного до «основного створа» изгиба русла
- χ — смоченный периметр
- ω — гидравлическая крупность

Список рекомендуемой литературы

Глава 1

1. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—280 с.
2. Великанов М. А. Динамика русловых потоков.—3-е изд.—М.: ГИТТЛ, т. 1, 1954.—323 с. т. 2, 1955.—323 с.
3. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—373 с.
4. Гринвальд Д. И., Никора В. А. Речная турбулентность.—Л.: Гидрометеиздат, 1988.—152 с.
5. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—311 с.
6. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—311 с.
7. Зегжда А. П. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах.—Л.—М.: Госстройиздат, 1957.—216 с.
8. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—310 с.
9. Караушев А. В. Речная гидравлика.—Л.: Гидрометеиздат, 1969.—416 с.
10. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика.—М.: Наука, ч. 1, 1965.—639 с., часть 2, 1967.—720 с.
11. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области.—Киев: Изд. АН УССР, 1963.—142 с.
12. Розовский И. Л. Движение воды на повороте открытого русла.—Киев: Изд. АН УССР, 1957.—188 с.
13. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов.—М.: Госстройиздат, 1969.—464 с.
14. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя.—М.: Наука, 1974.—711 с.

Глава 2

1. Великанов М. А. Русловой процесс (основы теории).—М.: Физматгиз, 1958.—395 с.
2. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—373 с.
3. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—311 с.
4. Гришин Н. Н. Механика придонных наносов.—М.: Наука, 1982. 160 с.
5. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—191 с.
6. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—272 с.

Список рекомендуемой литературы

7. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне.— М.: Изд. АН СССР, 1955.— 344 с.
8. Мирцхулава Ц. Е. Основы физики и механики эрозии русел.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 304 с.
9. Михайлова Н. А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды.— Л.: Гидрометеоздат, 1966.— 232 с.
10. Россинский К. И., Дебольский В. К. Речные наносы.— М.: Наука, 1980.— 216 с.
11. Шуляк М. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости.— М.: Наука, 1971.— 400 с.

Глава 3

1. Антроповский В. И. Гидроморфологические зависимости и их дальнейшее развитие.— Труды ГГИ, 1969, вып. 169, с. 34—86.
2. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 280 с.
3. Великанов М. А. Русловой процесс.— М.: Физматгиз, 1958.— 530 с.
4. Гришанин К. В. Теория руслового процесса.— М.: Транспорт, 1972.— 216 с.
5. Клавен А. Б., Смищенко Б. Ф. Основные черты руслового процесса в нижнем течении р. Селенги.— Труды ГГИ, 1972, вып. 252, с. 38—52.
6. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.— Л.: Гидрометеоздат, 1982.— 272 с.
7. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне.— М.: АН СССР, 1955.— 543 с.
8. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы.— М.: МГУ, 1986.— 264 с.
9. Попов И. В. Исследование морфологии пойм при решении задач хозяйственного освоения пойм.— Труды ГГИ, 1960, вып. 74, с. 22—53.
10. Попов И. В. Русловые переформирования р. Волги на участке Волгоград— Астрахань.— Труды ГГИ, 1963, вып. 108.
11. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство.— Л.: Гидрометеоздат, 1969.— 364 с.
12. Попов И. В., Кондитерова Э. А. Прогноз русловых деформаций р. Волги на участке Саралевского водного узла.— Труды ГГИ, 1974, вып. 256, с. 65—98.
13. Ржаницын Н. А. Руслоформирующие процессы рек.— Л.: Гидрометеоздат, 1985.— 264 с.
14. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов.— М.: МГУ, 1979.— 232 с.

Глава 4

1. Алтунин В. С. Мелиоративные каналы в земляных руслах. М.: Колос, 1979.— 256 с.
2. Бегам Л. Г., Цыпин В. Ш. Надежность мостовых переходов через водотоки.— М.: Транспорт, 1984.— 254 с.
3. Васильченко Г. В. Воздействие потоков на мелиоративные и водохозяйственные сооружения.— Минск: Урожай, 1985.— 176 с.
4. Векслер А. Б., Доненберг В. М. Переформирование русла в нижних бьефах крупных гидроэлектростанций.— М.: Энергоатомиздат, 1983.— 217 с.
5. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем СССР.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 298 с.

6. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—144 с.
7. Дегтярев В. В. Улучшение судоходных условий сибирских рек.—М.: Транспорт, 1987.—176 с.
8. Журавлев М. М. Местный размыв у опор мостов.—М.: Транспорт, 1984.—114 с.
9. Лапшенков В. С. Прогнозирование русловых деформаций в бьефах речных гидроузлов.—М.: Гидрометеиздат, 1979.—240 с.
10. Ржаницын Н. А. Руслоформирующие процессы рек.—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—263 с.
11. Учет деформаций речных русел и берегов водоемов в зоне подводных переходов магистральных трубопроводов (нефтегазопроводов).—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—ВСН 163—83.—142 с.
12. Расчет мостовых переходов с применением ЭЦВМ.—М.: Транспорт, 1977.—208 с.

Предметный указатель

- Аккумуляция наносов 266, 355, 378
Антидюны 182, 210, 213—215
- Барханы 206, 224, 226
Бары 207, 217, 222
Бровка прируслового вала 132, 146—149, 156, 244, 249
Бьеф верхний 87, 357—359
— нижний 87, 212, 241, 356—359
- Вал береговой 295, 302
Валец 24, 422
Ветви кривых расходов воды 160—163
Взаимодействие потоков 12, 118—122, 126—131, 244
Влияние формы сечения 69—72
Водоворот 26, 114, 227
Водозабор 113, 117, 344, 349, 352, 430
Водослив 124, 158
Водохранилище 87, 169, 212, 241, 355
Возмущения (вихри) 20, 22—26, 31, 35, 39—41, 119—122, 128, 224, 422
— макромасштабные 26, 224
— принужденные Саткевича 39
— свободные Саткевича 39
Волны попуска 159, 379, 444
— прорыва 159, 379, 444
Воронка размыва 377, 380—383, 385, 389, 422—424
Выступы шероховатости 27, 28, 57, 78, 86—87, 91
Вязкость динамическая 15, 173
— кинематическая 31
- Гребень гряды 284, 424
— переката 440
Грунты несвязные 41, 180—181, 388, 389, 416
— связные 181—184, 401, 416, 427
— сыпучие 184
Гряды донные 77, 82—83, 186, 205—217, 441
— иерархия 209
— крутизна 82, 209
— ленточные 261, 279, 284, 424, 429
- Дейгш 321—322, 439
Деление потока 5, 112, 114
Деформации берегов водохранилищ 356, 371, 373
— необратимые 265—267
— обратимые 265, 267
— однонаправленные 265, 356
Дискретность 216, 252, 272
Диффузия турбулентная 186—190
Дноуглубление 428
Дюны 205, 214, 215
- Зависимости гидроморфологические 10, 117, 345, 402
- Заиление водохранилищ 117, 357, 363
Закон логарифмический скоростей 30—34, 54, 78, 111
— Лоренца 28, 29
— площадей 105
— универсальный распределения скоростей 30
Занесение водохранилищ 357, 363
Зона водоворотная 82, 100, 114, 135, 149, 167, 205, 223, 224, 226, 244
- Иалучина 5, 96, 121, 293, 294, 299, 300, 303, 353, 444
- Каналы земляные 431—434, 444
Карьер 241, 379, 440—441
Классификация гряд 212—216
Концентрация наносов 190, 191, 195
Коэффициент Буссинеска 73, 153, 155
— динамической вязкости 51
— кинематической «кажущейся» вязкости 42
— Кориолиса 73, 153—155
— пористости 256
— турбулентного обмена 42, 43, 120
— Шези 47—74, 83, 84, 91—96, 109, 144, 158
— шероховатости 78—84, 86—87, 91—95, 144, 149, 151, 156
Кривые расходов 91, 119, 150, 159—162
Крупность гидравлическая 7, 10, 41, 172—175, 184—185, 214, 231, 368, 424
— наносов 5, 41, 78, 170, 204, 212, 229, 235
- Макроформа 274, 275, 350, 357, 428, 429
Массообмен 22, 152, 155—157
Массив пойменный 324, 325, 327, 355, 403, 430
Меандрирование незавершенное 280, 282, 312—314, 430
— ограниченное 280, 281, 294, 430
— свободное 280, 281, 298, 304, 430
Мезоформа 207, 211, 216, 222—225, 229, 230, 252, 357, 423, 428, 430
Метод гидродинамический 390—392
— гидроморфологический 390, 391
Микроформа 207, 211, 216, 222—225, 229, 230, 252, 428, 429
Многорукавность пойменная 112, 280, 282, 316, 317, 430
— русловая 112, 280, 282, 318, 319, 430
- Наилк 267, 318, 343, 353
Наносы аллювиальные 182
— взвешенные 186—190, 222, 235, 238—241, 357—359, 441
— влекомые 192—193, 235
— донные 330, 331, 334
— нерусловые 235—237

- русловые 193, 235—257, 244—247, 377
- Образования морфологические 5, 6
- Объем аккумуляции 376
- разрушения 376
- Опора моста 408, 421—425
- Осередок 234, 318—320, 349, 424, 440
- Остров 318—320, 440
- Ось поймы 127, 128
- потока динамическая 86, 115, 122, 126—131, 247, 251, 319
- русла 127, 128
- Отмель береговая 375
- Отмстка 180, 377, 387, 412—414
- Параметр турбулентности 174, 387
- формы сечения 71, 72
- Пережат 6, 7, 14, 192, 209, 227, 243, 249, 257—261, 357, 440
- Переход ЛЭП 352
- мостовой 13, 407—409, 412
- Петли на кривых расховах 159—162
- Плос 7, 258, 357
- Плотность эквивалентная 182
- Пляж 294, 301, 357
- Побочень 205, 234, 249, 279, 283, 287—291, 349, 353, 357, 424, 429, 443
- Пойма 5, 6, 11, 12, 27, 117—126, 131, 242—245, 250, 260, 318, 429
- Покров ледяной 27, 85—88, 91—96, 444
- Поле скоростей 4, 26, 28, 35, 59—65, 132, 139
- Постоянная Кармана 30, 109
- Поток осветленный 389, 395, 399, 376
- плоский 16, 18, 20, 29, 31, 32, 40, 46, 62, 84, 85
- пространственного режима 67, 68
- Потолок взвешивания 195
- Прогноз локальный 351, 353
- фоновый 349—353
- Прорва 122—125, 149, 244, 296, 343
- Просадки уровней 378
- Пульсации турбулентные 19, 25
- Размыв местный 377, 380, 386, 389, 400, 421
- общий 377, 389, 400, 401, 409—411, 414
- Расход влекомых наносов 193, 201
- Регулирование паводочного стока 117, 123
- Рифеля 82, 215, 217—222, 230, 234, 423
- Русло блуждающее 319
- гладкое 45, 53
- предельного равновесия 438
- Сальтация 192, 195, 201, 213, 235, 257
- Саморегулирование 262
- Система поток—русло 257, 262
- Скорость вихря 38,
 - групповая 196
 - гряды 284
 - динамическая 31, 51, 439
 - заляющая 178
 - критическая 178—181, 184, 213, 231, 435, 436
 - неразмывающая 182—184, 224, 377
 - побочная 289
 - поперечная 11, 99—163
- размывающая 401, 413
- смещения 99, 100
- срывающая 178, 435
- циркуляции 99, 100, 103, 112
- Сооружения активные 352
- гидротехнические 4, 12, 352, 353
- Способность потока транспортирующая 193, 202, 224, 225, 242—248
- Створ основной 98, 99
- Теория гидродинамическая 11, 252, 262
- гидроморфологическая 11, 117
- гравитационная 190
- диффузионная 186—190
- русловых процессов 12, 351
- турбулентности 21, 186, 217, 444
- Течения вдольбереговые 356, 371, 372
- Тип руслового процесса 12, 248, 429
- Типизация гряд 211
- пойм 323
- процесса взаимодействия потоков 127, 248, 429
- Турбулентность макромасштабная 217, 220, 271
- Уклон дна 93, 235, 241
- поверхности водосбора 5
- поперечный 110, 111, 161
- свободной (водной) поверхности 109, 122—136, 144, 148, 156, 159, 203—204, 224, 235, 241
- Уравнения баланса наносов 240, 392, 393
- Бернулли 52, 108, 109
- водного баланса 162
- гидромеханики 16
- Громеки—Лемба 35, 104
- движения 16, 33, 111, 153, 154, 161, 221
- движения потока с переменным расходом 153, 154, 156, 160
- деформаций 253, 256, 392, 398
- Маккавеева 107
- Навье—Стокса 28, 47, 48, 106
- неразрывности 16, 33, 112, 153—156, 160, 163
- Рейнольдса 16, 17, 47, 52
- Сен-Венана 72, 393
- Уровень структурный 272, 273, 275, 428
- Ускорение центростремительное 96, 110
- Формула Железнякова 84
- Маннинга 69, 79, 83, 91—93
- Павловского 83, 91
- Талмазы 84
- Шеши 47, 70, 73, 79, 83, 91, 96
- Шеши—Маннинга 91, 94, 396, 406, 415
- Штриклера 83
- Шаг гряды 284
- излучины 296, 305
- побочная 289
- Эффект взаимодействия потоков 152, 160—162
- пространственности 68, 94, 95, 247

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Гидромеханический анализ турбулентного руслового потока	14
1.1. Режимы движения жидкости в реках и каналах. Расчет параметров потоков ламинарного режима	14
1.2. Система уравнений гидромеханики для описания движения турбулентного руслового потока. Плоский поток	16
1.3. Кинематическая структура турбулентного руслового потока. Описание его характеристик	19
1.4. Распределение скоростей по глубине потока. Осредненные и пульсационные скорости	27
1.5. Механизм торможения потока руслом. Зависимость коэффициента гидравлического сопротивления от числа Рейнольдса	35
1.6. Пограничный слой	47
1.7. Гладкие и полугладкие стенки. Особенности расчета сопротивлений и полей скоростей	55
1.8. <u>Турбулентное рассеяние</u>	57
1.9. Поля скоростей и сопротивлений потоков в руслах прямоугольного сечения	59
1.10. Распределение скоростей в естественных русловых потоках	69
1.11. Сопротивление русел движению потоков по ним	77
1.12. Потоки под ледяным покровом	85
1.13. Изгиб руслового потока	96
1.14. Расчет параметров потока при их делении	112
1.15. Влияние пойм на пропускную способность и сопротивления русел. Регулирование паводочного стока поймами	117
1.16. Поле скоростей и пропускная способность русел с поймами и с резко изменяющейся по ширине шероховатостью. Роль вторичных течений	132
1.17. Учет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в методике расчета пропускной способности пойм и методике измерений расходов воды	152
1.18. Особенности построения кривых расходов воды на пойменных створах	159
1.19. Дополнительные сопротивления движению русловых потоков	164
Глава 2. Физические и гидромеханические основы теории движения потоков с деформируемым руслом	169
2.1. Основные характеристики грунтов и наносов	169
2.2. Механические характеристики грунтов и наносов	170

2.3. Гидравлические характеристики грунтов и наносов. Гидравлическая крупность	172
2.4. Поведение частиц грунтов и наносов в турбулентном потоке, условия стесненного обтекания	175
2.5. Скорости сдвига и срыва зерен на дне потока. Условия устойчивости зерен на дне	176
2.6. Критические скорости для связных грунтов	181
2.7. Связь между гидравлической крупностью и критическими скоростями	184
2.8. Механизм перемещения наносов в потоке	185
2.9. Взвешенные наносы	186
2.10. Влекомые наносы	192
2.11. Грядовый режим перемещения наносов	205
2.12. Критерии деления наносов на взвешенные и донные. Переход взвешенных наносов в донные и обратно	235
2.13. Соотношение расходов взвешенных и донных наносов	241
2.14. Влияние поймы на транспорт наносов русловыми потоками	242
Глава 3. Русловые процессы и их типизация	
3.1. Гидродинамический и гидроморфологический подходы к разработке теории русловых процессов	252
3.2. Система уравнений для расчета деформаций	253
3.3. Поток — русло как саморегулирующаяся система. Роль перекаатов в регулировании стока наносов	257
3.4. Основные положения гидроморфологической теории руслового процесса и определение понятия «русловой процесс»	262
3.5. Типизация руслового процесса	276
3.6. Ленточногрядовый и побочный типы руслового процесса	283
3.7. Меандрирование. Современные представления о причинах меандрирования	292
3.8. Свободное меандрирование	298
3.9. Незавершенное меандрирование	312
3.10. Пойменная многорукавность	316
3.11. Русловая многорукавность	318
3.12. Типизация речных пойм	323
3.13. Особенности русловых процессов на горных реках	332
3.14. Натурные и камеральные гидроморфологические исследования	336
Глава 4. Инженерные приложения теории русловых процессов	351
4.1. Принципы прогнозирования русловых деформаций. Фоновые и локальные прогнозы русловых перестроений	351
4.2. Русловой процесс в условиях зарегулированного водного режима	354
4.3. Русловые деформации в верхних бьефах регулирующих гидроузлов. Заиление водохранилищ взвешенными и занесение донными наносами	357
4.4. Деформации берегов водохранилищ. Вдольбереговые течения. Развитие береговой отмели и состояние предельного равновесия. Методы расчета береговых деформаций	371
4.5. Русловые деформации в нижних бьефах гидроузлов	376
4.6. Русловые деформации, вызываемые сооружением мостовых переходов	407
4.7. Принципы размещения локальных инженерных сооружений на берегах и в руслах рек и принципы русловыправительных и дноуглубительных работ при разных типах руслового процесса	428
4.8. Деформации неукрепленных земляных каналов	431
4.9. Влияние карьеров в руслах и на поймах рек на гидравлику потоков в них и на русловые процессы	440