

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ

ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Н.Б. Барышников

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

*Допущено Министерством образования и науки Российской Федерации
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся
по специальности «Гидрология» направления подготовки «Гидрометеорология»*



Санкт-Петербург

2007

УДК 556.536

Барышников Н.Б. Динамика русловых потоков. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2007. – 314 с.

ISBN 5-86813-160-6

Рассматривается внутренняя структура турбулентного потока, методы расчета полей скоростей и сопротивлений, а также пропускной способности русел различных форм сечений. Приведены итоги анализа поведения потоков под ледяным покровом и на изгибе жесткого русла. Изложены основы теории саморегулирующейся системы бассейн – речной поток – русло и результаты антропогенного воздействия на нее.

Учебник предназначен для студентов-гидрологов, магистрантов и аспирантов, а также будет полезен для инженерно-технических работников, занимающихся гидротехническим строительством.

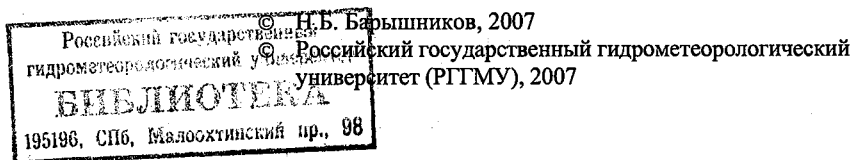
Baryshnikov, N.B. Streamflow dynamics. A textbook. St. Petersburg, RSHU Publishers, 2007. – 314 pp.

The book considers internal structure of a turbulent flow, computational methods of fields of velocities and resistances, as well as carrying capacity of channels with different shapes of cross sections. Results of an analysis of stream behaviour under an ice cover and at the curve of a rigid channel are presented. Fundamentals of the theory of a self-regulating basin – river stream – channel system are discussed, as well as outcomes of anthropogenous action on it.

The textbook is intended for undergraduates, Master's and PhD students specializing in hydrology; it will also be useful to engineering and technical staff engaged in hydraulic engineering construction.

Рецензенты: кафедра гидрологии суши Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (д-р геогр. наук, проф. Н.И. Алексеевский и д-р геогр. наук, проф. Р.С. Чалов), РГПУ им. А.И. Герцена (д-р геогр. наук, проф. В.И. Антроповский).

ISBN 5-86813-160-6



Принятые обозначения

H – уровень воды
 h – глубина
 R – гидравлический радиус
 χ – смоченный периметр
 B – ширина
 b – элемент ширины
 F – площадь поперечного сечения
 f – элемент площади
 I – уклон водной поверхности
 u – скорость течения
 $\bar{u}$ – осредненная скорость
 u_a – средняя скорость на вертикали
 u_0 – максимальная скорость на вертикали
 V – средняя скорость
 u_{00} – максимальная скорость
 C – коэффициент Шези
 n – коэффициент шероховатости
 $F_{x,y,z}$ – проекции сил на оси координат, отнесенные к единице массы
 U_* и U_{*0} – вертикальная составляющая скорости вихря и ее максимальное значение
 u_* – продольная составляющая скорости вихря
 $\omega_{x,y,z}$ – угловая скорость вращения вихря
 ω – гидравлическая крупность
 P – сила давления, отнесенная к единице массы
 τ_d – действующее касательное напряжение
 τ_c – касательное напряжение сопротивления
 u', v', w' – пульсационные скорости
 ρ – плотность
 μ – динамическая вязкость
 ν – кинематическая вязкость
 λ – коэффициент гидравлического трения
 A – турбулентная вязкость
 ν_t – кинематический коэффициент турбулентной вязкости
 E – полная энергия сечения
 Δ – высота выступов шероховатости
 δ – толщина пограничного слоя
 $\aleph$ – постоянная Кармана
 m – коэффициент Базена
 l – длина пути перемешивания (по Прандтлю)
 d_l – толщина льда

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Динамика русловых потоков», как и «Русловые процессы», входят в состав обязательных специальных дисциплин на гидрологическом факультете. Они служат теоретической основой для проектирования различных гидротехнических сооружений: регулирующих водохранилищ, мостовых переходов, водозаборов и др. С момента выхода учебного пособия Н.Б. Барышникова и И.В. Попова «Динамика русловых потоков и русловые процессы» прошло около 20 лет. За этот период отдельные направления данной дисциплины активно развивались. Выполнен значительный объем теоретических, лабораторных и натурных исследований, что позволило по-новому подойти к решению ряда принципиальных вопросов и создать новые направления в их трактовке. В частности, принципиально новые положения вскрыты в одном из узловых разделов курса – гидравлические сопротивления речных русел. Фактически заново разработаны разделы: саморегулирующие системы в гидрологии и экологическое русловедение.

Принципиальные изменения произошли и в учебных планах, являющихся основой для подготовки специалистов-гидрологов. Так, дисциплина «Динамика русловых потоков и русловые процессы» разделена на две самостоятельные дисциплины: «Динамика русловых потоков» и «Русловые процессы». В состав первой в основном вошел раздел, посвященный динамике потоков в жестких руслах, а в состав второй – механизм перемещения наносов, русловые процессы и антропогенное воздействие на них.

Несмотря на большой объем исследований по данной дисциплине, выполненный почти за 20-летний период как в России, так и за рубежом, некоторые вопросы так и не нашли своего окончательного решения. Наличие нескольких подходов, основанных на различных допущениях при решении уравнений гидромеханики, привело к получению разноречивых результатов и, как следствие, к дискусионности решений ряда проблем. В частности, особенно остро стоят вопросы макромасштабной турбулентности, движения воды на изгибе русла, теории движения потоков в руслах сложных форм сечения и др. Все это затрудняет изложение материала, а небольшой объем не позволяет автору углубляться и детализировать различные позиции.

В связи с делением дисциплины «Динамика русловых потоков и русловые процессы» на две самостоятельные, особенно с учетом того, что они преподаются студентам на различных семестрах, является целесообразным подготовка и издание двух самостоятельных учебников: «Динамика русловых потоков» и «Русловые процессы». Исходя из этого, данный учебник предназначен для студентов, осуществляющих подготовку по дисциплине «Динамика русловых потоков». Второй учебник, посвященный русловым процессам, будет подготовлен и издан автором или коллективом авторов несколько позже.

Фактически этот учебник является вторым дополненным и переработанным изданием части учебного пособия Н.Б. Барышникова и И.В. Попова «Динамика русловых потоков и русловые процессы», опубликованного в 1988 г.

ВВЕДЕНИЕ

Дисциплина «Динамика русловых потоков» изучает движение воды как в жестких, так и в деформируемых руслах. К первым относятся облицованные каналы, а ко вторым — русла естественных водотоков и неукрепленные земляные каналы. Последние отличаются от рек правильными формами русел и малой изменчивостью расходов воды.

Динамика русловых потоков возникла на стыке четырех наук (гидромеханики, гидравлики, гидрологии суши и геоморфологии) и продолжает сохранять с ними тесные связи.

В комплексе дисциплин, являющихся составными частями гидрологии суши, динамика русловых потоков занимает особое место, так как она изучает внутреннюю структуру потоков, механизм их движения в речных руслах различных форм сечения и гидравлические сопротивления таких русел в их естественном состоянии и с учетом антропогенного воздействия. Основными задачами данной дисциплины являются: совершенствование теории движения русловых потоков, разработка методов расчета полей скоростей и расходов воды в естественных условиях и при антропогенном воздействии, оценка сопротивлений движению потоков в руслах различных и особенно сложных форм сечений и методов расчета расходов в них. Актуальной в последние годы стала проблема оценки экологического состояния рек и процессов, в них происходящих.

Разработка этих вопросов позволяет рационализировать сложные и дорогостоящие измерения гидравлических параметров потоков, особенно в паводочные периоды.

Решение этих задач необходимо для научного обоснования строительства различных гидротехнических сооружений и водохозяйственных объектов, в первую очередь при реализации крупномасштабных проектов преобразования водных ресурсов, путем использования всех основных методов исследований: теоретического анализа, натурных изысканий, физического и математического моделирования. В настоящее время научное обоснование необходимо прежде всего для выбора оптимальных мест размещения сооружений, их конструкций и систем защиты от неблагоприятных воздействий речного потока.

Динамика русловых потоков, находясь на стыке ряда наук и являясь составной частью гидрологии суши и гидравлики, использует теорию и методы 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 речным потокам – гидравлика, занимаются исследованиями законов движения жидкости. В этих науках вскрыты и обоснованы строгие закономерности, на основе которых получено 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 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 др.) под влиянием которых создаются условия перемещения русел и пойм и вызываемый этими перемещениями эффект.

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 динамики русловых потоков. 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 являлась правильной, но недостаточный уровень знания законов, управляющих движением воды и наносов в реках, не позволил довести ее до положительных результатов. В то же время использование различных мощных дноуглубительных средств (земснарядов, камнеуборочных машин, землесосов и др.) привело к убедительной победе сторонников дноуглубления. «Борьба за глубины» явилась решительным толчком к проведению серьезных научных исследований с целью создания теории динамики русловых потоков.

Между 1892-м и 1904-м годами был проведен ряд съездов русских деятелей по водным путям и ряд международных конгрессов по судоходству. На съездах русских деятелей в дискуссиях о способах улучшения судоходных условий зарождались первые научные представления о динамике русловых потоков.

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 обобщенных 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 динамики русловых потоков.

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 больше всего нужна. При высоких уровнях уклон концентрируется на плесах, 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, плесы 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. Лелявский. Он работал над выправлением рек с целью улучшения судоходных условий и имел возможность наблюдать за кинематикой потока на перекатах и плесах. Именно им были получены схемы течений, резко отличные от бытовавших представлений о

параллелоструйности потоков. Н.С. Лелявским были выделены два кинематических фрагмента, названные им «свободным течением на плесах» и «веерообразно-расходящимся течением» на перекатах, наблюдающиеся на участках верхового их ската. Гидравлика того времени еще была не способна дать объяснение этим сложным явлениям, однако сам факт проникновения в структуру потока свидетельствует о попытке самостоятельного решения задач и о 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.

Первая мировая и гражданская войны задержали развитие естественных наук, в том числе и исследования в области динамики русловых потоков. Сразу же после этих войн в бывшем Советском Союзе начинается интенсивное изучение рек. В Ленинграде и Москве формируются крупные научные центры. Так, уже в 1919 г. в Ленинграде был организован Государственный гидрологический институт, а несколько позднее — Всесоюзный научно-исследовательский институт гидротехники имени Б.Е. Веденеева. В Москве изучение русловой турбулентности и русловых процессов в основном концентрируется в Московском государственном университете. Именно в этот период бурно развиваются исследования в области динамики русловых потоков, связанные с именами таких ученых, как М.А. Великанов, В.Н. Гончаров, В.М. Маккавеев, И.И. Леви и других, 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 курса лекций, прочитанных на физическом факультете МГУ, издано первое учебное пособие по этой дисциплине, а в 1946 г. — первый учебник «Динамика русловых потоков», подготовленный М.А. Великановым.

Проследивая развитие исследований в области речной гидравлики или динамики русловых потоков, как называл ее с 1930-х годов М.А. Великанов, надо отметить работы Н.Е. Жуковского, выдвинувшего гипотезу о существовании в потоке катящихся вихрей эллипти-

ческой формы. В последующем она отразилась на создании М.А. Великановым новой гипотезы о явлениях макротурбулентности.

Работы Н.С. Лебявского по изучению вторичных течений в лабораторных условиях были в 30-е годы прошлого века 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. Егiazаров 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. позволил надеяться на возможность оценки руслового процесса расчетным путем на основе применения к нему законов гидродинамики. По этой причине подавляющее большинство исследований до середины 50-х годов сводится к изучению динамики потока, а положения В.М. Лохтина оказываются в значительной мере забытыми.

Глубокие лабораторные исследования процесса движения речных потоков в руслах сложных форм сечения, начатые в 50-х годах работами Г.В. Железнякова, В.Н. Гончарова и др., были дополнены натурными исследованиями ГГИ на реках России, выполнявшимися под руководством Д.Е. Скородумова и И.Ф. Карасева. Анализ результатов этих исследований, дополненных данными Гидрометслужбы, выполненный В.Н. Гончаровым, Н.Б. Барышниковым, И.Ф. Карасевым и др., позволил вскрыть эффект взаимодействия руслового и пойменных потоков и на его основе разработать методику расчетов пропускной способности русел с поймами, имеющую большое практическое значение.

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 круп-

ность). Изучаются потери энергии в потоке, вызванные зернистой шероховатостью и грядовым движением наносов.

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 и гидрологию, так и гидравлику пойм. Именно последняя получила интенсивное развитие в работах РГГМУ и ГГИ. В 60-х годах прошлого столетия был вскрыт эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков. На основе его учета были разработаны методы расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности русел с поймами. Разработка последних имела решающее значение в связи с резким сокращением количества наблюдательных постов в системе Росгидромета и снижения качества получаемой информации. К тому же существенное изменение климата в последние годы привело к резкому увеличению количества и особенно мощности катастрофических паводков, как правило, приводящих к затоплению больших территорий и разрушению различных гидротехнических сооружений. К сожалению, измерения расходов воды таких паводков по различным причинам, как правило, не производились.

В последние годы в РГГМУ был разработан принципиально новый подход к оценке параметров руслового потока и русла, основанный на концепции саморегулирования. В ней бассейн – речной поток – русло рассматриваются в контексте саморегулирующейся системы, состоящей из двух подсистем: бассейна и подсистемы речной поток – русло. В последней подсистеме речной сток рассматривается как основная движущая сила, а гидравлические сопротивления как – регулятор работы подсистемы. Именно с помощью гидравлических сопротивлений происходит процесс подключения к работе остальных составляющих подсистемы: стока наносов, русловых процессов, химического стока, биотических и других факторов. Это направление, по-видимому, является наиболее перспективным, но и наименее разработанным.

Таким образом, наука «Динамика русловых потоков» 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.

Все усиливающееся антропогенное воздействие на природу в целом и ее составляющие привело к становлению принципиально нового направления – геоэкологии. Частным разделом этого направления является экология бассейна и самой реки. Все виды антропогенного воздействия в этом случае можно разделить на три вида: воздействие на атмосферу, на бассейн реки и на речной поток–русло. Такой подход позволил, в частности, сформировать новый раздел динамики русловых потоков – экологическое русловедение, основы которого заложены в работах РГГМУ и МГУ.

Интенсивное развитие гидротехнического строительства вызвало необходимость учета воздействия различных сооружений на гидравлику потока и русловые процессы. Этим проблемам посвящены исследования последнего периода, позволившие разработать методы расчета гидравлики потока и русловых деформаций при возведении гидротехнических сооружений различных типов.

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 выполнен анализ руслопойменных потоков на основе вскрытия эффекта взаимодействия русловых и пойменных потоков. В учебнике приведены последние достижения по этой проблеме не только для стационарной, но и для условий нестационарной задачи. Последний раздел учебника посвящен анализу саморегулирующейся системы бассейн – речной поток – русло и антропогенному воздействию на нее.

Разделы, посвященные наносам, русловым процессам и антропогенному воздействию на них, будут изложены в учебнике, названном «Русловые процессы». Следует отметить, что вопросы антропогенного воздействия на русловые процессы приведены в учебном пособии Н.Б. Барышникова «Антропогенное воздействие

на русловые процессы» и монографии Р.С. Чалова, А.В. Чернова и К.М. Берковича «Экологическое русловедение».

Отдельные разделы, являющиеся составной частью «Динамики русловых потоков», 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 др.), 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 рекомендуемой литературы.

Подготовка раздела 3.7 осуществлялась совместно с доц. Д.И. Исаевым и канд. тех. наук Т.В. Векшиной, а раздел 4 – с д-ром техн. наук В.А. Бузиным. Автор приносит искреннюю благодарность сотрудникам кафедры гидрометрии Т.В. Векшиной, Л.Г. Морозовой, А.В. Набатову и Д.В. Шилову за большую помощь в подготовке рукописи к печати.

1. ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

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 разделяется 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. Ламинарный режим наиболее характерен для движения подземных вод, хотя он наблюдается и на малых водотоках (ручьях и других) в маловодные периоды.

В реках и каналах движение воды происходит под действием силы тяжести (G), которую можно разложить на нормальную ко дну (p_n) и касательную (τ_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

$$\tau_0 = GI = \rho ghI . \quad (1.1)$$

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

$$\tau_d = \rho g(h - y)I , \quad (1.2)$$

где I – уклон дна, при равномерном движении равный уклону водной поверхности потока.

При ламинарном режиме действующая сила уравнивается силой вязкости

$$\tau_c = \mu \frac{du}{dy}, \quad (1.3)$$

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

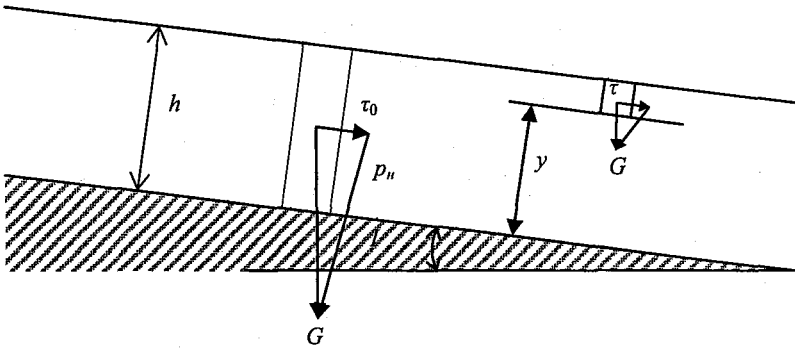


Рис. 1.1. Схематическое изображение действующих касательных напряжений.

Равенство действующих сил и сил сопротивления дает уравнение движения ламинарного потока:

$$\rho g(h-y)l = \mu \frac{du}{dy}. \quad (1.4)$$

Отсюда получаем

$$u = \frac{\rho g h^2 l}{\mu} \left(\frac{y}{h} - \frac{y^2}{2h^2} \right). \quad (1.5)$$

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

$$u_0 = \frac{\rho g h^2 l}{2\mu}. \quad (1.6)$$

Средняя скорость равна

$$v = \frac{1}{h} \int_0^h u dy = \frac{\rho g h^2 l}{3\mu} = \frac{2}{3} u_0. \quad (1.7)$$

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

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x}(\overline{uu}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{uv}) + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{uw}) \right] = \rho \bar{X} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \rho \overline{u'^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \rho \overline{u'v'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \rho \overline{u'w'} \right); \quad (1.8)$$

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x}(\overline{vu}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{vv}) + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{vw}) \right] = \rho \bar{Y} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \rho \overline{v'u'} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \rho \overline{v'^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \rho \overline{v'w'} \right); \quad (1.9)$$

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x}(\overline{wu}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{wv}) + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{ww}) \right] = \rho \bar{Z} - \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} - \rho \overline{w'u'} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} - \rho \overline{w'v'} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \rho \overline{w'^2} \right); \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0, \quad (1.11)$$

где $\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{w}$ – проекции осредненной местной скорости на соответствующие оси координат (x , y , z); u' , v' , w' – проекции соответ-

вующих 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 (1.8) – (1.10) называются уравнениями движения, а (1.11) – 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 (1.8) – (1.11) 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 (1.8) – (1.11) (ось ординат – z , а аппликата y направлена влево по отношению к оси x) принимает следующий вид:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = gI_0 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}' \bar{u}'}{\partial z}; \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}' \omega'}{\partial z}; \quad (1.13)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z}; \quad (1.14)$$

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

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:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = g I_x - \frac{\partial \bar{u}' \omega'}{\partial z}; \quad (1.15)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -g I_y - \frac{\partial \bar{v}' \omega'}{\partial z}. \quad (1.16)$$

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: $\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{\omega}$, $\bar{u}' \omega'$, $\bar{v}' \omega'$ и z' . Поэтому другим путем решения системы уравнений (1.8) — (1.11) являлось дальнейшее всемерное упрощение задачи, выражавшееся 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 русловый поток, в котором продольная скорость (и другие его характеристики) являются функцией координат и времени, т.е. $u = f(x, y, z, t)$, предла-

гается 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

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 переходной области”. Следует отметить, что до настоящего времени отсутствует единая стандартная методика проведения этих тонких и важных 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 аperiодическим 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”.

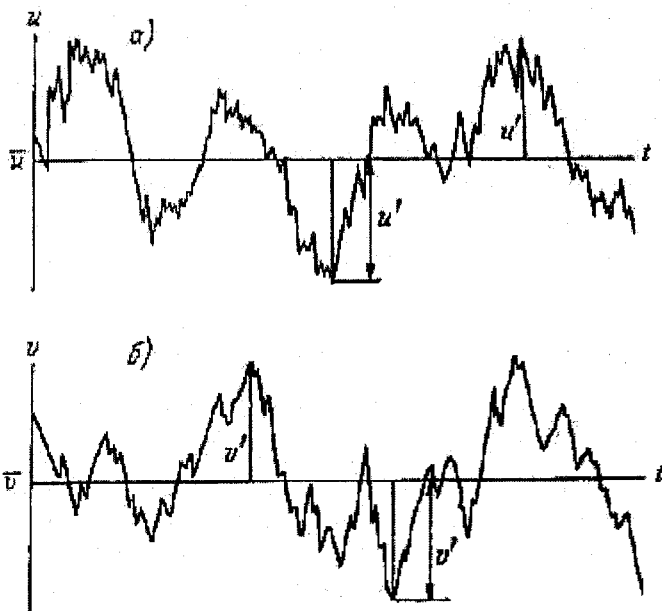


Рис. 1.2. Пульсационный характер изменения скоростей потока.
а, б — продольная и вертикальная составляющие соответственно.

На рис. 1.2 показано изменение продольной (u) и вертикальной (v) составляющих скорости в конкретной точке, 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'):

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v'. \quad (1.17)$$

Определение осредненных значений скоростей производится по выражениям:

$$\bar{u} = \frac{0}{T}, \quad \bar{v} = \frac{0}{T}. \quad (1.18)$$

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

Спектр турбулентных возмущений.

Крупномасштабные вихри в турбулентном потоке

Анализ данных натурных 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 на различных реках (Сырдарье, Угаме, Турунчуке, 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 скорости являются автоколебания 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-видимому, 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 период скорость была бы равна (в пределах требуемой точности) осредненной за длительный период времени скорости потока.

Обработка обширных натурных и лабораторных данных и теоретический анализ позволили рекомендовать для натурных 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, его 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 натурных условиях обобщены в упоминавшейся выше монографии Гринвальда и Никоры.

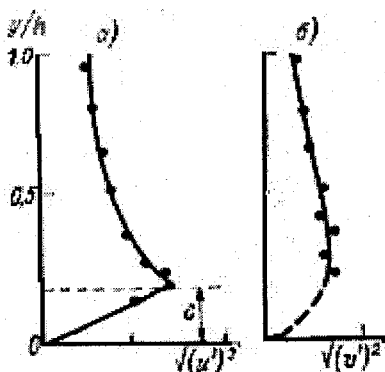


Рис. 1.3. Эпюры изменения осредненных пульсационных добавок по глубине потока.
а – продольные составляющие; б – вертикальные составляющие;
 δ – высота пограничного слоя.

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 совокупно-

стям однотипных объектов. Таким образом, основой теории турбулентности может быть лишь статистическая гидромеханика, изучающая свойства ансамблей течений или газов, находящихся в макроскопически одинаковых внешних условиях».

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.

Проанализировав данные кино и фотосъемки, 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 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, из 800 изображений структуры потока только на 531 удалось выделить эти структурные образования.

На основе экспериментальных данных Клавен выявил двухмерную схему структуры потока (рис. 1.4).



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

Представленные на этом рисунке крупные вихри имеют сложное строение. Внутри них обнаруживаются подобные 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, а их плотность на единицу длины потока при этом увеличивается.

Отношение средней на вертикали скорости потока к средней орбитальной скорости, названное М.А. 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. Они наиболее упорядочены в пространстве, и их можно рассматривать как квазипериодические элементы русловой турбулентности.

Дальнейшие исследования, проведенные в ГТИ, 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 образования 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).

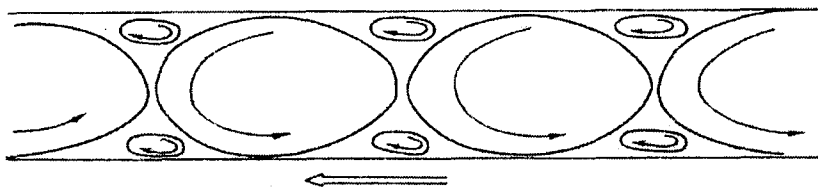


Рис. 1.5. Схема кинематической структуры потока в придонном слое, (по Н.Е. Кондратьеву).

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). Од-

нако наименьший размер вихрей определяется силами вязкости, диссипирующими энергию в тепловую.

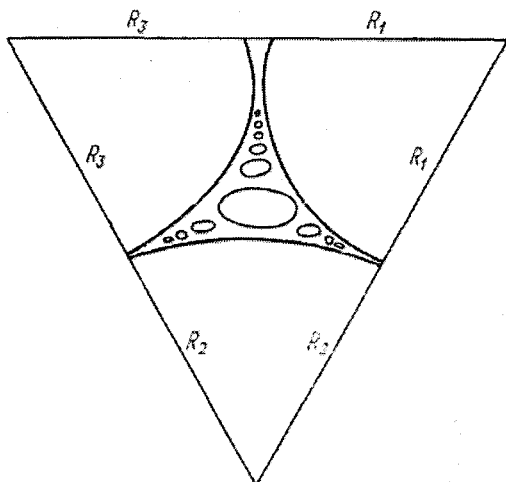


Рис. 1.6. Схема заполнения промежутков между двумя крупными соседними вихрями, (по Н.Е. Кондратьеву).

Н.С. Знаменская, развивая гипотезу Кондратьева для подвала гряды, схематизирует течения в нем в виде концентрических элементов и выделяет зону выброса из подвала гряды завихренной жидкости (рис. 1.7). Эта зона в реальных потоках очень сложна, но для плоского потока схематизируется в виде системы восходящих вихрей эллипсоидной формы.

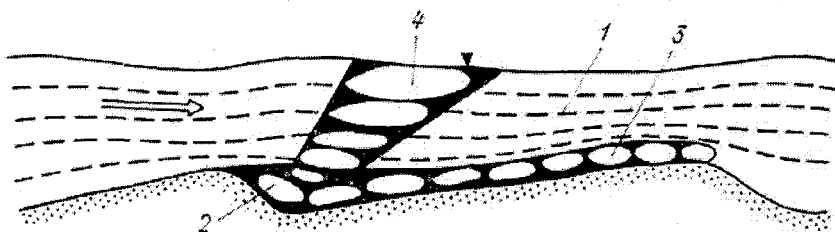


Рис. 1.7. Схема кинематической структуры потока при грядовой форме дна, по Н.С. Знаменской.

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

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



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

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 (см. рис. 1.6). На основе своей гипотезы Великанов предлагает разделить все поле скоростей на три составляющие: поле осредненных скоростей; поле их структурных пульсаций, определяемых перемещением в потоке крупномасштабных вихрей; поле случайных пульсаций, формируемое вихрями меньшего размера.

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 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.

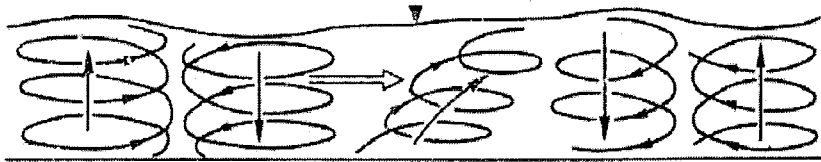


Рис. 1.9. Схема кинематической структуры потока, (по В.М. Маккавееву).

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

Как вытекает из анализа 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. Силы, отрывающие вихри от стенки

В разделе 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 В.Н. Гончаровым:

$$\frac{V_*}{V_{*0}} = \frac{c}{y + c}, \quad (1.19)$$

где $c = 0,06\Delta$.

Следовательно, возникают вопросы: за счет каких же сил вихри (или возмущения) перемещаются вверх против действия силы тяжести? За счет каких сил они получают начальный запас кинетической энергии, равный $\frac{mV_{*0}^2}{2}$ (где m — масса вихря) и расходуемый на увеличение потенциальной энергии и преодоление сил сопротивления? Не менее важным является и 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-Ламба для невязкой жидкости, вывод которых приводится в курсе гидромеханики.

Запишем эти уравнения в декартовой системе координат. Ось абсцисс расположим горизонтально, а ось ординат направим вертикально вверх. Тогда система этих уравнений может быть представлена в виде:

$$\begin{aligned} F_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_z \omega_y - u_y \omega_z), \\ F_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_x \omega_z - u_z \omega_x), \\ F_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u^2}{2} \right) &= 2(u_y \omega_x - u_x \omega_y), \end{aligned} \quad (1.20)$$

Она аналогична системе уравнений Эйлера, с той существенной разницей, что уравнениями Громеки-Ламба 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. уско-

рения), на соответствующие оси координат; P и $\frac{u^2}{2}$ — соответственно силы давления и инерционные, также отнесенные к единице массы; u_x, u_y, u_z — проекции скорости течения, а $\omega_x, \omega_y, \omega_z$ — проекции угловой скорости вращения 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:

$$F_x dx + F_y dy + F_z dz. \quad (1.21)$$

Ограничиваясь движением открытых потоков, находящихся под действием только массовой силы тяжести, направленной по оси y в сторону отрицательных значений и равной $F_y = -g$, получим значения других проекций массовых сил равных нулю, т.е.

$$F_x = F_z = 0. \quad (1.22)$$

Тогда многочлен (1.21) будет равен $-g dy$.

Второй и третий многочлены можно представить в виде:

$$-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right), \quad (1.23)$$

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u^2}{2} \right) dx + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) dy + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{u^2}{2} \right) dz \right]. \quad (1.24)$$

Если к этим двум многочленам соответственно добавить частную производную по времени, домноженную на dt т.е. $dt \left[\frac{\partial P}{\partial t} dt \right]$ и $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u^2}{2} \right) dt$, то выражения (1.23) и (1.24) будут являться полными дифференциалами, т.е.

$$-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial t} dt + \frac{\partial P}{\partial x} dx + \frac{\partial P}{\partial y} dy + \frac{\partial P}{\partial z} dz \right) = -\frac{dP}{\rho}, \quad (1.25)$$

$$-\left[\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{u^2}{2}\right)dt + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{u^2}{2}\right)dx + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{u^2}{2}\right)dy + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{u^2}{2}\right)dz\right] = -d\left(\frac{u^2}{2}\right). \quad (1.26)$$

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 (1.23) и (1.24) также будут являться полными дифференциалами.

Таким образом, сумма всех трех многочленов левой части системы уравнений (1.20) (после ее умножения на приращение пути) приводится к выражению

$$-gdy - \frac{dP}{\rho} - d\left(\frac{u^2}{2}\right), \quad (1.27)$$

которое является полным дифференциалом удельной энергии сечения потока

$$-gd\left(y + \frac{P}{\rho} + \frac{u^2}{2g}\right) = -gdE. \quad (1.28)$$

Сумма левых частей уравнений (1.23) – (1.26) равна сумме произведений членов правых частей этих уравнений, умноженных на соответствующее приращение пути по осям координат – dx , dy , dz , т.е.

$$\rho g dE = -2\rho[(u_x\omega_y - u_y\omega_x)dx + (u_x\omega_z - u_z\omega_x)dy + (u_y\omega_z - u_z\omega_y)dz]. \quad (1.29)$$

А.А. Саткевич, выполнив анализ этого уравнения, рассмотрел условия, при которых его левая, а значит, и правая части равны нулю и установил, что это возможно только в двух случаях. Первый, когда частицы жидкости перемещаются без вращения, т.е. в безвихревом режиме движения, при котором

$$\omega_x = \omega_y = \omega_z = 0. \quad (1.30)$$

Учитывая, что

$$\omega_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right); \omega_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right); \omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right), \quad (1.31)$$

получаем следующее условие:

$$\frac{\partial u_x}{\partial y} = \frac{\partial u_y}{\partial x}; \quad \frac{\partial u_x}{\partial z} = \frac{\partial u_z}{\partial x}; \quad \frac{\partial u_z}{\partial y} = \frac{\partial u_y}{\partial z}. \quad (1.32)$$

Второй случай соответствует условию, когда выражения в правой части уравнения (1.29), заключенные в круглые скобки, равны нулю, т.е.

$$u_x \omega_z - u_z \omega_x = 0; \quad u_z \omega_y - u_y \omega_z = 0; \quad u_y \omega_x - u_x \omega_y = 0. \quad (1.33)$$

Отсюда вытекает второе условие движения невязкой жидкости в виде

$$\frac{u_x}{\omega_x} = \frac{u_y}{\omega_y} = \frac{u_z}{\omega_z} = \text{const}. \quad (1.34)$$

Отвечающие этим условиям течения называются продольно-винтовыми. А.А. Саткевич, выполнив анализ уравнения (1.29), 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:

$$\begin{aligned} F_x &= -2\rho(u_z \omega_y - u_y \omega_z); \\ F_y &= -2\rho(u_x \omega_z - u_z \omega_x); \\ F_z &= -2\rho(u_y \omega_x - u_x \omega_y) \end{aligned} \quad (1.35)$$

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

$$F = -2\rho u \omega \sin(u \wedge \omega). \quad (1.36)$$

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

$$F_{\text{макс}} = -2\rho i\omega, \quad (1.37)$$

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 . Поэтому угловая скорость вращения вихря ω будет равна угловой скорости вращения вихря вокруг оси z , т.е.

$$\omega = \omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right). \quad (1.38)$$

При равномерном движении изменение скоростей по длине потока не происходит, следовательно, $\frac{\partial u_y}{\partial x} = 0$, тогда из (1.38) получим

$$\omega = -\frac{1}{2} \frac{\partial u_x}{\partial y}. \quad (1.39)$$

Подставив это значение в (1.37), будем иметь

$$F_{\text{макс}} = \rho i \frac{\partial u_x}{\partial y}. \quad (1.40)$$

Для плоского потока $u_x = u$, тогда

$$F_{\text{макс}} = \rho i \frac{\partial u}{\partial y} = \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (1.41)$$

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 $(u^{\wedge} \omega)$, равном нулю, направление оси вихря будет совпадать с направлением скорости. В этом случае $\sin(u^{\wedge} \omega)$ будет равен нулю, а вместе с этим будет равна нулю и подъемная сила. Вихри, находящиеся в этих условиях, Саткевич назвал 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, имеющих 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

$$F = \alpha \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (1.42)$$

Очевидно, что для вихрей (возмущений) различных размеров разными будут и подъемные силы.

2. СКОРОСТНОЕ ПОЛЕ ТУРБУЛЕНТНОГО РУСЛОВОГО ПОТОКА

2.1. 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

$$\bar{u} = f\left(y, \frac{h}{\Delta}\right), \quad (2.1)$$

где $\bar{u}$ — местная осредненная скорость; y — ордината, отсчитываемая от дна потока; h — глубина потока; Δ — высота выступов 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 натурного 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:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} = \bar{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (2.3)$$

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

$$v \frac{\partial u}{\partial y} = -gI. \quad (2.4)$$

Учитывая, что для плоского потока $\partial u / \partial x = 0$, из уравнения (2.3) получаем $\partial v / \partial y = 0$. Прибавим к левой части уравнения (2.4) значение $u \partial v / \partial y = 0$, тогда

$$\frac{\partial}{\partial y}(uv) = -gI. \quad (2.5)$$

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

$$\frac{\partial}{\partial y}(\overline{u'v'}) = -gI. \quad (2.6)$$

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

$$\overline{\rho u'v'} = \rho g(h - y)I. \quad (2.7)$$

Это выражение является уравнением равномерного движения турбулентного руслового потока и получило название закона Лоренца. При изменении направления оси ординат уравнение (2.7) записывают в виде

$$\tau = -\rho \overline{u'v'}. \quad (2.8)$$

Рассмотрим традиционный путь использования закона Лоренца для вывода уравнения, описывающего профиль скоростей по глу-

бине 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 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

$$\Delta u_1 = \bar{u}(y_1) - \bar{u}(y_1 - l) \approx l \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1. \quad (2.9)$$

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

$$\Delta u_2 = \bar{u}(y_1 + l) - \bar{u}(y_1) \approx l \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1. \quad (2.10)$$

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

$$\left| \overline{u'} \right| = \frac{1}{2} (|\Delta u_1| + |\Delta u_2|) \approx l \left| \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)_1 \right|. \quad (2.11)$$

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

$$\left| \overline{v'} \right| = \alpha_1 \left| \overline{u'} \right| = \alpha_1 l \frac{d\bar{u}}{dy}. \quad (2.12)$$

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

Подставляя это выражение в (2.12), получают

$$\overline{u'v'} = \alpha_2 \alpha_1^2 l^2 \left(\frac{d\bar{u}}{dy} \right)^2 = \frac{\tau}{\rho}. \quad (2.13)$$

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

$$l = \alpha_3 y^{m_1}. \quad (2.14)$$

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 различные 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, решив совместно уравнения (2.13 – 2.14) и обозначив все постоянные через α , получим

$$\bar{u} = \int \frac{\sqrt{g(h-y)I}}{\alpha y^{m_1}} dy = \int \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{\alpha y^{m_1}} dy. \quad (2.15)$$

Задаваясь различными параметрами m_1 и решая уравнение (2.15), можно получить качественно отличные 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, решив уравнение (2.15) и приняв $m_1 = 1$, $\alpha = \aleph$, а τ – постоянным, получил логарифмический профиль скоростей

$$\bar{u} = \frac{V_d}{\aleph} \ln Ay + c_1, \quad (2.16)$$

где $\aleph$ – 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, что $u = u_0$ при $y = h$, т.е. на поверхности, и получают

$$u_0 = \frac{V_d}{\aleph} \ln Ah + c_1. \quad (2.17)$$

Вычтя из этого равенства равенство (2.16), будем иметь

$$\frac{u_0 - \bar{u}}{V_d} = \frac{1}{8} \ln \frac{h}{y}. \quad (2.18)$$

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. Караушевым предложена эллиптическая формула

$$u = u_0 \sqrt{1 - \left(0,57 + \frac{3,3}{C}\right) \left(1 - \frac{y}{h}\right)^2}, \quad (2.19)$$

П. Базеном – параболическая

$$u = u_0 - \frac{mV}{C} \left(1 - \frac{y}{h}\right)^2, \quad (2.20)$$

А. Коллупайло – степенная

$$u = aVy^{\frac{1}{b}}, \quad (2.21)$$

где a , b – эмпирические коэффициенты; u_0 и V – соответственно максимальная и средняя скорости на вертикали; C – скоростной коэффициент Шези; $m = 24 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ – параметр Базена.

Это далеко не полный перечень предложений по расчету профиля распределения 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 натурных наблюдений, использованных для определения постоянных. Сравнение результатов расчетов, выполненных по различным

формулам, показывает, что наибольшие расхождения наблюдаются в придонном слое (рис. 2.1), 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 и динамической скорости, т.е. $\frac{\nu}{V_d}$, а для гидравлически

шероховатых стенок в качестве линейного масштаба – среднюю высоту выступов шероховатости Δ .

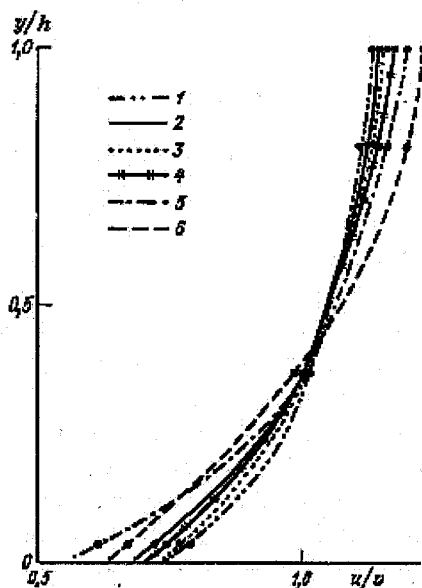


Рис. 2.1. Эпюры распределения продольных скоростей по вертикали по натурным данным и расчетным зависимостям.

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

Последующий вывод основывают на соображениях размерности и трех постулатах.

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

2. Молекулярное сопротивление для развитого турбулентного потока пренебрежимо мало по сравнению с молярным, на всех расстояниях от стенки.

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

Исходя из этих постулатов и соображений размерности, получают

$$\frac{du}{dy} = A \tau^a \rho^b y^d, \quad (2.22)$$

$$\frac{du}{dy} = A \frac{\sqrt{\tau / \rho}}{y}.$$

Здесь a, b, d – показатели степени, определяемые на основании применения принципа размерности.

Принимая $A = \frac{1}{N}$, а $\sqrt{\tau / \rho} = V_d$, переписывают (2.22) в виде

$$\frac{du}{dy} = \frac{V_d}{N y}. \quad (2.23)$$

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

$$u = \frac{V_d}{N} \ln \frac{V_d}{v} y + c_1 \quad (2.24)$$

и для гидравлически шероховатой стенки

$$u = \frac{V_d}{N} \ln \frac{y}{\Delta} + c_2. \quad (2.25)$$

Выполнив анализ этих формул, К.В. Гришанин пришел к выводу, что из величин τ, ρ, y нельзя составить выражение с размерностью

Выполнив анализ этих формул, К.В. Гришанин пришел к выводу, 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 шероховатости выступов.

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:

$$\begin{aligned} u_* &\cong V_*; \\ u_* &= S \frac{du}{dy}; \\ \frac{V_*}{V_{*0}} &= \frac{c}{y+c}, \end{aligned} \quad (2.26)$$

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 автором 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:

$$\frac{u}{u_0} = \frac{\ln \frac{y+c}{c}}{\ln \frac{h}{c}} = \frac{\ln \left(\frac{16,7y}{\Delta} + 1 \right)}{\ln \frac{16,7h}{\Delta}}. \quad (2.27)$$

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

$$\frac{V}{u_0} = \frac{\ln \frac{h}{2,71c}}{\ln \frac{h}{c}} = \frac{\ln \frac{6,15h}{\Delta}}{\ln \frac{16,7h}{\Delta}}. \quad (2.28)$$

Подставляя значение u_0 из (2.28) в (2.27), получает

$$u = V \frac{\ln \frac{y+c}{h}}{\ln \frac{c}{2,7c}} = V \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}}. \quad (2.29)$$

Формула (2.29) близка по своей структуре к (2.27), 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 (2.29) значение $y = \Delta$, тогда получим

$$u_\Delta = V \frac{\lg 17,7}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}} = \frac{1,25V}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}}. \quad (2.30)$$

Таким образом, в настоящее время нет однозначного решения системы уравнений движения и неразрывности с целью определения расчетного профиля распределения скоростей по глубине потока. Частные решения, основанные на различных допущениях, приводят к существенно отличным результатам. Однако различные формулы, описывающие эпюру скоростей плоского потока, 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 по различным формулам (логарифмической, эллиптической, степенной и параболической) с натурными данными показывает на их приемлемое соответствие. Несколько худшие результаты обычно получаются при расчетах по параболической формуле Базена. Это можно объяснить как недостаточно высокой точностью исходной информации, так и тем фактом, что все указанные формулы аппроксимируют фактическую кривую распределения скоростей по глубине потока. Поэтому сходимость расчетных и натурных данных во многом определяется обоснованностью постоянных в расчетных

формулах, в частности, диапазоном исходной информации, применяемой для их определения. Наибольшие расхождения получаются по лабораторным данным в придонной области. Уместно отметить, что при выполнении стандартных наблюдений на сети Росгидромета 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 будет приведено ниже.

2.2. Начальная скорость отделения вихрей от стенки

Для определения значения V_* воспользуемся 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,

$$Fdt = \rho dV_*. \quad (2.31)$$

Подставив значение F из (1.42), получим

$$F = \rho \frac{dV_*}{dt} = \alpha \rho \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (2.32)$$

Отсюда

$$\frac{dV_*}{dt} = \alpha \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right). \quad (2.33)$$

Левая часть уравнения (2.33) является полной производной от вертикальной составляющей скорости возмущений (V_*) по времени:

$$\frac{dV_*}{dt} = \frac{\partial V_*}{\partial t} + \frac{\partial V_*}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial V_*}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial V_*}{\partial z} \frac{dz}{dt}. \quad (2.34)$$

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

$$\frac{\partial V_*}{\partial t} = \frac{\partial V_*}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial V_*}{\partial z} \frac{dz}{dt} = 0. \quad (2.35)$$

Тогда из (2.34) получим

$$\frac{dV_*}{dt} = \frac{\partial V_*}{\partial y} \frac{dy}{dt}. \quad (2.36)$$

В этом выражении $\frac{dy}{dt}$ — скорость вертикальных перемещений масс жидкости. Как известно, в потоке имеются как возмущения, перемещающиеся вверх от тормозящей стенки, так и замещающие, направленные вниз течения, т.е. $\frac{dy}{dt}$ не является однозначной величиной.

Поэтому Гончаров, принимая $\frac{dy}{dt} \sim V_*$, делает произвольное допущение. Подставив в (2.36) вместо $\frac{dy}{dt}$ значение V_* , получим

$$\frac{dV_*}{dt} = V_* \frac{\partial V_*}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V_*^2}{2} \right). \quad (2.37)$$

Из (2.33) с учетом (2.37) имеем

$$\alpha \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{u^2}{2} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V_*^2}{2} \right). \quad (2.38)$$

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

$$\alpha \frac{d}{dy} \left(\frac{u^2}{2} \right) = \frac{d}{dy} \left(\frac{V_*^2}{2} \right). \quad (2.39)$$

Подъемная сила имеет существенное значение лишь у дна потока в месте отрыва вихря от стенки. Обозначив расстояние от дна до центра вихря через b , на котором скорость (V_{*b}) имеет наиболь-

шее значение, и местную продольную скорость на той же высоте через u_b , из (2.39) получим

$$V_{*b} = \sqrt{\alpha} u_b + c. \quad (2.40)$$

Определяем постоянную c на основе граничных условий. Она равна нулю ($c = 0$), ибо при $u_b = 0$, V_{*b} также равно 0.

Определив значение u_b по формуле (2.29), получим

$$u_b = V \frac{\lg \frac{16,7b + \Delta}{\Delta}}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}} = \frac{\alpha_1 V}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}}. \quad (2.41)$$

Подставив значение u_b из (2.41) в (2.40), получим

$$V_{*b} = \frac{\alpha_1 \sqrt{\alpha} V}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}}. \quad (2.42)$$

Значение постоянной $\alpha_2 = \alpha_1 \sqrt{\alpha}$ определяется на основе специальных экспериментов. При этом формируется дно потока из зерен одинаковой крупности “ k ” несвязных грунтов. Постепенно увеличивая скорость, доводят ее до критического значения, при котором зерна начинают отрываться от дна потока. При этом принимается, что значение начальной скорости отрыва вихрей от дна потока (V_{*b}) будет примерно равно гидравлической крупности этих зерен, т.е. $V_{*b} = \omega$.

Далее, принимая $\Delta = 0,7k$ и изменяя значения глубин (h) и средних скоростей потока (V), на основе формулы (2.42) определяем значение коэффициента:

$$\alpha_2 = \frac{\omega}{V} \lg \frac{8,8h}{k}. \quad (2.43)$$

Учитывая, что все параметры, входящие в это уравнение, измеряются с различной степенью точности и ошибки измерений могут быть достаточно большие, необходимо выполнить несколько серий опытов, в которых изменяется значение крупности зерен k .

В.Н. Гончаров рекомендует значение коэффициента $\alpha_1 = 1$ как среднеарифметическое из всех значений, полученных по данным измерений.

Тогда из (2.42) получаем окончательное выражение для расчета вертикальной составляющей скоростей вихрей у дна в виде

$$V_{*b} = \frac{V}{\lg \frac{6,15h}{\Delta}}. \quad (2.44)$$

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 предложен Ж.В. Буссинеском по аналогии с коэффициентом динамической вязкости по аналогии с которым коэффициент A часто называют коэффициентом турбулентной вязкости. Действительно, для ламинарного режима движения потока касательное напряжение равно:

$$\tau_{\lambda} = \mu \frac{du}{dy}. \quad (2.45)$$

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

$$\tau_{\tau} = A \frac{d\bar{u}}{dy}. \quad (2.46)$$

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

Вместо “динамического” коэффициента турбулентного обмена A часто вводится кинематический коэффициент “кажущейся” вязкости $\nu_{\tau} = A/\rho$ турбулентного течения, соответствующий коэффициенту кинематической вязкости $\nu = \mu/\rho$ ламинарного течения. В этом случае приведенные выше формулы для касательных напряжений принимают вид:

$$\tau_n = \rho \nu \frac{du}{dy} \quad (2.47)$$

и

$$\tau_r = \rho \nu_r \frac{d\bar{u}}{dy}. \quad (2.48)$$

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:

$$A = \frac{\tau_m}{du/dy} \cong \frac{\rho g(h-y)I}{\Delta u / \Delta y}. \quad (2.49)$$

Значение параметра A и его распределение по глубине так же можно получить, определив 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 отличными. 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 же приведем лишь одну из них, основанную на предложенной Л. Прандтлем длине пути перемешивания.

Для коэффициента турбулентного обмена она имеет вид

$$A = \rho l^2 \left| \frac{d\bar{u}}{dy} \right|, \text{ а для кинематического коэффициента турбулентного}$$

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

2.3. Поля скоростей и сопротивлений потоков в руслах прямоугольного сечения

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, простейшими из которых являются потоки в руслах прямоугольного поперечного сечения. Русла равнинных рек, как правило, имеют большие значения относительных ширин ($2B/h$), 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. 2.2): $2B$ – ширина потока; h – глубина; Δd и Δc – соответственно высота выступов 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 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.

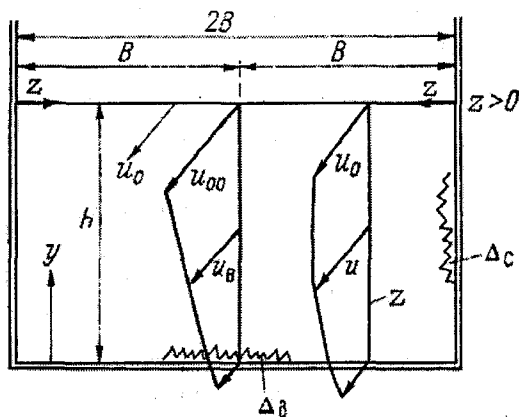


Рис. 2.2. Эпюры скоростей потока в русле прямоугольного сечения.

Введение этих допущений позволяет применять формулы, полученные для плоского потока, к расчету распределения скоростей по вертикалям и горизонталям. С этой целью используем логарифмическую зависимость, полученную Гончаровым для расчета скоростей на любой произвольно взятой вертикали. Тогда

$$u = u_l \frac{\ln \frac{r+c}{l}}{\ln \frac{c}{l}}, \quad (2.50)$$

где l — наибольшее расстояние от тормозящей стенки (в нашем случае от дна) до точки, где располагается максимальная скорость; r — любая координата. Для открытого потока $l = h$; u_l — максимальная скорость потока на вертикали, расположенная на его поверхности (u_0). С учетом того, что $l = h, r = y$, формула (2.50) может быть записана в виде

$$u = u_0 \frac{\ln \frac{y+c_d}{h}}{\ln \frac{c_d}{h}} = u_0 \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7h}{\Delta_d}}. \quad (2.51)$$

Подставив в (2.51) вместо максимальной скорости из (2.28) значение средней на вертикали скорости, получим

$$u = v \frac{\lg \left(16,7 \frac{y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15h}{\Delta_d}}. \quad (2.52)$$

Расчет распределения скоростей по ширине потока осуществляется аналогичным образом. Применяя формулу (2.50) к расчету распределения поверхностных скоростей по ширине потока, получим

$$u_0 = u_{00} \frac{\ln \frac{z + c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} = u_{00} \frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}}. \quad (2.53)$$

Подставив (2.53) в (2.51), получим

$$u = u_{00} \frac{\ln \frac{y + c_d}{c_d}}{\ln \frac{h}{c_d}} \frac{\ln \frac{z + c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} = u_{00} \frac{\ln \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\ln \frac{16,7h}{\Delta_d}} \frac{\ln \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\ln \frac{16,7B}{\Delta_c}} =$$

$$u_{00} \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7h}{\Delta_d}} \frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}} \quad (2.54)$$

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

$$Q = 2 \int_0^B \int_0^h u dy dz = 2BhV. \quad (2.55)$$

Подставляя (2.54) в (2.55) и делая ряд допущений, Гончаров получает

$$V = u_{00} \frac{\ln \frac{6,15h}{\Delta_d} \ln \frac{6,15B}{\Delta_c}}{\ln \frac{16,7h}{\Delta_d} \ln \frac{16,7B}{\Delta_c}}. \quad (2.56)$$

Преобразуя (2.54) с учетом (2.56), получим

$$u = V \frac{\ln \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right) \ln \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\ln \frac{6,15h}{\Delta_d} \ln \frac{6,15B}{\Delta_c}} = V \frac{\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right) \lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15h}{\Delta_d} \lg \frac{6,15B}{\Delta_c}}. \quad (2.57)$$

По формуле (2.57) можно рассчитать поле скоростей потока прямоугольного сечения (рис. 2.3).

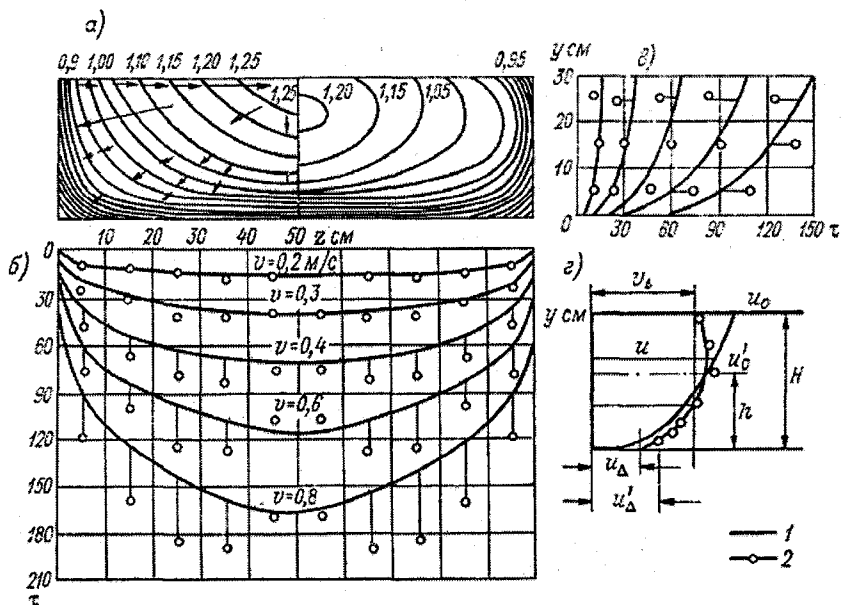


Рис. 2.3. Поля скоростей и касательные напряжения в открытом прямоугольном сечении по расчетным (1) и экспериментальным (2) данным ($2B/h < 8$): а – поля скоростей; б – поля сопротивлений; в – эпюры распределения сопротивлений по глубине потока; г – эпюры скоростей.

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

Учитывая, что для плоского потока

$$\tau = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{l}{c_d}\right)^2} \frac{u_l^2}{2}, \quad (2.58)$$

и применяя это выражение для любой произвольно взятой скоростной вертикали, получаем:

$$\tau_d = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{h}{c_d}\right)^2} \frac{u_0^2}{2} = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7h}{\Delta_d}\right)^2} \frac{u_0^2}{2}. \quad (2.59)$$

Выразив максимальную скорость на вертикали через максимальную скорость потока из (2.53), запишем:

$$\tau_d = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{h}{c_d}\right)^2} \left(\frac{\ln \frac{z+c_c}{c_c}}{\ln \frac{B}{c_c}} \right)^2 \frac{u_{00}^2}{2} = \frac{\rho}{\left(4 \lg \frac{16,7h}{\Delta_d}\right)^2} \left[\frac{\ln \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{16,7B}{\Delta_c}} \right]^2 \frac{u_{00}^2}{2}. \quad (2.60)$$

С учетом (2.56), получим

$$\tau_d = \frac{0,0625\rho}{\left(\lg \frac{6,15h}{\Delta_d} \right)^2} \left[\frac{\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right)}{\lg \frac{6,15B}{\Delta_c}} \right]^2 \frac{V^2}{2}. \quad (2.61)$$

Аналогичным образом устанавливаются касательные напряжения и для боковых стенок:

$$\tau_c = \frac{0,0625\rho \left[\lg \left(\frac{16,7z}{\Delta_c} + 1 \right) \right]^2}{\left(\lg \frac{6,15h}{\Delta_d} \right)^2 \left(\lg \frac{6,15B}{\Delta_c} \right)^2} \frac{V^2}{2} = \frac{0,0625\rho \left[\lg \left(\frac{16,7y}{\Delta_d} + 1 \right) \right]^2}{\left(\lg \frac{16,7h}{\Delta_d} \right)^2 \left(\lg \frac{16,7B}{\Delta_c} \right)^2} \frac{u_{00}^2}{2}. \quad (2.62)$$

Как вытекает из анализа этих формул, касательные напряжения сопротивления, в противоположность плоскому потоку, 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):

$$W_c = 2 \int_0^h \tau_c dy + 2 \int_0^B \tau_d dz. \quad (2.63)$$

Подставляя в (2.63) соответствующие выражения для τ_d и τ_c и пропуская промежуточные преобразования, получаем

$$W_c = \frac{1,02\rho}{\left(4\lg\frac{h}{2,7c_d}\right)^2} \frac{V^2}{2} = \left[2h \frac{\left(\lg\frac{h}{2,7c_d}\right)^2}{\lg\frac{B}{2,7c_c}} + 2B \right]. \quad (2.64)$$

Учитывая, что $W_c = (2B + 2h)\tau_{cp} = \rho\lambda \frac{V^2}{2}(2B + 2h)$,

$$\lambda = \frac{1,02}{\left(4\lg\frac{h}{2,7c_d}\right)^2} \frac{P}{\chi} \cong \frac{1}{\left(4\lg\frac{6,15h}{\Delta_n}\right)^2} \frac{P}{\chi}, \quad (2.65)$$

где $P = 2h \frac{\left(\lg\frac{h}{2,7c_d}\right)^2}{\lg\frac{B}{2,7c_c}} + 2B$, $\chi = 2B + 2h$.

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

$$2\rho g B h I = \rho\lambda \frac{V^2}{2}(2B + 2h). \quad (2.66)$$

Подставляя значение λ из (2.65) и пропуская промежуточные преобразования, получим

$$V = 4\lg\left(6,15\frac{h}{\Delta}\right) \sqrt{2gRI} \sqrt{\chi/P}. \quad (2.67)$$

Сравнив расчетные выражения для определения средних скоростей плоского потока и потока прямоугольного сечения отметим, что они отличаются только на значение радикала $\sqrt{\chi/P}$, величина которого уменьшается при увеличении соотношения $2B/h$.

Оценка применимости расчетных методов

Вывод формул для расчета полей скоростей и сопротивлений, а также для расчета средних скоростей и полных значений сопротивлений русел прямоугольного сечения движению потоков в них выполнен 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 величин скоростей и касательных напряжений сопротивлений, полученных по формулам (2.51) – (2.65), по данным Гончарова, находятся в хорошем соответствии с экспериментальными для широких потоков ($2B/h \geq 8-10$). Для узких потоков их расхождения весьма значительны. Исходя из этого, оценим основные отклонения расчетных данных от экспериментальных сначала для широких, а затем для узких потоков и выполним анализ причин 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 действительно 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. 2.4); 2) экспериментальные изотакхи имеют волнообразный вид, а на расчетных волны отсутствуют.

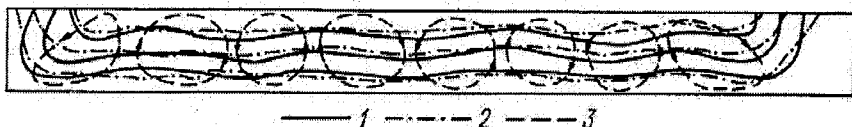


Рис. 2.4. Поля скоростей в открытом потоке прямоугольного сечения ($2B/h \gg 10$).
1 – экспериментальные данные; 2 – расчетные; 3 – вторичные течения.

Если первое несоответствие объясняется недостаточным учетом влияния боковых стенок, то второе – наличием в потоке восходящих и нисходящих вторичных течений, накладывающихся на основное продольное. Действительно, как видно на рис. 2.4, 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 как бы образуют замкнутые циклы. Число таких циклов в сечении всегда четное.

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

Рассмотрим экспериментальные данные по узким потокам. Как вытекает из анализа опубликованных работ, расхождения 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. 2.3,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, Гончаров приводит эпюры распределения скоростей по глубине лотка, построенные по расчетным и измеренным данным (рис. 2.3,г). Они 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. 2.3,а) по сечению.

В чем же причина такого несоответствия? Она заключается в неравенстве по периметру потока действующих касательных напряжений касательным напряжениям сопротивлений (рис. 2.3,б). Действующее касательное напряжение на дне, равное $\tau_d = \rho g h l$, 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 τ_d равно нулю, 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 величину неуравновешенных касательных напряжений.

Учитывая, что касательные напряжения сопротивления ($\tau_c = \rho \lambda \frac{V^2}{2}$) пропорциональны квадрату скорости, а действующие — $\tau_d = \rho g h l$, величина неуравновешенных касательных напряжений ($\Delta \tau = \tau_c - \tau_d = \rho \lambda \frac{V^2}{2} - \rho g h l$) 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 широким равномерным потокам, а для узких — 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 и других авторов, доведенные до расчетных формул, позволяющие подразделять все потоки на потоки пространственные или непространственные (плоские).

По-видимому, наиболее объективным критерием может быть характер распределения соотношения действующих касательных напряжений и напряжений 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_r/h , где h_r – центр гидравлического сечения эпюры скоростей, т.е. расстояние от дна до точки с максимальной скоростью потока (см. рис. 2.3, г). При $h_r/h = 1,0$ поток имеет плоский, непространственный режим течения, а при $h_r/h < 1,0$ – пространственный. Этот критерий является объективным для лабораторных потоков при отсутствии ветра, льда, интенсивного лесосплава но не всегда применим к натурным данным.

В то же время расчет этой величины также затруднен. Для ее определения предложено несколько эмпирических формул вида

$\frac{h_r}{h} = f\left(\frac{2B}{h}, \frac{\Delta_d}{h}, \frac{\Delta_c}{B}\right)$. В качестве примера можно привести форму-

лу Гончарова:

$$\frac{h_r}{h} = 1,133 \sqrt{\frac{2B}{h}} \sqrt{\Delta_d/h}. \quad (2.68)$$

При расчетах по этой формуле значения h_r/h могут быть и больше единицы, хотя физически это не может быть объяснено. Следовательно, при $h_r/h \geq 1,0$ потоки относятся к плоским потокам, а при $h_r/h < 1,0$ – к пространственным.

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

$$\Theta = \frac{2B}{h} \sqrt{\frac{2g}{\lambda}}, \quad (2.69)$$

в котором помимо относительной ширины введен коэффициент гидравлического сопротивления $\lambda = 2g/C^2$. Автор отмечает: «Ширина естественных русел всегда значительно превосходит глубину. Этим обеспечивается квазиоднородность внутренней структуры турбулентного потока, при которой $\Theta > 1$. Если влияние пульсационных составляющих и пристенных градиентов скоростей на кинематическую структуру потока соизмеримо, что характерно для лотков, каналов и относительно узких речных русел при прохождении паводков, значение критерия уменьшается и находится в пределах $\Theta = 0,30 - 0,50$ ».

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:

$$\Theta = \alpha \sqrt{2g} \frac{2B}{h} \left(\frac{\Delta}{h} \right)^{1/6}, \quad (2.70)$$

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 два режима – плоского и пространственного.

Средняя скорость руслового потока

В 1871 г. Сен-Венан разработал систему уравнений для описания неравномерного, неустановившегося движения русловых пото-

ков, которая с небольшими изменениями, внесенными в нее в последующие годы, может быть представлена в виде:

$$I_d - \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{V|V|}{C^2 h} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right) + \frac{\alpha_B}{g} \frac{\partial V}{\partial t}; \quad (2.71)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = q.$$

В первом, называемом уравнением движения или динамического равновесия,

$$I_d - \frac{\partial h}{\partial x} = I, \quad (2.72)$$

где I и I_d — соответственно уклоны водной поверхности и дна;

$\frac{\partial h}{\partial x}$ — изменение глубин по длине русла.

Первый член правой части уравнения (2.71), характеризующий уклон трения, имеет для речных потоков решающее значение. Фактически он характеризует сопротивление при равномерном, установившемся движении потока.

Второй и третий члены правой части уравнения (2.71), называемые инерционными, характеризуют соответственно уклоны за счет неравномерного и неустановившегося движения. На прямолинейных, беспойменных участках, особенно в меженьный период, их доля по сравнению с первым мала, но при движении волн попуска, наличии поймы и в ряде других случаев их учет становится обязательным.

Коэффициенты Кориолиса $\alpha_K = \frac{\int u^3 df}{V^3 F}$ и Буссинеска $\alpha_B = \frac{\int u^2 df}{V^2 F}$ 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 значения трех и более.

Для равномерного, установившегося движения на бесприточном участке реки второй и третий члены правой части уравнения (2.71)

равны 0, тогда с учетом (2.72) 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 (2.71) 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.

2.4. Распределение скоростей по сечению руслового потока

Этот вопрос разработан недостаточно. Как указано в предыдущем разделе, В.Н. Гончаров для русла прямоугольного сечения достаточно большой ширины ($2B/h \geq 8-10$) предложил методику расчета поля скоростей, основанную на допущении о том, что влияние боковых стенок на скорости на вертикали является одинаковым, т.е. оно не зависит от глубины точки, в которой определяется скорость.

Результаты сравнения расчетных и наблюдаемых данных (рис. 2.4) 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 же руслах прямоугольного сечения ($2B/h \leq 8-10$) наблюдается более значительное расхождение между расчетными и фактическими данными (см. рис. 2.3).

Значительно сложнее расчет полей скоростей в естественных руслах. Если допустить, что распределение скоростей на вертикали вполне соответствует одному из аналитических выражений (2.16) или (2.27), 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. Формула Шези приемлема для отдельной вертикали при условии, что в зоне ее расположения течение близко к равномерному:

$$v_i = C_i \sqrt{h_i I}, \quad (2.73)$$

где v_i – средняя скорость на вертикали; C_i – коэффициент Шези; h_i – глубина на i -той вертикали.

С учетом формулы Н.Н. Павловского для расчета коэффициента Шези получим

$$v_i = \frac{h_i^{0,5+y} I^{0,5}}{n_i}. \quad (2.74)$$

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:

$$Q = \sum_{i=1}^m \bar{v}_i f_i = I^{0,5} \sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i, \quad (2.75)$$

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 принимая полученные по таблицам значения n_i условными ($n_{i\text{усл}}$), находящимися с истинными значениями n_i в соотношении

$$n_i = \frac{n_{i\text{усл}}}{k_i}, \quad (2.76)$$

где k_i – постоянный для всех участков поправочный коэффициент.

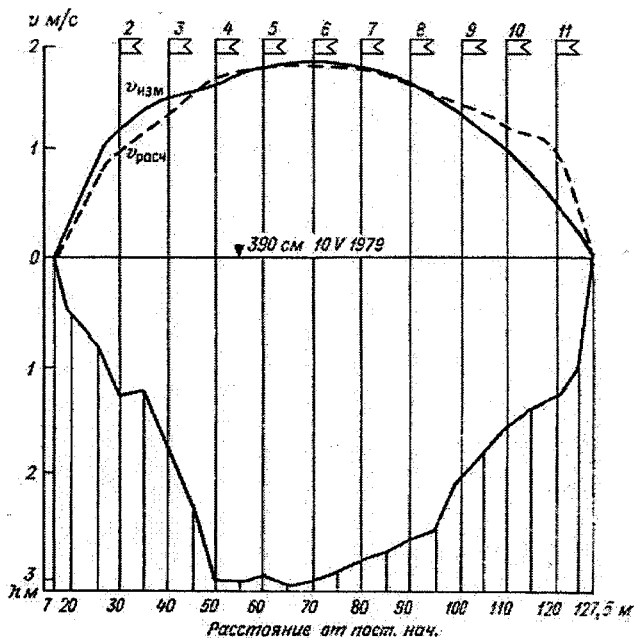
Приняв $k_i = k\sqrt{I}$, получим для расхода воды $Q = k \sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i$,

тогда

$$k = \frac{Q}{\sum_{i=1}^m \frac{h_i^{0,5+y}}{n_i} f_i} \quad (2.77)$$

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

$v_i = k \frac{h_i^{0,5+y}}{n_{\text{усл}}}$ и построить эпюру их распределения по ширине реки.



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	2,40	1,82	1,58	1,43	1,31	1,00	0,60
Измеренная скорость, м/с		1,20	1,53	1,58	1,82	1,82	1,78	1,66	1,62	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53	1,53
Расчетная скорость, м/с		1,04	1,29	1,57	1,77	1,80	1,71	1,63	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57	1,57

Рис. 2.5. Профиль поперечного сечения р. Лебедь у с. Усть-Лебедь и эпюры распределения средних на вертикалях скоростей по ширине потока.

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 движения.

Окончательный вывод можно сделать только на основании сопоставления расчетных и натурных данных. На рис. 2.5 в качестве примера представлены эпюры распределения скоростей по ширине р. Лебедь у с. Усть-Лебедь по данным измерений и расчетов. Отклонение расчетных данных от фактических существенны только в прибрежных отсеках, а в целом расчетная эпюра близка к полученной по данным измерений.

3. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

3.1. Параметры, характеризующие гидравлические сопротивления. График Зегжды

Измерения расходов воды на равнинных реках, как правило, производятся на прямолинейных участках, где глубины и площади поперечных сечений незначительно изменяются по длине. Именно это позволяет считать движение жидкости равномерным, что значительно упрощает решение ряда инженерных задач. В действительности даже на таких участках движение не является равномерным, а слабоизменяющимся, которое получило название квазиравномерного.

Относительная простота расчетов параметров равномерного движения позволяет использовать для его описания одномерную модель потока с трением. Для равномерного движения потока можно использовать равенство двух сил: действующего касательного напряжения, равного составляющей силы тяжести, и силы сопротивления. Это равенство для отрезка длиной, равной единице, записывается в виде:

$$\tau_0 \chi = \rho g I F,$$

после деления на χ

$$\tau_0 = \rho g I R, \quad (3.1)$$

где χ – смоченный периметр; ρ – плотность; F – площадь поперечного сечения; R – гидравлический радиус; I – уклон водной поверхности.

Учитывая, что на большинстве равнинных рек ширины русла B намного больше их глубин h , т.е. $B \gg h$, обычно принимают $R \cong h$. Тогда формула (3.1) примет вид:

$$\tau_0 = \rho g h I. \quad (3.2)$$

Одной из главных проблем речной гидравлики является расчет средних скоростей русловых потоков, который основан на определении величины гидравлических сопротивлений. Так, в середине XVIII в. французский инженер А. Шези, обобщив данные наблюдений на больших реках Франции (Сене, Гароне и др.), предложил формулу для расчета средних скоростей течения в виде

$$V = 50 \sqrt{RI}.$$

Впоследствии эта формула была несколько преобразована и получила название формулы Шези (по фамилии ее автора):

$$V = C \sqrt{RI}, \text{ или}$$

$$V = C \sqrt{hI}, \quad (3.3)$$

где C – коэффициент Шези, в основном зависящий от сопротивления русла, которое, как указывает К.В. Гришанин, зависит от трех факторов: вязкости жидкости, относительной шероховатости стенок и изменения формы сечения по длине. Следует отметить, что это далеко не полный перечень факторов, к которым также можно отнести растительность, изгибы русла, ледовые образования и др. Даже такой перечень этих факторов указывает на сложность проблемы расчетов гидравлических сопротивлений и необходимость использования их интегральных характеристик.

Однако вернемся к истории исследований по данной проблеме, которые развивались при изучении как искусственных сооружений (трубопроводов, лотков и др.), так и речных русел. Главной задачей этих исследований явилось установление зависимостей касательных напряжений на стенках русел с основными параметрами потоков, протекающих в них: скоростью течения, поперечными размерами потока, плотностью и вязкостью жидкости и др. Первыми формулами были уже упомянутая формула Шези (3.3) и формула Дарси–Вейсбаха:

$$\tau_0 = \lambda \rho V^2 / 2, \quad (3.4)$$

где λ – коэффициент гидравлического трения.

Формула Шези нашла широкое применение при расчете скоростей русловых потоков, а формула Дарси – Вейсбаха – при расчете различных трубопроводов и других технических сооружений. Исходя из структуры этих формул, довольно легко можно получить зависимость между этими коэффициентами:

$$\lambda = 2g/C^2 \text{ или } C = \sqrt{2g/\lambda}. \quad (3.5)$$

В связи с тем, что коэффициент Шези зависит от большого количества факторов, возникла необходимость разработки формул для определения его величины. Одними из первых за решение этой про-

блемы экспериментальным методом взялись А. Дарси, а впоследствии П. Базен. На основе анализа обширных экспериментальных данных Базен предложил формулу для определения коэффициента Шези, получившую довольно широкое распространение:

$$C = 87 / (1 + \gamma / \sqrt{R}), \quad (3.6)$$

где γ — коэффициент шероховатости, значение которого определялось по описательной характеристике русел и соответствующим таблицам. Учитывая, что эта формула в настоящее время имеет только историческое значение, выполнять ее анализ и анализ соответствующей таблицы представляется нецелесообразным.

Примерно в то же время (1869 г.) швейцарские инженеры Е. Гангилье и В. Куттер предложили для определения коэффициента Шези формулу, в основу которой был положен коэффициент шероховатости n , отличный от предложенного Базеном коэффициента γ , в виде

$$C = \frac{23 + 1/n + 0,00155/I}{1 + (23 + 0,00155/I)n/\sqrt{R}}. \quad (3.7)$$

Данная формула была основана на результатах 1200 измерений параметров как речных, так и лабораторных потоков и сопровождалась соответствующей таблицей для определения коэффициентов шероховатости. Значения последних в ней изменялись от 0,008 до 0,056. Как видно, в формуле (3.7) помимо гидравлического радиуса и коэффициента шероховатости, введен уклон водной поверхности. Однако его влияние незначительно.

Формула Гангилье–Куттера получила широкое распространение особенно в европейских странах, но впоследствии была вытеснена формулой американского инженера ирландского происхождения Р. Маннинга (1889 г.)

$$C = R^{1/6} / n \text{ или } C = h^{1/6} / n. \quad (3.8)$$

Простая структура формулы и фактически те же значения коэффициентов шероховатости, что и в формуле (3.7), и близкие значения коэффициентов Шези по обеим формулам привели к широкому распространению последней и ее использованию вплоть до настоящего времени.

Общим недостатком формул (3.6) – (3.8) является их эмпиричность, не раскрывающая физической сущности коэффициента шероховатости. Этот недостаток в начале XX в. устранили Р.Мизес и несколько позднее А. Штриклер, которые установили, что основным фактором, определяющим величину сопротивлений, а следовательно, и значение коэффициента шероховатости, является величина относительной высоты выступов шероховатости h/Δ . Более того, Штриклер даже предложил формулу для определения величины коэффициента шероховатости по значению средней крупности донных отложений:

$$n = (0,15 / \sqrt{g}) k^{1/6}; \quad (3.9)$$

с учетом формулы Маннинга получим

$$C / \sqrt{g} = 6,67 (R/k)^{1/6}. \quad (3.10)$$

Последующий период характеризуется интенсивным развитием исследований по этой проблеме, особенно в бывшем СССР, что привело к разработке около 200 различных формул для определения коэффициента Шези. Их детальный анализ будет выполнен позднее. Здесь же остановимся на разработках Н.Н. Павловского, который после анализа данных натурных измерений на европейских и американских реках пришел к выводу о том, что показатель степени в формуле Маннинга должен быть переменным. В результате он предложил формулу для определения коэффициента Шези:

$$C = R^y / n \text{ или } C = h^y / n, \quad (3.11)$$

где $y = f(R \text{ и } n)$ или $y = f(h \text{ и } n)$.

Полная формула для определения y имеет вид:

$$y = 2,5 \sqrt{n} - 0,13 - 0,75 \sqrt{h} (\sqrt{n} - 0,1).$$

Аппроксимация этого выражения позволяет получить с достаточной для практики степенью точности значение y по простым формулам:

$$y = 1,5 \sqrt{n} \text{ при } h < 1 \text{ м};$$

$$y = 1,3 \sqrt{n} \text{ при } h > 1 \text{ м}.$$

При этом значения y могут существенно отличаться от $1/6$ (по Маннингу), изменяясь от 0,1 до 0,30.

Н.Н. Павловский рекомендовал применять формулу (3.11) до значений глубин, равных 3 м. Однако впоследствии диапазон глубин был увеличен до 5 м.

Помимо натурных исследований, направленных на уточнение методов расчета коэффициентов Шези, выполнялись обширные лабораторные измерения, основной целью которых было совершенствование методов расчета различных технических сооружений. Тем более что в ряде случаев при применении формулы Дарси–Вейсбаха получались негативные результаты.

Наиболее важные исследования были выполнены И. Никурадзе в круглых трубах с равнозернистой шероховатостью, в результате которых им был установлен логарифмический закон сопротивления. Аналогичные эксперименты, но в открытых руслах (лотках и др.), были продолжены А.П. Зегждой. Результаты этих исследований, выполненных как в круглых трубах, так и в открытых потоках, были представлены Зегждой в виде графика зависимости $\lambda = f(\text{Re}, R/\Delta)$ в логарифмических координатах (рис. 3.1).

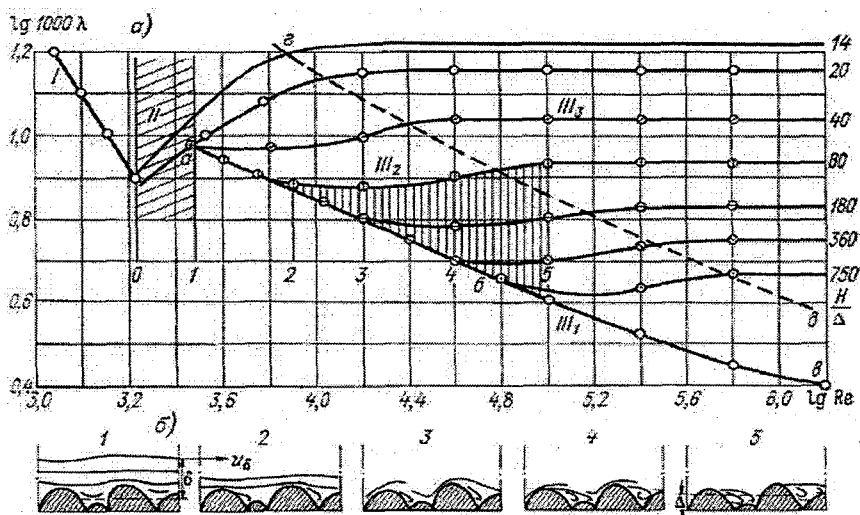


Рис. 3.1. График зависимости $\lambda = f(\text{Re}, R/\Delta)$, полученный А.П. Зегждой.

α – зависимость $\lambda = f(\text{Re}, R/\Delta)$.

I – ламинарный режим, II – переходная область, III – турбулентный режим;

III₁ – гладкие стенки, III₂ – полугладкие стенки, III₃ – шероховатые стенки.

δ – схема обтекания выступов шероховатости.

Анализ этого графика позволил автору выделить три зоны зависимостей: для ламинарного (I) и турбулентного (III) режимов и переходной области (II). Наиболее детально выполнен анализ исходной информации для зоны турбулентного режима, где получены зависимости для шероховатых (III_3), гладких (III_1) и полугладких (III_2) стенок.

На основе этого графика автором была получена логарифмическая формула для расчета коэффициента гидравлического трения шероховатых стенок в виде $1/\sqrt{\lambda} = 4 \lg h/\Delta + 4,25$. Аналогичные полуэмпирические формулы получены и другими авторами (в принципе отличающиеся только значениями постоянных), например, В.Н. Гончаровым в виде

$$1/\sqrt{\lambda} = 4 \lg 6,15h/\Delta. \quad (3.12)$$

По мнению авторов этих формул, они, так же как и графическая зависимость, вполне приемлемы для расчета коэффициентов λ . В последующий период это направление активно развивалось как отечественными, так и зарубежными исследователями. Детальный анализ этих исследований будет приведен в следующих разделах. Здесь же отметим, что в основу графиков Зегжды и Никурадзе положены экспериментальные данные, полученные Никурадзе в напорных трубах с зернисто-шероховатыми стенками, а Зегждой — в различных открытых лотках и малых каналах. К сожалению, до настоящего времени отсутствует объективная методика определения расчетной высоты выступов шероховатости. Действительно, Зегжда определял ее как разность ординат кривых зависимостей расходов воды от глубины русла $Q = f(h)$ при ламинарном режиме, построенных для гладкого и шероховатого русел, при постоянных значениях расходов воды. Анализ других методов определения расчетной высоты выступов шероховатости будет приведен в следующих разделах.

В последние годы выполнен ряд исследований, посвященных оценке возможностей использования графиков Зегжды и Никурадзе для определения гидравлических сопротивлений речных русел. Полученные результаты показывают, что автомодельность, имеющая большое значение при проведении лабораторного моделирования, не выполняется не только для равнинных, но даже и для горных рек. Так, Н.С. Знаменская, выполнившая анализ ряда работ зарубежных иссле-

дователей, приводит графическую зависимость $\lambda = f(\text{Re}, R/k_s)$, полученную Ловером и Кеннеди на основе натурных данных по рекам США (рис. 3.2).

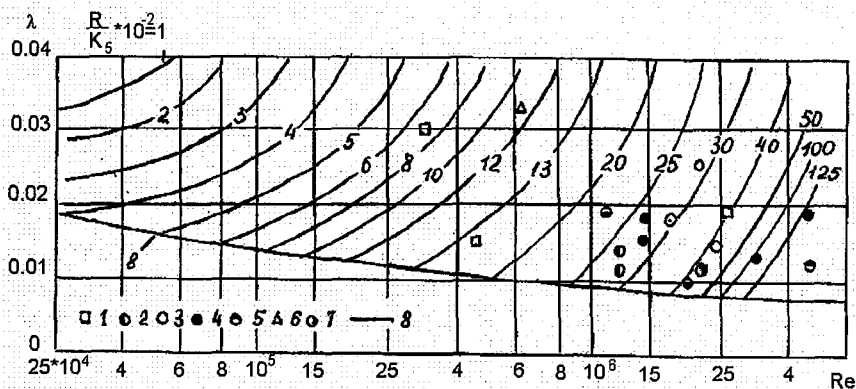


Рис. 3.2. Зависимость $\lambda = f(\text{Re}, R/\Delta)$ (по Ловеру и Кеннеди).

- 1 и 2 – Рио-Гранде у Берналилло в разных створах; 3 – то же у Сан-Антонио;
4 – р. Миссури у Омахо; 5 – р. Элихори у Ватерлоо; 6 – р. Кангберо;
7 – р. Колорадо; 8 – кривая гладкого сопротивления по Прандтлю.

Как видно на рис. 3.2, характер зависимости для речных русел резко отличается от аналогичных, приведенных Зегждой или Никурадзе. Результаты, аналогичные американским, получены В.А. Знаменским для быстротоков.

Даже допустив существенную неравнозначность Δ и k , отражающуюся на абсолютных значениях h/Δ и R/k , следует отметить, что направление кривых зависимостей $\lambda = f(\text{Re})$ при постоянных значениях относительной гладкости (h/Δ и R/k) на этих графиках для речных русел резко отличается от полученных Зегждой, и считать область шероховатых речных русел автомодельной не представляется возможным, так как прослеживается четкая зависимость коэффициента гидравлического трения от числа Рейнольдса.

Объективности ради, следует отметить, что в 70-е годы прошлого столетия появился ряд публикаций, в которых на основе анализа экспериментальных данных утверждалось, что при числах Фруда $\text{Fr} > 1$ и малых значениях h/Δ наблюдаются отклонения от прямых зависимостей $\lambda = f(\text{Re})$ в автомодельной области. Однако последующие исследования показали, что это обусловлено в основном методикой определения величины h/Δ при ее значениях, близких к единице.

Что же понимается под гидравлическими сопротивлениями? Это силы, с которыми речное русло противодействует движению потока. Основными факторами, определяющими величину этих сил, являются: выступы шероховатости, донные гряды, изгибы русла, растительность, ледовые явления и др. Поэтому для оценки гидравлических сопротивлений обычно принимают различные интегральные характеристики. Наиболее часто в качестве таковых принимаются коэффициенты шероховатости n , коэффициенты Шези C или коэффициенты гидравлического трения λ , а также высота выступов шероховатости Δ . Последнюю величину нельзя считать интегральной, так как она учитывает только один параметр, но ее использование в различных формулах для расчета величины гидравлических сопротивлений без каких-либо дополнительных факторов фактически придает ей статус интегральной характеристики.

При расчетах средних скоростей речных потоков и гидравлических сопротивлений речных русел наиболее часто используют формулы, в которых основным параметром является коэффициент шероховатости. Его значение обычно определяют по описательной характеристике сопротивлений русла и поймы и соответствующим таблицам. Выполним более детальный анализ этого коэффициента, который, как уже указывалось, является интегральной характеристикой гидравлических сопротивлений речных русел.

К сожалению, его нельзя признать вполне объективной физической величиной из-за его размерности. Действительно, при расчетах по различным эмпирическим формулам его размерность изменяется. Особенно четко это прослеживается при использовании формулы Павловского $n = h^y/C$, где $y = \{n\}$, т.е. переменная величина. Следовательно, и размерность n будет различной. Так при $y = 1/6$ (формула Маннинга) n имеет размерность $(\text{с/м}^{1/3})$, а при $y = 1/4$ — $(\text{с/м}^{1/4})$. Далее, некоторые авторы (Кован, Барышников и др.) пытались представить коэффициент шероховатости в виде суммы составляющих его величин:

$$n = n_{\text{ш}} + n_{\text{г}} + n_{\text{ф}} + n_{\text{д}}, \quad (3.13)$$

где индексы обозначают, что коэффициенты шероховатости характеризуют влияние: $n_{\text{ш}}$ — зернистой шероховатости, $n_{\text{г}}$ — донных гряд, $n_{\text{ф}}$ — формы сечения, $n_{\text{д}}$ — дополнительных сопротивлений.

Однако такой подход может оказать помощь только для вскрытия физической сущности явления, но для расчетов он не пригоден. К тому же формула (3.13) применима только для условий равномерного движения и недоучитывает некоторые факторы, определяющие величину гидравлического сопротивления речных русел (глубин, расходов наносов и др.).

Для условий неустановившегося неравномерного движения в (3.13) необходимо ввести дополнительные члены, в частности, учитывающие неравномерность (n_n) и нестационарность ($n_{нст}$) движения в виде:

$$n = n_{ш} + n_r + n_{ф} + n_d + n_n + n_{нст} + n_{мо} + n_{гг}, \quad (3.14)$$

где параметры $n_{мо}$ и $n_{гг}$ учитывают соответственно гидравлические сопротивления за счет массообмена между отсеками потока в руслах сложных форм сечения (пойменных и др.) и при изменении глубин. Введение параметра $n_{гг}$ обусловлено дополнительным анализом, выполненным в РГГМУ и позволившим установить недостаточность учета глубин в формулах для определения коэффициента шероховатости. Более детальный анализ будет приведен позднее.

Каждый из приведенных факторов в различных ситуациях может оказать весьма существенное воздействие на общую величину сопротивлений. Однако оценить вес каждого фактора довольно сложно, тем более что методика такой оценки еще не разработана.

В то же время оценка гидравлических сопротивлений различных искусственных сооружений значительно проще, чем речных русел, особенно, если через них проходит чистая вода, т.е. не переносящая наносы. К таким сооружениям в первую очередь относятся различные трубопроводы, лотки, водосливы и др. Проблема несколько осложняется при расчетах гидравлических сопротивлений облицованных каналов, так как по ним обычно осуществляется транспорт донных наносов.

Учитывая, что анализ методов расчета гидравлических сопротивлений трубопроводов и других сооружений достаточно полно освещен в классических курсах гидравлики, да к тому же выходит за рамки данной работы, здесь он выполняться не будет.

Перейдем к анализу методов расчета гидравлических сопротивлений речных русел – одной из важнейших и сложнейших проблем речной гидравлики.

3.2. Гидравлические сопротивления речных русел простых форм сечения

Как уже указывалось, речные русла отличаются от инженерных сооружений тем, что они деформируются. При этом наблюдается не только деформация русел, особенно в периоды паводков и половодий, но иногда и обрушение берегов. К тому же потоки в таких руслах перемещают наносы как во взвешенной, так и в донной фазе. Особые сложности при разработке расчетных методов создают донные наносы, так как режимы их перемещения могут существенно изменяться. Это зависит от мощности паводков и половодий, соотношения расходов донных наносов и транспортирующей способности потоков, крупности наносов и других факторов. Как известно, величина гидравлических сопротивлений при изменении фазы перемещения наносов от их влечения к донным грядам может изменяться в несколько раз (от 2 до 7). Помимо этого донные наносы могут перемещаться в виде различных русловых образований.

Все это, а также большое количество факторов, определяющих величину гидравлических сопротивлений, привело к необходимости введения некоторой интегральной характеристики, учитывающей различные составляющие гидравлических сопротивлений. Как уже указывалось, в качестве таковой в середине XIX в. был предложен коэффициент шероховатости n , величина которого определялась по описательной характеристике и одной из многочисленных таблиц. Коэффициент шероховатости до сих пор негативно воспринимается некоторыми исследователями, например К.В. Гришаниным, и для этого имеются довольно веские основания. Действительно, для его расчетов имеется большое количество эмпирических формул. В настоящее время их значительно больше 200. При расчетах по некоторым из них, как это указывалось, размерность коэффициента шероховатости изменяется, что недопустимо для любой физической величины.

Несмотря на этот и другие недостатки, в настоящее время лучшего аналога коэффициенту шероховатости не предложено.

Поэтому основной методикой расчетов гидравлических сопротивлений естественных русел является методика, основанная на учете коэффициентов шероховатости вида:

$$C = f(h/n) \text{ или } C = f(R/n) \quad (3.15)$$

Как указывалось, для определения коэффициентов шероховатости созданы специальные таблицы, в которых приведены описания русел и пойм и соответствующие им значения коэффициентов шероховатости (одного или двух-трех). Таких таблиц в настоящее время насчитывается свыше 20. Однако широкое распространение в бывшем СССР, а затем и в России получили только таблицы М.Ф. Срибного и более поздние таблицы И.Ф. Карасева. Соответственно за рубежом, особенно в США, широкое распространение получили таблицы В.Т. Чоу и Дж. Бредли. Следует отметить, что для снижения субъективизма таблицы Чоу сопровождаются альбомом цветных фотографий.

Практически во всех таблицах не приводится значение расчетной глубины, хотя при изменении последней коэффициент шероховатости может изменяться в несколько раз. Исключением является таблица Л.Л. Лиштвана, в которой значения коэффициентов шероховатости приведены для различных глубин. Причем с увеличением глубины значение коэффициента шероховатости уменьшается. К сожалению, данная таблица приведена в рукописном отчете и широкого распространения не получила.

Оценка точности расчетов коэффициентов Шези по различным формулам на основе использования указанных выше четырех таблиц показала, что средние погрешности расчетов практически по всем таблицам близки между собой и составляют величину 30–35 %. К сожалению, максимальные величины этих погрешностей существенно превышают 100 %.

Использование большого количества конкретных формул вида (3.7), предложенных различными авторами, как показали контрольные расчеты, как правило, не снижают величину погрешности расчетов. Поэтому, по нашему мнению, целесообразно использовать простейшие из них, к каковым относятся формулы Маннинга $C = h^{1/6}/n$ и приведенная выше формула Павловского (3.11) или другие.

Второе направление в расчетах величины гидравлических сопротивлений основано на формулах вида

$$C/\sqrt{g} = f(\text{Re}, h/\Delta), \quad C/\sqrt{g} = f(\text{Re}, R/\Delta). \quad (3.16)$$

В них основным расчетным параметром является высота выступов шероховатости Δ .

Как указывает Гришанин, эта методика имеет широкое применение за рубежом. Однако она имеет ряд существенных недостатков, основными из которых являются неопределенность величины Δ и неучет других, кроме высоты выступов шероховатости, параметров, определяющих величину гидравлических сопротивлений. Действительно, объективная методика определения расчетной высоты выступов шероховатости отсутствует. Имеющиеся рекомендации отдельных авторов являются субъективными.

В частности, В.Н. Гончаров предлагает в качестве расчетной принимать величину крупности наиболее крупных донных отложений, процент которых в смеси равен 5, т.е. k_5 . Соответственно И.И. Леви предлагает k_{10} . Имеются предложения и других авторов, незначительно отличающиеся от приведенных выше (k_{15} , k_{30} и др.).

В то же время, учитывая несовершенство таких предложений, в ряде организаций в качестве расчетной крупности было предложено значение k_3 — эффективной крупности, расчет которой осуществляется по различным формулам.

В качестве примера можно привести методику расчета k_3 при определении критических скоростей размыва.

Значение k_3 рекомендуется определять по формуле:

$$k_3 = \left(\sum_{i=1}^{10} k_i^x / 10 \right)^{1/x},$$

где значения k_i^x определяются на основе деления кривой гранулометрического состава наносов на 10 интервалов, а именно:

$$k_1^x = (k_1 + k_{10}) / 2, k_2^x = (k_{10} + k_{20}) / 2, \dots, k_{10}^x = (k_{90} + k_{100}) / 2;$$

$$x = 4,0 - 2,8 A; A = k_{100} - k_{кр} / k_{100} - k_{мк},$$

где $k_{кр}$ и $k_{мк}$ — средние крупности соответственно крупной и мелкой фракции, определяемые по эмпирическим формулам.

Данная методика довольно сложная и не лишена субъективизма. Следует отметить, что при делении смеси на 10 частей и определении средней величины для каждой из них также возможны различные погрешности. Как известно, все эти погрешности в ряде случаев могут суммироваться и окончательная погрешность расчетов может выйти за допустимые пределы.

Имеются и другие способы определения k_z , но фактически они обладают такими же недостатками.

Другим существенным недостатком данных методик является неучет большой группы факторов, определяющих величину гидравлических сопротивлений, особенно на равнинных реках (донные гряды, изгибы русла и др.). Особенно остро стоит вопрос влияния донных гряд. Действительно, на равнинных реках при образовании гряд гидравлические сопротивления увеличиваются в 2–7 раз. Попытки введения в расчетные формулы вместо Δ высоты гряд не могут быть признаны эффективными. Действительно, при одной и той же высоте гряды могут иметь различную длину, а следовательно, и различную крутизну. В то же время именно крутизна гряд, определяющая длину водоворотной зоны за ней, фактически определяет величину гидравлических сопротивлений при донно-грядовом режиме движения наносов.

Известно, что при прохождении паводков и половодий происходит быстрое изменение гидравлических характеристик речных потоков. В то же время донные формы не успевают изменяться с той же скоростью. Это запаздывание приводит к тому, что в руслах наблюдаются застывшие крупные гряды, соответствующие высоким паводочным уровням, на которых образуются новые более мелкие гряды, перемещающиеся по напорным склонам крупных гряд. Так, на одном из обсохших побочней на р. Оби А.А. Левашов наблюдал до 7 различных размеров донных гряд. Такое явление носит название иерархия гряд.

Релаксация существенно затрудняет разработку методики расчета гидравлических сопротивлений речных русел, так как до сих пор остается неясным вопрос: каким гидравлическим характеристикам речных потоков соответствуют те или иные типы донных гряд?

Формулы этой группы получили широкое распространение на Западе и в США. К.В. Гришанин, выполнивший наиболее глубокий их анализ, рекомендует применять эти формулы для галечных и гравелистых русел, в которых грядовый режим перемещения наносов, как правило, не наблюдается. Он приводит наиболее распространенные формулы этой группы, в частности, В. Графа:

$$C/\sqrt{g} = 5,75(R/k_{50}) + 3,25. \quad (3.17)$$

Учтя, что гидравлические сопротивления тесно связаны с транспортом наносов, В. Граф получил следующую формулу:

$$C / \sqrt{g} = \left[5,28 - 4,41 \left(q_s / \sqrt{(\rho_1 / \rho - 1) g k_{50}} \right)^{0,18} \right] \left(\frac{V}{\sqrt{g k_{50}}} - 0,44 \right), \quad (3.18)$$

где q_s — расход донных наносов на единицу ширины русла; ρ_1 — плотность наносов.

Дж. Лимеринос на основе данных измерений на малых реках Калифорнии получил следующую формулу:

$$C / \sqrt{g} = 5,661 g \frac{h}{k_{50}} + 0,99. \quad (3.19)$$

Дж. Гриффитс на основе данных измерений на реках Новой Зеландии для русел с неподвижным галечным дном получил

$$C / \sqrt{g} = 5,601 g \frac{R}{k_{50}} + 2,15. \quad (3.20)$$

Можно продолжить перечисление формул этого вида, но, учитывая, что их глубокий анализ выполнен и обобщен Гришаниным, ограничимся только предложенной им формулой:

$$C / \sqrt{g} = 5,661 g \frac{h}{k_{50}} - 5,3. \quad (3.21)$$

Формулы этого вида разработаны на основе лабораторных и натурных данных, полученных в различных физико-географических и климатических условиях. Различие коэффициентов перед логарифмом и постоянных обусловлены как особенностями методов проведения экспериментов, так и влиянием формы частиц, их расположением и другими факторами. В то же время эффективность их применения невысокая. Введение же в формулу расхода донных наносов q_s существенно увеличивает погрешность расчетов, так как точность определения q_s меньше, чем коэффициента Шези. Формулы этой группы неприменимы для расчета коэффициентов Шези на равнинных реках в основном из-за донно-грядового режима перемещения наносов.

Третье направление в разработке методики расчета гидравлических сопротивлений основано на концепции саморегулирования в системе речной поток — русло. Основы этого наиболее перспектив-

ного направления заложены еще М.А. Великановым. Суть этого направления заключается в том, что речной поток и русло, находясь в процессе непрерывного взаимодействия, сами регулируют его гидравлические сопротивления. Действительно, поток самопроизвольно изменяет величину выступов шероховатости, переводит форму перемещения наносов из безгрядной в донно-грядовую (и наоборот), изменяет форму сечения русла и др. Тем самым изменяются гидравлические сопротивления русел. Процесс саморегулирования основан на стремлении системы за счет внутренних факторов сохранить свою жизнедеятельность.

Как показывает анализ этого направления, несмотря на его перспективность, оно еще недостаточно разработано. Немногочисленные попытки разработки расчетных методов привели к установлению отдельных региональных формул вида

$$C = f(h, I) \quad \text{или} \quad C = f(R, I). \quad (3.22)$$

К сожалению, формулы этого вида не получили широкого распространения из-за низкой результативности и недостаточного учета определяющих факторов. Анализ результатов исследований по этому направлению показал, что зависимость коэффициента Шези от определяющих величин многофакторная и не может ограничиваться учетом только глубин и уклонов водной поверхности. В частности, большую роль в расчетах играют донные наносы и другие факторы.

По-видимому, разработка этого направления должна быть продолжена на основе использования исходной информации не только о потоках в речных руслах и поймах, но и данных наблюдений в бассейнах рек.

3.3. Влияние зернистой шероховатости на гидравлические сопротивления

Экспериментальные исследования гидравлических сопротивлений шероховатых поверхностей

Наиболее полно изучены гидравлические сопротивления искусственной зернистой шероховатой поверхности. Большая заслуга здесь бесспорно принадлежит И. Никурадзе и А.П. Зегжде.

Задуманные с целью подтверждения полуэмпирической теории турбулентности Прандтля – Кармана, опыты Никурадзе, выполнен-

ные в начале прошлого века, до настоящего времени остаются лучшими экспериментальными исследованиями в этой области, а график, построенный по результатам опытов, считается классическим.

Как известно, Никурадзе проводил опыты в латунных трубах разного диаметра. Им были исследованы гидравлические сопротивления гладкой и шероховатой поверхностей трубы. Для создания шероховатой поверхности на внутренние стенки трубы наклеивался песок одинаковой крупности. Такую поверхность называют равнозернистой. На графике Никурадзе была исследована зависимость $\lambda = f(\text{Re}, r/k)$, где λ – коэффициент гидравлического трения; Re – число Рейнольдса; r/k – относительная «гладкость» стенок трубы; r – радиус трубы, k – абсолютная высота выступов шероховатости, за которую принимался диаметр зерен песка.

Опыты Никурадзе подтвердили модель (схему) Прандтля, которая заключалась в разделении турбулентного потока на две области: турбулентное ядро течения и тонкий ламинарный (вязкий) подслой у стенки трубы. В исследованиях Никурадзе нашла свое подтверждение и относительность понятий гидравлически гладких и шероховатых поверхностей. По результатам исследований для зоны турбулентного движения были установлены значения числовых коэффициентов в зависимостях для λ в области гидравлически гладких и шероховатых труб.

С целью проверки возможности перенесения закономерностей изменения коэффициента гидравлического трения λ , установленных при исследованиях в трубах (напорное движение), на потоки с открытой водной поверхностью (безнапорные) были проведены аналогичные исследования А.П.Зегжды. Зегжда проводил свои опыты в лотках прямоугольной формы сечения при гладкой и шероховатой поверхностях дна лотка. Изменяя уклон, глубину и ширину потока, с одной стороны, и размер выступов шероховатости (диаметр зерен песка от 0,35 до 4,2 мм) – с другой, Зегжда охватил опытами широкий диапазон чисел Рейнольдса – от 400 до 63 000. Относительная «гладкость» R/k изменялась от 5 до 80. Здесь R – гидравлический радиус потока.

Анализ исходной информации, нанесенной на график в координатах $\lg 1000\lambda$ и $\lg \text{Re}$, позволил получить семейство кривых, аналогичных графику Никурадзе. Результаты анализа графика Зегжды

показали, что и в открытых потоках при турбулентном движении имеются те же области сопротивлений, что и в трубах, т.е. сохраняются установленные опытами Никурадзе закономерности для коэффициента гидравлического трения λ . На графике присутствует область гладких поверхностей, где $\lambda = f(Re)$; область доквадратичного сопротивления шероховатых поверхностей, где $\lambda = f(Re, R/k)$; область квадратичного сопротивления шероховатых поверхностей (иногда ее называют областью вполне развитого турбулентного движения или автомодельной областью), где $\lambda = f(R/k)$. График Зегжды и подробный анализ результатов его исследования выполнен К.В. Гришаниным.

После Зегжды экспериментальным изучением закономерностей гидравлических сопротивлений зернистых поверхностей занимался ряд отечественных и зарубежных исследователей (О.М. Айвазян, А.А. Маастик, Л.Г. Москвина, М.М. Овчинников, А.Л. Радюк, А.П. Сидоров, А.Я. Слободкин, С.А. Яхонтов, Р. Пауэл, Е. Марки и др.). В основном положения Зегжды получили подтверждение.

Было предложено значительное количество эмпирических и полуэмпирических формул для расчета коэффициента гидравлического трения λ . Для области квадратичного сопротивления наиболее типичный вид формул следующий:

$$1/\sqrt{\lambda} = A + B \lg R/k. \quad (3.23)$$

Формулы различных авторов отличаются величиной свободного члена A , числовым коэффициентом B при относительной гладкости R/k ; иногда они содержат дополнительные слагаемые. К сожалению, использование этих формул для расчета сопротивлений речных русел связано со значительными трудностями, так как они учитывают только сопротивление искусственной зернистой шероховатости.

Данные натурных наблюдений в речных руслах, нанесенные на график Зегжды, не подтверждают полученные зависимости. Главная причина этого состоит в том, что естественную шероховатость дна реки никак нельзя отождествлять с понятием равнотернистой шероховатости. Такую поверхность можно создать только в лабораторных условиях, хотя и на этом пути возникает немало трудностей.

Вместе с тем, как справедливо отмечает К.В. Гришанин, материал, которым были покрыты стенки труб Никурадзе и дно лотка

Зегжды, — это тот самый песок и гравий, который покрывает дно большинства рек и каналов, поэтому график Зегжды до сих пор не потерял своего большого практического значения и широко используется при расчетах, связанных с моделированием гидравлических явлений в реках.

Параметры зернистой шероховатости и подходы к их оценке

Анализ формул для коэффициента Шези C и коэффициента гидравлического трения λ показывает, что у разных авторов встречается различное обозначение характеристик шероховатости, нет единства в терминологии, что само по себе делает понятие шероховатости весьма неопределенным. Иллюстрацией этому может служить материал, приведенный в работах В.И. Полтавцева и В.А. Соколовой.

В основном встречаются два подхода к оценке шероховатости. Одна группа исследователей предлагает оценивать величину шероховатости некоторой конкретной геометрической характеристикой, другие используют эквивалентную шероховатость, найденную расчетным путем.

Как отмечалось выше, в опытах Никурадзе за абсолютную высоту выступов шероховатости k была принята геометрическая характеристика крупности зерен песка. Проведенные несколько позже опыты Г. Шлихтинга, Г.Х. Келлегана, Кальбрука и Уайта, Ф.А. Шевелева и других исследователей показали, что средняя высота выступов не может полностью охарактеризовать влияние шероховатости на величину гидравлических сопротивлений.

Так, при песке крупностью $k = 0,135$ см, испытанном Шлихтингом, получено такое же гидравлическое сопротивление, как и в опытах Никурадзе при песке крупностью $k = 0,222$ см. В связи с этим было введено понятие эквивалентной равномерно-зернистой шероховатости, под которой понимается такая высота выступов песчинок (по Никурадзе), которая оказывает сопротивление, равное действительному сопротивлению данной шероховатой поверхности.

Таким образом, эквивалентная равномерно-зернистая шероховатость k_s устанавливается не измерением высоты выступов, а определяется по данным гидравлических испытаний и является условной (фиктивной) величиной. Для определения эквивалентной шероховатости используются различные приемы, описанные в технической литературе. Чаще всего эквивалентную шероховатость

устанавливают по зависимости Никурадзе для коэффициента гидравлического трения λ в области квадратичного сопротивления. Известны и другие подходы.

Так, Зегжда предложил особый гидравлический способ определения абсолютной высоты выступов k , основанный на положении о том, что при ламинарном режиме сопротивление не должно зависеть от шероховатости. В результате соответствующей обработки опытных данных им были установлены значения k исследованных шероховатых поверхностей, которые также носят эквивалентный характер.

Своеобразный способ эквивалентной оценки шероховатости использовал А.Я. Слободкин при обработке опытных данных по сопротивлению русел с повышенной шероховатостью. В расчетную формулу для коэффициента сопротивления λ , предложенную Слободкиным, входит эквивалентная шероховатость k_s , под которой автор понимает высоту выступов (радиус полусфер) равнозначной по сопротивлению стандартной поверхности. За стандартную поверхность при обработке опытов им была принята поверхность, образованная плотно уложенными полусферами, размещенными в шахматном порядке.

Таким образом, эквивалентный способ оценки шероховатости имеет ряд недостатков. Во-первых, принимаются за основу результаты определенных опытных исследований, которые могут содержать в себе погрешности из-за условий постановки экспериментов; во-вторых, при таком способе оценки для определения характеристик шероховатости в ряде случаев приходится пользоваться специальными шкалами, разработанными авторами формул.

Реализация геометрического способа оценки шероховатости привлекла внимание многих ученых. Еще в середине прошлого столетия в опытах Дарси–Базена было установлено, что коэффициент гидравлического трения зависит от высоты неровностей (выступов), характеризующих шероховатость.

В настоящее время экспериментально наиболее изучен характер воздействия на поток стенок с искусственно сформированной шероховатой поверхностью из уложенных в один слой зерен песка и гравия определенных фракций. Но даже для этого наиболее простого случая вопрос о том, что принимать за расчетную величину выступов шероховатости, является спорным.

Для оценки величины активной части выступов зернистой шероховатой поверхности в основном используются два подхода. Первый – в расчетных формулах для коэффициента Шези C или коэффициента гидравлического трения λ за абсолютную шероховатость принимается средний диаметр частиц (или средняя высота выступов неровностей) с учетом или без учета слоя наклеенного материала. Второй – расчетная высота выступов принимается равной половине среднего диаметра зерен или половине толщины шероховатого слоя. Следует отметить также, что если зерна не закреплены на дне и поток сам формирует свое русло, то по исследованиям В.Н. Гончарова расчетная высота выступов Δ равна $0,7k_s$, а по исследованиям М.М. Овчинникова $\Delta = 0,645k$, где k – диаметр зерен.

Ряд авторов высказывал мнение о том, что одной высоты выступов для оценки шероховатости поверхности недостаточно. В работах В.Н. Гончарова, К.В. Гришанина, Г.В. Железнякова, М.Ф. Срибного, Г. Шлихтинга, В. Чоу и некоторых других содержатся указания на то, что форма элементов шероховатости, их взаимное расположение, расстояние между элементами шероховатости, однородность выступов по форме и величине, так же как и сам размер выступов, оказывают существенное воздействие на гидравлические сопротивления.

Так, Шлихтингом были проведены специальные эксперименты для выяснения вопроса о том, каким образом при одинаковой форме шероховатости сопротивление зависит от плотности размещения выступов. Всего им было исследовано шесть видов шероховатостей с различными плотностями их размещения (шары различного диаметра, конусы, короткие и длинные уголки, сферические сегменты). Анализ опытных данных позволил Шлихтингу сделать вывод о том, что с увеличением плотности выступов сопротивление всех видов шероховатых поверхностей сначала возрастает, а затем резко убывает.

Интересные исследования по выявлению характеристик шероховатости для естественных русловых потоков были выполнены Гончаровым. Его рекомендации в отношении учета величины выступов однородной зернистой шероховатости, определяющей величину гидравлического сопротивления, приведены выше. Кроме однородной шероховатости им исследованы смешанные грунты, состоящие из зерен различной крупности, когда поток в состоянии перемещать их. В этом случае активную (действующую) высоту выступов

пов будет определять размер зерен наиболее крупной фракции, доля которой по объему равна 5 % (k_5). Для таких смешанных грунтов расчетная высота выступов шероховатости равна $\Delta = 0,7 k_5$.

Этот вывод Гончарова нашел подтверждение в исследованиях других авторов. Например, В.И. Дейнека при проведении опытов на модели при безгрядовой форме движения донных наносов установил, что расчетная высота выступов шероховатости $\Delta = 0,7k$ при диаметре наносов k , соответствующем примерно 6 % наиболее крупных частиц в составе донных отложений.

Гончаров также рассмотрел вопрос о сопротивлениях, обусловленных отдельными массивными выступами, встречающимися обычно в русле реки в виде валунов и крупных камней, а на пойме в виде пней и стволов. Схематизировав выступы в виде кубов, он исследовал особенности процесса обтекания таких выступов при различной густоте их размещения и пришел к выводу, что при густоте размещения выступов $l/k_m \leq 2,65$ (где l – расстояние между центрами двух соседних массивных выступов, k_m – размер этих массивных выступов) основное дно практически полностью защищено от прямого воздействия транзитного потока и расчетная высота выступов шероховатости будет определяться только выступами зерен крупности k_m .

А.Я. Слободкин, изучив влияние плотности и характера размещения выступов на гидравлические сопротивления, пришел к выводу, что плотность расположения элементов шероховатости, определяемая относительным расстоянием между ними, является, наряду с относительной «гладкостью», основным параметром, определяющим сопротивление русла. При плотном расположении элементов шероховатости характер размещения последних сравнительно мало влияет на сопротивление поверхности, так как сказывается эффект их взаимного экранирования. Для шероховатых поверхностей с полусферическими выступами наибольшее сопротивление имело место в опытах при расстоянии между их центрами по течению $l = 2k$, для шероховатых поверхностей из зерен гравия – при $l = 3k$.

Г.В. Железняков отмечает, что величина гидравлических сопротивлений определяется не только средним значением высоты выступов шероховатости или их значением заданной обеспеченности, но и их дисперсией, и рекомендует решать эту задачу на статистической основе.

Подводя итог, отметим, что изучение влияния на гидравлические сопротивления шероховатости различных типов долгое время являлось одной из актуальных задач экспериментальной гидравлики. Задача установления объективного метода геометрической оценки шероховатости привлекла внимание ряда исследователей. Особенно активно этот вопрос обсуждался в 60–70-х годах прошлого века. Авторы отмечали необходимость создания комплексного параметра, учитывающего высоту выступов шероховатости, их форму и размещение на поверхности. Как справедливо отмечал Г.В. Железняков, «введение в формулы физически реальных шероховатостей (не обязательно эквивалентных) могло бы продвинуть вперед решение проблемы гидравлических сопротивлений».

Влияние плоскости отсчета глубин и расчетной высоты выступов шероховатости на гидравлические сопротивления

Влияние зернистой шероховатости на гидравлические сопротивления обычно оценивается через относительную «гладкость» R/Δ или относительную шероховатость Δ/R . При этом помимо неопределенности в оценке абсолютной шероховатости Δ , также нет единого мнения и в вопросе о том, от какой плоскости отсчитывать гидравлический радиус R . Вычисляется он, исходя из расчетной глубины, при назначении которой необходимо учитывать ту часть площади живого сечения потока, которая занята выступами шероховатости, т.е. выбрать плоскость отсчета глубин.

Вопрос назначения плоскости отсчета глубин имеет особенно важное значение для потоков повышенной шероховатости с малыми величинами относительной «гладкости» R/Δ . Например, на быстротоках с повышенной шероховатостью (горные реки) высота выступов может быть соизмерима с глубиной потока.

В связи с этим возникает вопрос: от какой плоскости отсчитывать глубину потока – от основного дна, совпадающего с основанием выступов шероховатости, от вершин выступов или от другой плоскости, расположенной между основанием и вершинами выступов шероховатости? К сожалению, отсутствуют какие-либо определенные рекомендации по выбору плоскости отсчета глубин даже для наиболее простого случая – искусственной зернистой шероховатости. В значительной степени разные подходы к оценке этой плоскости связаны с различными представлениями о ней и способом ее определения.

Специальное внимание этому вопросу уделялось в работах Г.В. Железнякова, К.В. Гришанина, А.Я. Слободкина, М.М. Овчинникова, А.Л. Радюка и некоторых других. При этом наиболее полный обзор таких подходов приведен в работе В.И. Полтавцева и В.А. Соколовой.

Для покоящейся жидкости естественно принимать за плоскость отсчета глубин плоскость, которая совпадает со средней отметкой дна. Определяют эту отметку следующим образом. Вычисляется объем выступов шероховатости, расположенных над основным дном потока, и делится на площадь горизонтальной проекции этих же выступов. В результате получается средняя высота шероховатого слоя, приведенная к дну потока. Прибавив ее к отметке основного дна, получим отметку плоскости отсчета глубин. Такое дно называют геометрическим, а сам способ – объемным способом определения плоскости отсчета глубин.

При движении жидкости поток обтекает шероховатое дно. Между выступами шероховатости возникают вихревые области, в которых вода, находясь во вращательном движении, лишь частично (замедленно) участвует в поступательном движении, т.е. в формировании транзитного расхода воды. Следовательно, можно найти положение такой плоскости, ниже которой транзитный расход воды становится практически равным нулю. Такую плоскость называют гидравлическим дном в отличие от геометрического дна, которое всегда располагается ниже гидравлического. Именно от гидравлического дна и следует отсчитывать глубину потока.

Г.В. Железняков указывает на следующие способы определения отметки гидравлического дна потока:

- визуализацией потока в сочетании с фотометрическим способом; это позволяет выявить транзитную и вихревые (между выступами шероховатости) области потока;
- гидрометрическим способом, в котором расходы воды, рассчитанные по измеренному полю скоростей и глубинам, сравниваются с расходом, измеренным объемным способом или с помощью водослива;
- гидравлическим способом. Следует построить кривую зависимости глубины потока, отсчитанной от основного дна, от расхода воды Q (или расходной характеристики, если опыты проводились при различных уклонах поверхности воды), т.е. кривую расходов

воды. Экстраполируя кривую до $Q = 0$, на оси глубин отсчитывают глубину h_0 , которая соответствует гидравлическому дну.

Следует отметить, что ни один из описанных выше способов не может считаться универсальным. Не существует и каких-либо определенных рекомендаций по назначению гидравлического дна расчетным путем. Из имеющихся в литературе мнений отметим прежде всего предложение М.М. Овчинникова. В результате анализа экспериментальных исследований он пришел к выводу, что в случае однородной шероховатости с достаточно плотным размещением зерен плоскость отсчета глубин надо назначать ниже вершин выступов шероховатости на величину $(0,20-0,25) \Delta$.

Особое внимание этому вопросу уделено в работах Полтавцева и Соколовой. На основании данных экспериментальных исследований для некоторых видов искусственных шероховатых поверхностей авторами получены количественные зависимости, связывающие положение гидравлического дна с высотой, характером размещения (плотностью) и формой элементов шероховатости.

При равномерном размещении элементов шероховатости по площади зависимости имеют следующий вид:

- для выступов шероховатости округлой и окатанной формы:

$$h_0/k_c = 0,99 - 0,64 \lg F/F_c, \quad (3.24)$$

- для выступов шероховатости в виде четырехугольных пирамид:

$$h_0/k_c = 0,58 - 0,36 \lg F/F_c, \quad (3.25)$$

где h_0 — возвышение гидравлического дна над основным дном; k_c — средняя высота шероховатого слоя; F — площадь поверхности; F_c — суммарная площадь проекций элементов шероховатости на плоскость их расположения.

При $F/F_c = 1$ выступы шероховатости размещены вплотную своим основанием. Из формул (3.24) и (3.25) получаем соответственно наибольшие значения относительного положения гидравлического дна: $h_0/k_c = 0,99$ и $h_0/k_c = 0,58$. Отсюда вытекает, что гидравлическое дно при выступах шероховатости из четырехугольных пирамид располагается заметно ниже, чем при выступах шероховатости округлой и окатанной формы.

Положение гидравлического дна потока А.Л. Радюк предложил определять по зависимости:

$$h_0 = 0,54 \beta k, \quad (3.26)$$

где k – средний размер элементов шероховатости, определяемый по формуле:

$$k = \sum k_i N_i / \sum N_i, \quad (3.27)$$

где k_i – средний размер камней в каждой градации; N_i – количество камней в каждой градации; β – поправочный коэффициент, учитывающий геометрическую форму элементов шероховатости и плотность их расположения.

В.И. Полтавцев и В.А. Соколова показали, какое большое значение имеет правильное назначение отметки гидравлического дна потока с повышенной шероховатостью в расчетах гидравлических сопротивлений и пропускной способности русел. Так как $1/\sqrt{\lambda}$ прямо пропорционально коэффициенту Шези C , а расход воды прямо пропорционален этому коэффициенту, то выбор отметки гидравлического дна в потоках с повышенной шероховатостью существенно влияет на точность расчета расхода воды Q . На это же обстоятельство указывается и в работе Радюка, где отмечается, что погрешности расчетов пропускной способности порожистых русел могут достигать 60–80 % за счет выбора положения гидравлического дна. При $R/\Delta = 30$ –40 выбор плоскости отсчета глубин не оказывает существенного влияния на коэффициенты λ и C .

Обнаружено, что в зависимости от системы отсчета глубин потока при малых R/Δ изменяется и вид зависимости коэффициента λ , а следовательно, и вид зависимости C от относительной «гладкости». Это обстоятельство может снять противоречия в результатах анализа экспериментальных исследований гидравлических сопротивлений у разных авторов. Возможно, что аномальные области на кривых изменения коэффициента гидравлического трения от числа Рейнольдса есть результат неоднозначного подхода к выбору отметки гидравлического дна. Не исключено, что этим же может быть объяснено отмечаемое иногда отклонение от квадратичного закона сопротивления при малых значениях R/Δ , где он должен соблюдаться.

Подводя итог, отметим, что до настоящего времени отсутствует единое мнение как в вопросе о том, что принимать за расчетную высоту выступов шероховатости, так и в вопросе о выборе плоскости отсчета глубин. Часто эти вопросы не связываются друг с другом, а рассматриваются изолированно, в то же время, в соответствии с изложенным выше, они зависят от одних и тех же факторов. Это – размер выступов, их однородность по форме и величине, плотность и порядок размещения в плане. В связи с этим логично считать, что учет перечисленных факторов было бы целесообразно производить при определении одного из параметров, например, при выборе плоскости отсчета глубин, а второй параметр (расчетная высота выступов шероховатости) назначался бы однозначно в зависимости от величины первого. Расчетную высоту выступов предлагается определять следующим образом:

$$\Delta = k - h_0, \quad (3.28)$$

где h_0 – возвышение гидравлического дна потока над дном лотка, а расчетную глубину вычислять по формуле:

$$h_p = h_q - h_0, \quad (3.29)$$

где h_q – глубина потока, отсчитываемая от дна лотка.

По этому поводу Г.В. Железняков отмечает, что предложение определять высоту выступов шероховатости по отношению к гидравлическому дну представляет определенный интерес, при этом значение абсолютной шероховатости может назначаться более обоснованно. Однако дальнейшего развития эти предложения пока не получили.

3.4. Влияние глубин на коэффициенты Шези и шероховатости

Как уже указывалось, в большинстве таблиц для определения коэффициентов шероховатости приводится одно или два-три значения. Исключение составляет таблица Л.Л. Лиштвана, в которой значения коэффициентов шероховатости относят к определенному диапазону глубин. Таким образом, априори предполагается, что влияние глубин учитывается при определении коэффициентов Шези по различным эмпирическим формулам. Анализ последних показывает, что это влияние незначительно. Так, в формулах степенного вида, глубина входит в степени, близкой к $1/6$ ($1/3-1/8$). Примерно такое же незначительное влияние глубины получается и при расчетах по логарифмическим формулам.

Однако анализ натурной информации, выполненный в последние годы в РГГМУ, показал, что это влияние более значительно. В то же время необходимо еще раз остановиться на анализе точности исходной информации. Как известно, значение коэффициентов шероховатости по натурной информации определяется на основе формулы Шези–Маннинга, Шези–Павловского или любой другой эмпирической формуле, но при допущении равномерности движения воды. Поэтому возьмем за основу для дальнейшего анализа простейшую формулу Шези–Маннинга:

$$n = h^{2/3} I^{1/2} / V. \quad (3.30)$$

Как видно, основными ее компонентами являются глубина, уклон водной поверхности и средняя скорость потока. Если точность измерения глубины и скорости течения можно признать удовлетворительной, то точность исходной информации об уклонах водной поверхности является недостаточной. Более того, она часто из-за низкой квалификации персонала станций и ряда других причин значительно превышает максимальные погрешности, приведенные в Наставлении. Так, на ряде равнинных рек, где наблюдаются малые уклоны водной поверхности, расчетное расстояние между постами, определяемое по формуле, рекомендуемой Наставлением, может значительно превышать длину плеса.

В то же время обязательным является соблюдение требования о морфологической однородности расчетного участка. Поэтому вынужденно сокращается расстояние между уклонными постами, что приводит к существенному увеличению погрешности измерения уклонов водной поверхности. Это один из факторов, влияющий на точность определения уклонов водной поверхности. Более детальный анализ других факторов приведен как в курсах гидрометрии, так и в работах Г.В. Железнякова и Б.Б. Данилевича. Анализ же исходной информации, к сожалению, показывает, что погрешность определения уклонов водной поверхности может быть 20 % и более. Безусловно, этот, а также другие факторы оказывают существенное влияние и на точность расчетов коэффициентов шероховатости.

Д.Е. Скородумов и Р.А. Шестакова одними из первых выполнили анализ зависимости между коэффициентами Шези и шероховатости, с одной стороны, и глубинами и уровнями воды – с другой. Они использовали в основном исходную информацию по большим

и средним рекам и установили отсутствие общей зависимости и наличие различных индивидуальных отклонений даже для условий беспойменных русел. В то же время проблема указанных зависимостей для пойменных русел значительно сложнее и будет освещена в других разделах.

Таблицы для определения коэффициентов шероховатости и их оценка

Как уже указывалось, в настоящее время опубликовано около 20 таблиц для определения коэффициентов шероховатости. Однако более половины из них предназначены для расчетов потоков в различных искусственных сооружениях (трубопроводах, лотках, каналах и др.) и не могут быть использованы при расчетах потоков в речных руслах. Для расчетов последних в настоящее время используются только 4–5 таблиц, в частности, таблицы М.Ф. Срибного и И.Ф. Карасева, Дж. Бредли и В.Т. Чоу. К сожалению, описательные характеристики сопротивлений русел и пойм в этих таблицах довольно часто не совпадают, особенно, если сравнивать отечественные и зарубежные таблицы. Несмотря на это, представляет большой интерес сравнение и хотя бы приближенная оценка составляющих интегральную величину коэффициента шероховатости. Такая оценка была выполнена в РГГМУ.

Оценка доли каждого из составляющих интегрального коэффициента шероховатости выполнена Н.Б. Барышниковым в 1976 г. на основе анализа общеизвестных таблиц М.Ф. Срибного, В.Т. Чоу и Дж. Бредли. К сожалению, в то время И.Ф. Карасевым еще не была опубликована составленная им таблица коэффициентов шероховатости. Однако приведенные в ней значения коэффициентов шероховатости, по существу, уточняют аналогичные значения, приведенные в таблице М.Ф. Срибного. Поэтому полученные выводы могут быть распространены и на таблицу Карасева. При этом получены довольно интересные результаты, характеризующие вес отдельных видов гидравлических сопротивлений в общем сопротивлении русел и пойм. Однако отметим, что в этих таблицах имеются существенные расхождения в оценке влияния различных факторов. Например, для «слабоеандрирующего русла» по сравнению с призматическим по Срибному $\Delta n = 0,002$, по Чоу – соответственно 0,005–0,012, т.е. в 2,5–6 раз больше. Для поймы поправка на “лег-

кий кустарник, деревья” по Срибному составляет 0,05, по Бредли 0,07–0,125, а по Чоу 0,015–0,045, т.е. также отмечаются довольно большие расхождения. В какой-то степени это объясняется недостаточной точностью описательной характеристики гидравлических сопротивлений и значительным различием в объеме используемой исходной информации.

Поэтому практически во всех известных используемых в расчетах таблицах для определения коэффициентов шероховатости приведены их интегральные значения. Оценка этих таблиц, кроме Барышникова, практически никем не производилась. Во всяком случае, серьезные работы такого характера автору неизвестны. В то же время в ряде работ указывалось на необходимость дополнительного учета влияния глубины на величины коэффициентов шероховатости.

Прежде чем перейти к оценке таблиц для определения коэффициентов шероховатости, рассмотрим, как эти коэффициенты определяются по натурным данным, и оценим, какие допущения при этом принимаются. Все известные формулы, а их в настоящее время больше 200, в качестве основного параметра используют коэффициенты Шези C , которые определяются по натурным данным на основе формулы равномерного движения, т.е. формулы Шези

$$C = V / \sqrt{hI}. \quad (3.31)$$

Таким образом, первым является допущение о равномерности движения воды в реках, что особенно для пойменных русел может привести к большим погрешностям расчетов. Действительно, как вытекает из анализа уравнения движения потока с переменным по длине расходом воды в виде

$$I = \frac{V^2}{C^2 h} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\alpha_B V}{g} \right) + \left(\frac{q' V'}{g F'} \right), \quad (3.32)$$

недоучет инерционных членов может привести к существенным погрешностям расчетов, уравнение (3.32) может быть также записано в виде

$$I = I_{\text{тр}} + I_{\text{нд}} + I_{\text{нст}} + I_{\text{м}}. \quad (3.33)$$

Здесь α_K и α_B — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; $q' = q_{\text{мо}} + q_c$ — расход воды на единицу длины потока за счет массообмена между русловым и пойменными потоками ($q_{\text{мо}}$) и склонового стока (q_c); V'

– скорость массообмена между русловым и пойменными потоками; $I_{тр}$; $I_{нд}$; $I_{нст}$; I_m – уклоны водной поверхности: трения $I_{тр}$, за счет неравномерности движения $I_{нд}$, нестационарности $I_{нст}$, массообмена I_m .

В таблицах недоучитывается влияние массообмена, неравномерности и нестационарности движения. Поэтому данные факторы должны быть дополнительно учтены в таблицах. Как уже отмечалось, влияние нестационарности движения на незарегулированных реках мало, и его влиянием вполне можно пренебречь, а учет неравномерности движения частично выполнен практически во всех таблицах. Значительно хуже обстоит дело с учетом массообмена между русловым и пойменными потоками, что приводит к парадоксальным результатам. Действительно, как вытекает из анализа содержания таблиц, минимальные значения коэффициента шероховатости для пойм практически во всех таблицах составляют 0,025–0,035. В то же время при втором типе взаимодействия потоков для ряда рек бывшего СССР получены значения этих коэффициентов $n = 0,012–0,019$ (реки Горынь, Сев. Донец, Вихра и др.), что почти в два раза меньше нижнего предела, приводимого авторами таблиц. Объяснением этому является то, что на всех этих реках массы воды русловых потоков, имеющие скорости значительно большие, чем пойменных потоков, поступают на поймы со значительно большей шероховатостью, не соответствующей данным скоростям, испытывая при этом большее сопротивление движению. Это должно быть учтено членом уравнения (3.32). К сожалению, во всех таблицах этот фактор никак не учитывается. Эффект взаимодействия потоков, величина которого находится в зависимости от особенностей морфологического строения расчетного участка, характеризуемого величиной и знаком угла между геометрическими осями русла и поймы, в таблицах не отражен.

Далеко не полный перечень недостатков таблиц для определения коэффициентов Шези и шероховатости, а также то, что они составлены 25–30 лет тому назад, приводит к необходимости их критической оценки на основе накопленной обширной информации. Исходя из этого на кафедре гидрометрии РГГМУ по натурным данным был выполнен анализ зависимости коэффициентов шероховатости от средних глубин русловых потоков и оценена надежность параметров, приведенных в указанных таблицах. С этой целью все русла были подразделены на простые и сложные. К последним в

основном отнесены русла с поймами, так как информация по другим руслам сложных форм поперечного сечения отсутствовала.

В качестве исходной была использована информация по 502 постам на реках, имеющих простые формы сечения русла и расположенных на всей территории бывшего СССР. В качестве исходной информации использованы сведения, приведенные в таблицах измеренных расходов воды (ИРВ), опубликованных в Гидрологических ежегодниках, а именно: сведения о средних скоростях течения, уровнях, средних глубинах русел и уклонах водной поверхности. В качестве дополнительной использована информация об описательной характеристике гидростворов, необходимая для определения коэффициентов шероховатости по соответствующим таблицам с учетом формы поперечного сечения русел (B/h). Из этой информации наименее надежными являются сведения об уклонах водной поверхности и описательной характеристике сопротивлений русел. Действительно, Наставление оценивает точность измерения уклонов водной поверхности в 10–15 %. Однако довольно часто, как указывалось выше, точность этой информации бывает значительно меньшей, что обычно обусловлено неправильным выбором участков для измерений уклонов водной поверхности, низкой квалификацией наблюдателей и другими причинами. Поэтому точность измерения уклонов водной поверхности значительно меньше, чем приведена в Наставлении, особенно на горных реках, где она часто снижается до 20–30 %. Далее, описательные характеристики гидравлических сопротивлений не обладают достаточной степенью детализации, допускают большой субъективизм в трактовке категорий этих сопротивлений и не обновляются в течение длительного времени, даже при значительных изменениях обстановки на гидростворе. Все это снижает качество определения табличных значений коэффициентов шероховатости.

Расчет значений последних осуществлялся на основе допущения о равномерности движения воды в руслах простых форм сечения, т.е. на основе применения общеизвестной формулы Шези. Для определения значений коэффициентов шероховатости были использованы формулы Павловского и Маннинга. Первая была принята в качестве основной. Однако параллельные расчеты, выполненные по обеим формулам, показали, что их результаты находятся в пределах точности исходных данных. Поэтому в массовых расчетах была использо-

вана более простая из них – формула Маннинга. Таким образом, расчет коэффициентов шероховатости осуществлялся по формуле:

$$n = \frac{h^{2/3} I^{1/2}}{V} \quad \text{или} \quad n = \frac{h^{0.5+y} I^{0.5}}{V}. \quad (3.34)$$

Все исследуемые реки были разделены на две группы. К первой отнесены равнинные, а ко второй – горные и полугорные реки. Из общего числа 502 к группе равнинных было отнесено 317 рек, а ко второй – 185 рек. Для каждого из измеренных расходов воды были подсчитаны значения коэффициентов шероховатости и построены кривые зависимости $n = f(H)$ и $n = f(h)$. В качестве примера на рис. 3.3 приведены зависимости $n = f(h)$. Как видно на рис. 3.3, коэффициенты шероховатости изменяются при изменении уровня или глубины потока. Для выполнения анализа зависимостей $n = f(h)$ необходимо представить их в безразмерном виде, что и будет выполнено в следующем разделе.

Перейдем к оценке наиболее распространенных в нашей стране и за рубежом таблиц коэффициентов шероховатости. К таковым в первую очередь отнесем таблицу М.Ф. Срибного, опубликованную ее автором в 1932 г. и усовершенствованную им же в 1960 г. К более современным отнесем таблицу, составленную И.Ф. Карасевым в 1980 г. и основанную на анализе обширных данных натурных наблюдений и табличных значений коэффициентов шероховатости других авторов. Из зарубежных наиболее распространенными являются таблицы В.Т. Чоу и Дж. Бредли. По-видимому, нет необходимости выполнять детальный анализ достоинств и недостатков этих таблиц, так как он уже сделан рядом исследователей, в частности, результаты этого анализа приведены в работах Н.Б. Барышникова.

В то же время необходимо отметить, что таблица, составленная Чоу, сопровождается альбомом цветных фотографий, наглядно иллюстрирующих описательную характеристику гидроствора и несколько снижающих степень субъективизма при определении коэффициентов шероховатости. К сожалению, этот субъективизм, недостаточная детализация описания гидроствора, а также широкий диапазон изменения значений коэффициентов шероховатости внутри каждой шкалы значительно повышают погрешности их определения при использовании таблиц.

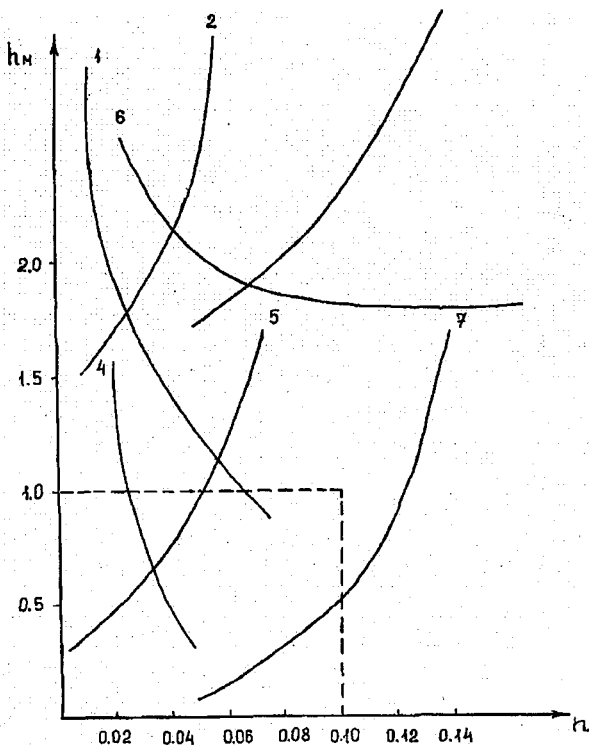


Рис. 3.3. Зависимости $n = f(h)$, построенные по данным гидрометрических измерений на ряде рек (1–7).

Для оценки табличных значений коэффициентов шероховатости по описательным характеристикам гидростворов определялись их табличные значения по каждой из указанных таблиц (n_r). Некоторые затруднения вызвало определение расчетных значений коэффициентов шероховатости на основе данных измерений, так как они изменяются в значительном диапазоне при изменении уровней. Поэтому было принято решение для повышения степени объективности результатов в качестве расчетных принимать три значения коэффициентов шероховатости соответственно при минимальных, средних и максимальных уровнях воды (n_p).

Для каждого из этих значений коэффициентов шероховатости были определены отклонения табличных значений от расчетных, т.е.

$$\Delta n = n_p - n_r. \quad (3.35)$$

В дальнейшем были вычислены величины их среднеквадратических отклонений как для всех исследуемых рек в целом, т.е. без деления их на группы, так и отдельно для каждой из групп, т.е. для равнинных рек (первая группа) и горных и полугорных рек (вторая группа) и для каждой из четырех исследуемых таблиц. Результаты расчетов приведены в табл. 3.1, в которой помимо среднеквадратических даны и максимальные значения этих отклонений.

Сведения, приведенные в табл. 3.1, позволяют утверждать, что средние погрешности определения коэффициентов шероховатости по ним, составляющие 30–35 % по всем исследуемым таблицам, значительно превышают допустимые, а наибольшие отклонения, превышающие средние значения в 5–7 раз и составляющие 175–210 %, вообще неприемлемы.

Таблица 3.1

Среднеквадратические и максимальные значения отклонений табличных коэффициентов шероховатости от их расчетных значений (в % от n_p)

Группа рек	К-во рек	$\Delta n / n_p = (n_p - n_r) / n_p$							
		по Срибному		по Чоу		по Бредли		по Карасеву	
		$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$
Равнинные	317	34,7	173	36,2	218	35,8	321	34,8	165
Горные и полугорные	185	31,9	208	30,8	203	32,4	255	31,7	210
Осредненные	502	33,7	208	34,1	218	35,1	321	33,8	210

Здесь Δn – осредненная величина отклонений табличных значений коэффициентов шероховатости от расчетных.

Это свидетельствует о необходимости совершенствования таблиц или поиске принципиально новых подходов и решений проблемы оценки сопротивлений движению воды в речных руслах. Отметим, что осредненные значения погрешностей определения коэффициентов шероховатости для русел равнинных и горных (полугорных) рек близки между собой, хотя их абсолютные значения весьма значительно изменяются по отдельным регионам страны. Даже введя поправку на субъективизм при определении табличных значений коэффициентов шероховатости, так как расчеты выполня-

лись различными исследователями, следует все-таки признать, что надежность получаемых величин недостаточная, а погрешность их определения велика. Это приводило и будет приводить к большим погрешностям расчетов максимальных и других расходов воды и, как следствие, к снижению надежности гидротехнических сооружений или непроизводительным затратам при их строительстве.

Оценка влияния глубин и других факторов на коэффициенты шероховатости речных русел простых форм сечения

Какие же пути совершенствования этих таблиц и какие направления в разработке новых методов оценки сопротивлений? Уже было сказано о необходимости перехода к системному подходу в их оценке, требующему принципиальных изменений в системе наблюдений и измерений на стационарной сети Росгидромета, в проведении комплексных полевых исследований, охватывающих не только русла рек, но и процессы, происходящие в их бассейнах (формирование жидкого стока и стока наносов, процесс и формы их перемещения как по бассейну, так и по русловой сети и др.). Разработка этой комплексной программы должна осуществляться большим коллективом научных работников и производителей и проверяться в специально выбранных для этого реперных бассейнах рек.

В то же время уже сейчас можно выделить ряд факторов, которые либо вообще не учтены в таблицах, либо их учет выполнен не полностью. К таким факторам, в первую очередь, следует отнести глубины, форму сечения русел рек, эффект взаимодействия потоков и частично размеры реки. Это далеко не полный перечень недоучтенных в таблицах факторов. Однако даже их учет, по мнению автора, позволит повысить точность определения значений коэффициентов шероховатости.

Определенные проработки в этом направлении были проведены на кафедре гидрометрии РГГМУ. В частности, на примере примерно 500 рек было выполнено исследование зависимости коэффициентов шероховатости от средних глубин русел. Как уже указывалось, анализ зависимостей вида $n = f(H)$ и $n = f(h)$ затруднен из-за сложности сравнения этих графиков, приведенных на рис. 3.3. Поэтому был осуществлен переход к их безразмерным величинам вида $n/\bar{n} = f(h/\bar{h})$ или $n/n_{50} = f(h/h_{50})$. Некоторые затруднения вызвал вы-

бор реперных значений коэффициентов шероховатости и средних глубин. Сначала в качестве таковых были приняты их среднеарифметические значения $\bar{n}$ и $\bar{h}$, а затем значения их 50 %-ной обеспеченности n_{50} и h_{50} . Однако из-за коротких рядов при переходе к последним кривые зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ все-таки, как правило, не пересекались в точке с координатами $[1,0; 1,0]$. Поэтому был применен прием, при котором все кривые смещались параллельно осям координат таким образом, чтобы они пересекались в указанной точке, что, в свою очередь, привело к необходимости уточнения реперных значений n_{50} и h_{50} . Следует отметить, что этот прием, хотя и недостаточно корректен, значительно облегчил выполнение анализа и позволил выявить некоторые закономерности.

Кривые зависимостей $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ были построены отдельно для равнинных и горных и полугорных рек (рис. 3.4, 3.5). Как видно на этих рисунках, где в качестве примера приведены кривые зависимостей $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ по отдельным рекам и осредненные как для равнинных, так и для горных и полугорных рек, можно выделить два типа кривых. К первому относятся реки, берега которых интенсивно заросли растительностью, включая кустарники и деревья, что наиболее характерно для равнинных рек. На горных реках, относящихся к этому типу, их русла, особенно берега, заполнены крупнообломочным материалом. Первый тип кривых характеризуется увеличением коэффициентов шероховатости при увеличении глубин. В то же время интенсивность их изменения при увеличении глубин для различных рек резко изменяется.

На основе натурных данных были определены коэффициенты вариации C_v и асимметрии C_s . Как вытекает из анализа полученных данных, коэффициенты вариации кривых $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ изменяются от 0,08 до 0,68, а коэффициенты асимметрии – от 0,02 до 2,35. Обращают на себя внимание очень высокие абсолютные значения коэффициентов асимметрии и большие значения соотношений C_s / C_v , достигающие 4–5. В какой-то мере это объясняется короткими рядами наблюдений и ограниченным количеством ежегодно измеряемых расходов воды от 12 до 41. В то же время для объяснения причин таких больших значений C_s и C_s/C_v необходим дополнительный углубленный анализ, основанный на большем объеме исходной информации.

Ко второй группе относятся реки с хорошо разработанными незаросшими руслами, для которых характерно уменьшение значений коэффициентов шероховатости при увеличении глубин. Для оценки характера изменения этих величин была использована исходная информация более чем по 500 рекам.

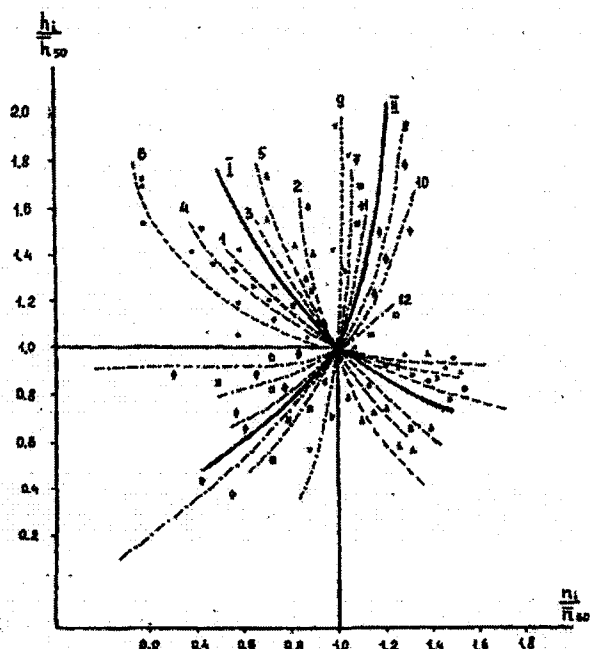


Рис. 3.4. График зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ для равнинных рек.
I–II – осредненные для групп рек кривые; 1–12 – кривые, полученные по данным наблюдений на конкретных реках.

Второй тип кривых зависимостей $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ более характерен для горных и полугорных рек, что, по-видимому, объясняется значительно чаще встречающимся зарастанием берегов на равнинных реках, чем на горных. Так же как и для первой группы, значения коэффициентов вариации изменяются примерно в таких же пределах – от 0,12 до 0,87, а коэффициенты асимметрии весьма значительны и достигают 2,5. Также велики и значения соотношения C_s/C_v , достигающие 5–6.

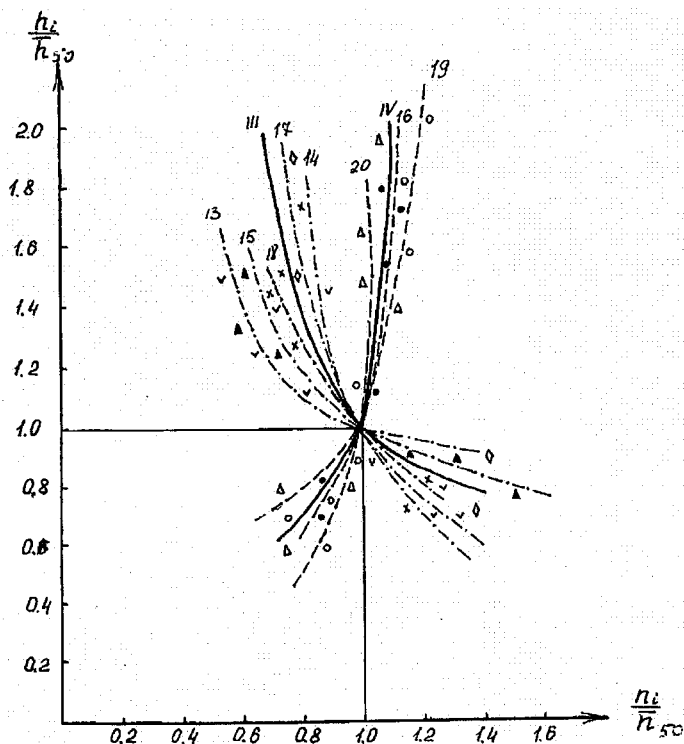


Рис. 3.5. График зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ для равнинных рек; III–IV – осредненные для групп рек кривые; 13–20 – кривые, полученные по данным наблюдений на конкретных реках

Помимо двух основных типов кривых зависимостей $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ следует выделить еще три промежуточных. Так, к третьей группе следует отнести реки, на которых сначала наблюдается увеличение коэффициентов шероховатости и соответственно, уменьшение коэффициентов Шези при увеличении средних глубин руслового потока, а затем при достижении некоторого их критического значения коэффициенты шероховатости уменьшаются, а коэффициенты Шези увеличиваются (рис. 3.6). Такой характер изменения коэффициентов шероховатости и Шези можно частично объяснить особенностями строения русла, его засоренностью и зарастаемостью растительностью.

Действительно, если до определенной глубины русло засоренное или заросшее, то коэффициенты шероховатости должны увеличиваться, а коэффициенты Шези уменьшаться при увеличении глубин. При достижении определенного уровня характер берегов меняется, растительность на них отсутствует, берега выровнены и не засорены. Это должно привести к изменению характера зависимости, т.е. к уменьшению коэффициентов шероховатости и соответственно к увеличению коэффициентов Шези.

При четвертом типе зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$, который является как бы зеркальным отображением аналогичной кривой третьего типа, т.е. уменьшение коэффициентов шероховатости и соответственно увеличение коэффициентов Шези при увеличении глубин после достижения ими некоторого критического значения сменяется на обратное, т.е. происходит увеличение значений коэффициентов шероховатости и соответственно уменьшение коэффициентов Шези (рис. 3.6).

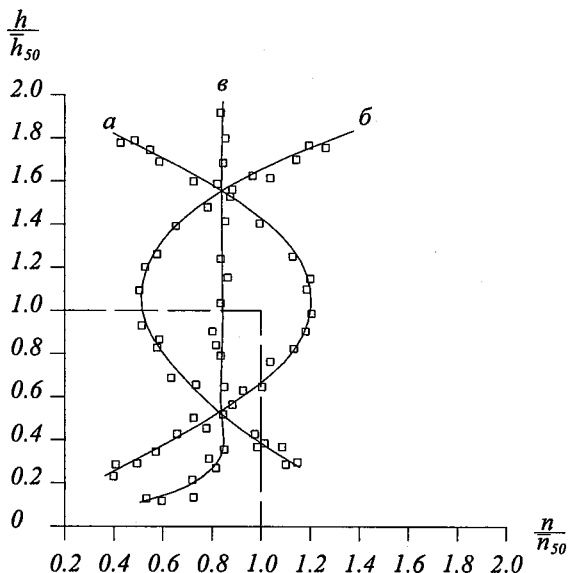


Рис. 3.6. График зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ (разные типы кривых):
а – третий тип; б – четвертый тип; в – пятый тип.

Такой характер изменения коэффициентов шероховатости и Шези при увеличении глубин можно частично объяснить строением берегов русла, их засоренностью и зарастанием растительностью. Действительно, при незаросшем, незасоренном русле правильной формы коэффициенты шероховатости должны уменьшаться, а коэффициенты Шези – увеличиваться.

При достижении определенной глубины характер и строение берегов русла могут резко изменяться. Это приведет к изменению характера кривой зависимости $n/n_{50} = f(h/h_{50})$, т.е. к увеличению значений коэффициентов шероховатости и уменьшению коэффициентов Шези при увеличении глубин. В то же время большое влияние оказывают и русловые образования, расположенные выше или ниже расчетного створа. Однако отсутствие исходной информации о них не дает возможности оценить их влияние на характер расчетной зависимости. Пятый тип кривой зависимости $n / n_{50} = f(h / h_{50})$, являющийся типичным для больших рек, характеризуется неизменностью значений коэффициентов шероховатости и Шези, т.е. их независимостью от глубин русла при значениях последних, превышающих некоторую их критическую величину.

Однако объяснение характера изменения коэффициентов шероховатости и Шези от глубин русла только строением берегов, их засоренностью и зарастаемостью неправомерно, так как имеется еще ряд других факторов, которые определяют вид этой зависимости. К основным из них следует отнести русловые образования и особенно перекаты и их расположение относительно расчетного створа, форму сечения русел и ряд других факторов.

Все виды русловых образований и их расположение относительно расчетного створа являются формами процесса саморегулирования в исследуемой системе. Особенно велика роль лимитирующих перекатов. В частности, при расположении лимитирующего переката ниже расчетного участка последний находится в состоянии подпора, который оказывает особенно большое воздействие при низких уровнях. Влияние подпора существенно уменьшается при увеличении уровней. При расположении переката выше расчетного участка на последнем, наоборот, наблюдается увеличение скоростей течения. Влияние этого переката на нижерасположенный плесовый участок также уменьшается при увеличении глубин руслового потока.

Существенное воздействие оказывают и другие виды русловых образований, в частности, определяющие форму поперечного сечения русла. Характер, вид и расположение русловых образований относительно расчетного створа зависят от ряда факторов (сток воды и наносов и физико-географические условия). При этом первые два фактора могут существенно изменяться во времени, а последний – относительно стабилен. Поэтому первые два фактора и определяют процесс саморегулирования в системе бассейн – речной поток – русло.

Попытка увязки характера и типа зависимостей $n / n_{50} = f(h / h_{50})$ с русловыми образованиями и их расположением относительно расчетного участка выполнена И.А. Левашовой. Характеристики этих типов зависимостей частично приведены в составленной ею табл. 3.2.

Помимо этого в таблице приведены словесные характеристики каждого из этих типов зависимостей. Первый тип наиболее часто встречается на малых и средних реках (как равнинных, полугорных, так и горных), для которых важно влияние берегов и то, что в течение года река может находиться в режиме, близком к пространственному.

Интенсивность нарастания глубины для таких рек меньше, чем интенсивность прироста ширины. Для этого типа увеличение коэффициента шероховатости с глубиной связано с засоренными береговыми отмелями, зарастаемыми берегами, пляжами, свойственными рекам побочного типа с малоподвижными гребнями перекатов.

Второй тип также наблюдается как на малых, средних, так и на больших реках непространственного режима. Наиболее характерен он для рек с песчаным, деформируемым, относительно прямолинейным руслом с движением наносов в виде гряд (тип руслового процесса близок к ленточно-грядовому). Влияние дна “затухает” с увеличением глубины при превышении 1/3 амплитуды колебания уровня.

Третий тип (увеличение, сменяемое уменьшением коэффициента шероховатости с глубиной) встречается на реках с неустойчивыми деформируемыми берегами и небольшими (до 3 м) амплитудами уровней воды. Увеличение коэффициентов шероховатости (до какого-то уровня воды) вызвано воздействием нижерасположенной мезоформы, подпирающей воду на расчетном участке. При дальнейшем увеличении уровней влияние подпора резко уменьшается и происходит увеличение значений коэффициентов шероховатости.

Таблица 3.2

Типы зависимости коэффициента шероховатости от глубин

Характерные признаки типов	Тип зависимости				
	I	II	III	IV	V
Тип руслового процесса	Побочный	Ленточно-грядовый	Русловая многогрядковатость	Сочетание прямолинейных и извилистых участков	Пойменная многогрядковатость
Грунты	Песчано-галечные, песчано-каменистые, песчано-илистые	Песчаные, галечно-каменистые, илисто-глинистые	Песчаные, песчано-галечные, галечные	Песчаные, галечно-каменистые	Песчаные, песчано-гравелистые, песчано-галечные
Берега	Одернованные, засоренные, зарастаемые, размываемые	Устойчивые, слабо заросшие, одернованные	Неустойчивые, деформируемые	Берега могут быть крутыми, деформируемыми незначительно	Незначительно размываемые
Зарастаемость русла	Зарастает	Зарастает в межень незначительно	Зарастает у берегов	Незначительно зарастает у берегов	Незначительно зарастает у берегов
Деформации русел	Малоразмываемые русла, малоподвижные гребни перекатов ниже гидроствора	Деформируемые, наличие мезоформы ниже гидроствора	Деформируемые, наличие мезоформы ниже гидроствора	Деформируемые, наличие мезоформы выше гидроствора	Незначительно деформируемые, отсутствие быстрого движения крупных мезоформ
Прочие	Внутри года река может находиться в условиях, близких к пространственным	Влияние дна затухает при увеличении глубины, соответствующей 1/3 амплитуды колебания уровня	Амплитуда колебания уровня до 3 м	Амплитуда колебания более 3 м	Глубина более 3 м

Четвертый тип зависимости характерен для рек с поймами или значительными русловыми деформациями в паводочный период и большими, превышающими 3 м, амплитудами уровней. Этот тип характерен для участков, расположенных ниже мезоформы и даже под воздействием нижерасположенного изгиба русла.

Уклон водной поверхности при низких горизонтах больше, чем при высоких. На увеличение значений коэффициентов шероховатости при высоких уровнях оказывает влияние также нижерасположенные перекаты и изгибы русла. При низких же уровнях их влияние незначительно из-за большой удаленности от расчетного участка. Четвертый тип зависимости также характерен для рек со смешанными типами руслового процесса, сочетания прямолинейных участков с извилистыми деформируемыми руслами.

Пятый тип зависимости близок ко второму, но характеризуется постоянством коэффициентов шероховатости. Наиболее характерен для больших рек с глубинами более 3 м и на зарегулированных относительно прямолинейных участках рек. Для него характерно отсутствие быстрого движения мезоформ. Мелкие формы встречаются, но их влияние на гидравлические сопротивления мало. Этот тип наиболее свойственен рекам с пойменной и русловой многорукавностью при наличии больших островов.

Таким образом, установлено, что точность расчетов коэффициентов шероховатости по известным таблицам недостаточная. Попытки их усовершенствования встретили известные затруднения, причиной которых явилась неопределенность табличной величины коэффициента шероховатости. Действительно, при увеличении глубин последние изменяются в очень широких пределах, иногда в 3–5 раз. Поэтому нет ясности, какое значение коэффициента шероховатости следует принять в качестве расчетного: при минимальных, средних или максимальных уровнях. Возможно также принимать в качестве расчетного значения коэффициента шероховатости определенной обеспеченности. Этот вопрос также требует дальнейших углубленных проработок. В то же время следует подчеркнуть его большое практическое значение. Так, для практических расчетов наиболее часто используются значения коэффициентов шероховатости при максимальных уровнях. В этом случае необходимо устанавливать зависимости вида $n = f(B/h)$, $n = f(F)$ или $\bar{C} = f(F)$ отдель-

но для каждого из двух типов кривых $n/n_{50} = f(h/h_{50})$, что поможет уточнить расчетное значение коэффициента шероховатости.

На кафедре гидromетрии РГГМУ были сделаны попытки получить такие зависимости по данным наблюдений на более чем 100 реках (рис. 3.7).

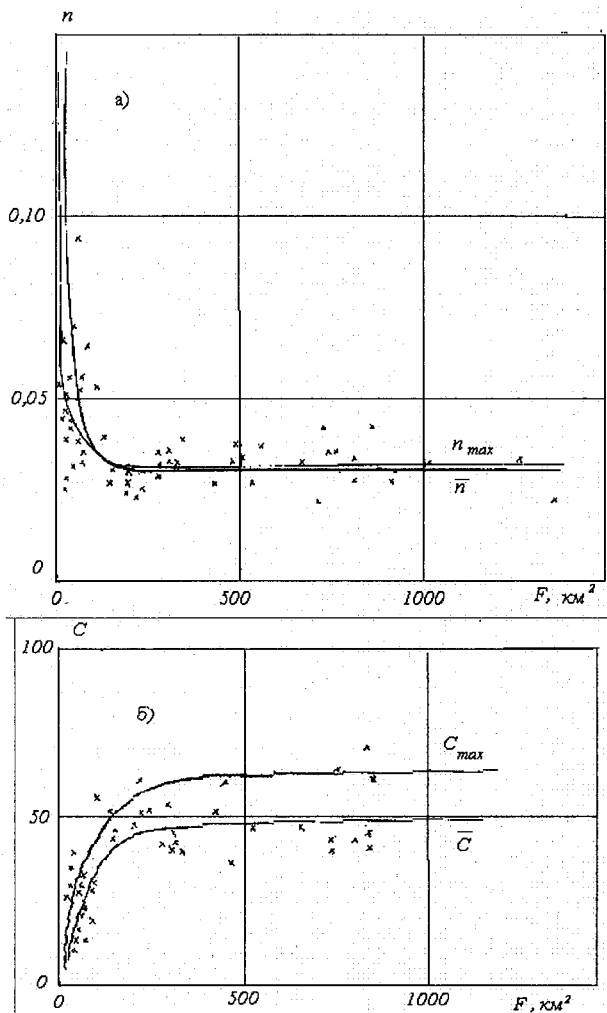


Рис. 3.7. Зависимости: а) $\bar{n} = f(F)$ и $n_{\max} = f(F)$; б) $\bar{C} = f(F)$ и $C_{\max} = f(F)$.

Однако разброс точек, соответствующих натурным данным, в полях координат $[n, F]$ и $[C, F]$ велик, и даже попытка получить расчетные зависимости с помощью введения третьей переменной, характеризующей форму сечения русла, успеха не имела. В то же время прослеживается явная тенденция уменьшения значений коэффициентов шероховатости при увеличении размеров реки и параметра ее формы сечения. Более детальный анализ результатов исследований, проведенных в РГГМУ и ГГИ, по вопросу влияния формы сечения русел на значения коэффициентов Шези и шероховатости будет приведен в следующих разделах.

По-видимому, необходимо привлечение большего по объему материала, его более тщательный анализ, а возможно, и введение других дополнительных характеристик, в частности, учитывающих влияние процесса саморегулирования исследуемой системы, для получения расчетных зависимостей.

Таким образом, вопрос о расчете гидравлических сопротивлений потоков даже в руслах простых форм сечения еще далек от своего решения и требует принципиально новых подходов.

Для выявления влияния глубин на коэффициенты шероховатости была использована произвольно отобранная натурная информация. Основным критерием при этом являлось количество измеренных расходов воды и уклонов водной поверхности. Поэтому существенного значения времени измерений не придавалось, однако учитывалось, что точность и надежность исходной информации на сети Росгидромета, начиная с конца 70-х годов прошлого века, неуклонно снижалась. Это привело к необходимости использовать для расчетов информацию за 60-е и первую половину 70-х годов. В то же время встал вопрос об изменении величин коэффициентов шероховатости в различные годы и, что очень важно, о причинах этих изменений.

Для его выяснения были выполнены расчеты коэффициентов шероховатости по данным наблюдений на ряде рек бывшего СССР за различные годы наблюдений, по результатам которых построены совмещенные кривые $n = f(H)$, $n = f(h)$, $n/n_{50} = f(H)$ и $n/n_{50} = f(h/h_{50})$. Их анализ дал несколько неожиданные результаты.

Несмотря на то, что за 2–10-летний период описательные характеристики сопротивлений русел, приведенные в Гидрологических ежегодниках, остались без изменений, значения коэффициентов шероховатости изменились весьма значительно.

Анализ информации, приведенной в табл. 3.3, позволяет сделать предварительные, но интересные выводы. Так, осредненные значения коэффициентов шероховатости изменяются со временем. Величина этих изменений по данным только 5 русел рек достигает 25–30 %. Весьма существенно изменяются и значения коэффициентов вариации (от 0,10 до 0,41). Даже с учетом того, что длина рядов в разные годы была различной, это изменение вполне значимое.

Таблица 3.3

Средние расчетные и табличные значения коэффициентов шероховатости n и коэффициентов вариации C_v

Река, пост	Параметр	Год						По Срибному
		1965	1968	1969	1971	1973	1974	
Десна, Шарковщина	n	0,043		0,046			0,047	0,025
	C_v	0,13		0,14			0,10	
Десна, Пазики	n	0,041		0,031		0,033		0,030
	C_v	0,20		0,14		0,07		
Онега, Надпорожный погост	n				0,030	0,040		0,040
	C_v				0,34	0,37		
Волга, Ильмовики	n	0,028	0,030				0,022	0,030
	C_v	0,14	0,10				0,41	
Мста, Березовый рядок	n	0,045		0,041			0,040	0,050
	C_v	0,13		0,09			0,05	

Далее, особенно интересная информация получена при анализе графических зависимостей $n/n_{50} = f(H)$ по исследуемым рекам. Как видно на рис. 3.8, где в качестве примера приведены данные по двум рекам (Волте, с. Ильмовики и Десне, с. Пазики), наблюдается не только изменение коэффициентов вариации и асимметрии этих кривых, но даже и сам характер зависимости. Действительно, на р. Волте в 1965 и 1968 гг. относительные величины коэффициентов шероховатости закономерно уменьшались при увеличении уровней и глубин, а в 1974 г. характер зависимости изменился на обратный, т.е. наблюдается довольно четко выраженное увеличение коэффициентов шероховатости при увеличении уровней воды до значений 200 см. Затем их уменьшение до $H = 258$ см. В то же время следует отметить весьма значительный разброс исходной информации в исследуемой системе координат. Еще более сложен характер изменения относительных значений коэффициентов шероховатости при увеличении уровней воды на р. Десне у с. Пазики.

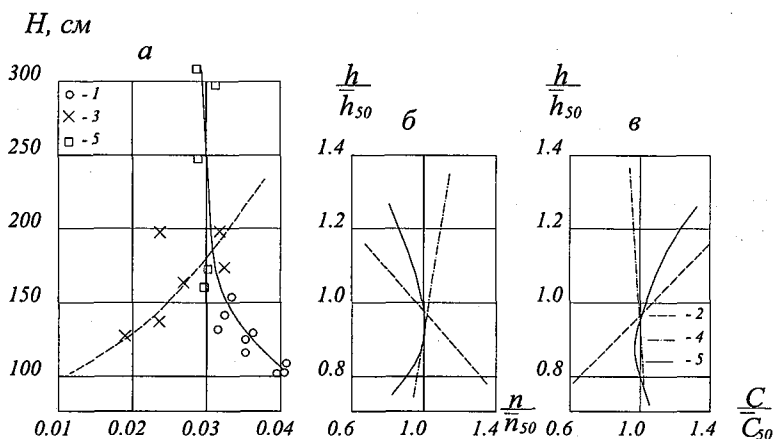


Рис. 3.8. Зависимости: а – $n = f(H)$ по р. Волга, с. Ильмовники; б – $n/n_{50} = f(h/h_{50})$; в – $C/C_{50} = f(h/h_{50})$ по р. Десне, с. Пазики (исходная информация не приводится, чтобы не усложнять рисунок); 1 – 1965 г.; 2 – 1967 г.; 3 – 1968 г.; 4 – 1970 г.; 5 – 1974 г.

Как видно на рис. 3.8,б, наблюдается резкое уменьшение осредненных значений коэффициентов шероховатости с 1965 по 1969 г., а затем их небольшое увеличение в 1974 г. Да и сам характер зависимости $n/n_{50} = f(H)$ очень сложный и довольно трудно объяснимый.

На трех остальных реках характер изменений коэффициентов шероховатости за исследуемый период практически сохранился. Таким образом, даже такие ограниченные данные только по пяти рекам позволили сделать очень важный, но предварительный вывод о том, что коэффициенты шероховатости речных русел существенно изменяются во времени, хотя описательная характеристика их сопротивлений, приведенная в Гидрологических ежегодниках, остается неизменной.

По-видимому, необходим более глубокий анализ, основанный на значительно большей по объему информации для объяснения такого характера изменений коэффициентов шероховатости при увеличении уровней и глубин в различные годы. В то же время уже сейчас можно сделать практический вывод о необходимости более тщательного составления описательной характеристики сопротивлений русел и пойм на сетевых станциях Росгидромета и внесении в нее ежегодных коррективов.

3.5. Влияние формы сечения на гидравлические сопротивления речных русел

Известно, что форма сечения оказывает существенное влияние на гидравлические сопротивления речных русел. Однако их количественная оценка представляет значительные трудности. По этой причине в речной гидравлике по-прежнему гидравлические сопротивления за счет формы русла включают в коэффициенты Шези C без вскрытия физической сущности процесса.

Как уже указано в разделе 3, 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 величину скоростей потока отражается гидравлическим радиусом, а значение параметра C считал постоянным. В последующий период было проведено большое количество 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 о том, что скорости течения, а следовательно, и пропускная способность русел округлой формы, на 7–10 % больше, чем 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.

Известно, что потоки в руслах прямоугольной формы имеют различные скорости, и пропускная способность таких русел при различных соотношениях ширины к глубине также различна. При значениях этого соотношения, меньших 6–10, происходит значительная трансформация полей скоростей.

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

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

2. В шероховатых руслах влияние формы сечения на коэффициент гидравлического трения увеличивается с возрастанием абсолютной шероховатости, а при постоянной шероховатости уменьшается с увеличением гидравлического радиуса потока.

3. Влияние формы сечения объясняется вторичными течениями.

Все названные работы были направлены на установление физической сущности процесса, но они не дают рекомендаций по учету вскрытых закономерностей в расчетных методах. Поэтому представляет интерес 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. Более 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 располагаются на прямолинейных участках, где изменения формы сечения русел минимальные.

Попытки математического описания каждого поперечного сечения, по-видимому, бесперспективны. Поэтому необходимо разработать более строгую их типизацию. На первом этапе целесообразно рассмотреть предложения различных авторов по учету влияния формы сечения на скорости и пропускную способность русел.

В проблеме оценки влияния формы сечения на гидравлические сопротивления сформировалось два направления. Первое основано на учёте неравномерного распределения глубин по ширине потока (С.Х. Абальянц, В.Н. Гончаров, М.А. Мостков, Г.В. Железняков и др.). Второе направление рассматривает непосредственное влияние шероховатых стенок (через учёт относительной ширины B/h) на гидравлические сопротивления, первоначально рассчитываемые исходя из условий плоского потока. Иными словами, в качестве основной предпосылки принимается пространственный режим течения (В.Н. Гончаров, И.Ф. Карасёв, Х. Вагнер, К. Ших и Н. Григг, Г. Гарбрехт и др.).

Так, Гончаров предложил представлять любую форму сечения в виде симметричной кривой глубин, математическим описанием которой служит формула:

$$\frac{h}{h_{\max}} = \left(\frac{b}{B} \right)^r, \quad (3.36)$$

где b – полуширина русла при любом расчетном уровне; $h_{\max}$ и B – наибольшие глубина и полуширина русла при наивысшем из расчетных уровней; r – показатель формы сечения, определяется по формуле:

$$r = \frac{h_{\max}}{h} - 1. \quad (3.37)$$

Тогда пропускная способность русла любой формы сечения может быть определена по формуле $Q = \beta Q_{\Pi}$, где Q_{Π} – пропускная способность русел прямоугольной формы сечения; Q – пропускная способность русел расчетной формы сечения; β – коэффициент, учитывающий влияние формы сечения на его пропускную способность, может быть больше или равен единице (для русел прямоугольной формы сечения) и определяется из соотношения:

$$\beta = \frac{(1+r)^{1,67}}{1+1,67r}. \quad (3.38)$$

По мнению Гончарова, увеличение скорости (расхода) тем больше, чем больше значение параметра r , величина этого увеличения по сравнению с потоком прямоугольного сечения характеризуется параметром r . В то же время, рассматривая узкие потоки прямоугольного сечения, Гончаров справедливо указывал, что поля скоростей, а следовательно, и расходы воды потоков с соотношением $B/h < 10$ существенно отличны от аналогичных, режим которых близок к плоскому. Расчеты, выполненные с учетом критерия β , показывают, что русла треугольной формы сечения должны иметь большую пропускную способность, чем полукруглые, что не соответствует экспериментальным данным. Таким образом, критерий Гончарова не может быть признан универсальным.

Более приемлемым является критерий Г.В. Железнякова:

$$\beta_* = \frac{1}{F\sqrt{\bar{h}}} \int_0^B h^{3/2} db, \quad (3.39)$$

где $\bar{h}$ – средняя глубина русла; F – площадь живого сечения.

Критерий β_* , названный параметром формы живого сечения и учитывающий неравномерность распределения глубин по его ширине, также нельзя признать универсальным. Действительно, подсчитанные с учетом этого критерия расходы воды в руслах прямоугольного $\beta_* = 1,0$ и треугольного $\beta_* = 1,13$ сечений, отличаются на 13 %, что также не соответствует экспериментальным данным. Существенные отличия получаются и для русел других форм сечений. Так, оказалось, что русло треугольного сечения пропускает расход на 5 % больше, чем параболическое $\beta_* = 1,08$.

М.А. Мостков предложил производить учет формы сечения при помощи параметра, который близок к параметру С.Х. Абальянца:

$$\delta = \frac{R}{\sqrt{F}} = \frac{\sqrt{F}}{\chi}, \quad (3.40)$$

где R – гидравлический радиус; χ – смоченный периметр русла.

По данным Мосткова, только за счет изменения угла откоса канала трапецидальной формы возможно увеличение его пропускной способности на 10–11 %, что также не соответствует приведенным в литературе данным.

Как показывают расчеты по этим формулам, русла треугольной формы сечения должны иметь большую пропускную способность, чем округлые, что не соответствует экспериментальным данным. Поэтому коэффициенты δ по Мосткову и β по Гончарову имеют ограниченное применение. Ю.А. Ибад-Заде, обобщив критерии формы русел различных авторов, пришёл к выводу, что все они не являются универсальными, основаны на большом количестве допущений и не дают однозначного решения для учета влияния формы русла. Поэтому внимания заслуживают критериальные значения, учитывающие пространственный режим течения.

В речной гидравлике равномерный поток любой формы сечения обычно приводят к плоскому потоку с глубиной, равной гидравлическому радиусу. В этом случае учёт формы сечения производится с помощью параметра B/h , т.е. отношения ширины к средней глубине потока. Переход от потоков пространственного режима к плоским потокам Гончаров представил в виде критерия:

$$\frac{B}{h} > 0,7 \sqrt{\frac{h}{\Delta}} \approx \left(\frac{C}{25} \right)^3, \quad (3.41)$$

где Δ – высота выступов шероховатости; C – коэффициент Шези; B – ширина русла.

Этот критерий был получен на основе анализа данных лабораторных экспериментов, проведённых в лотках в диапазонах $(B/h) = 0,9 \div 6,5$ и $(h/\Delta) = 4,7 \div 460$. Учитывая, что величина B/h речных русел, как правило, превышает критическое значение, определяемое по (3.41), Гончаров считал, что по структуре скоростного поля и распределению касательных напряжений сопротивлений большинство естественных водотоков можно рассматривать как потоки непространственного, плоского режима. Это позволяет использовать для анализа их состояния аппарат теории плоского потока, на который опираются решения основных вопросов движения потоков непространственного режима.

На основании анализа большого количества натурального материала С.Х. Абальянц установил увеличение коэффициентов сопротивления λ с уменьшением размеров земляных каналов, объясняя это влиянием местных сопротивлений и неравномерной шероховатостью русла. Отсюда вытекает зависимость коэффициента сопротивлений от гидравлического радиуса, которая косвенно выражает его связь с числом Рейнольдса.

Проводя специальные исследования, К. Ших и М. Григт показали, что при одних и тех же гидравлических радиусах R и шероховатости поверхности лотка n средние скорости течения в нём отличались более чем на 10 %. С.Д. Апельт и А.К. Каземипур, проведя экспериментальные исследования по определению коэффициентов сопротивления, пришли к выводу о необходимости особого учёта формы сечения русла. В более поздних опытах различными исследователями (К. Наллури и Б.А. Адероджи) подтвердилась необхо-

димось особого учёта формы русла при определении коэффициентов сопротивлений. Сам по себе этот факт не нов, но его количественные оценки весьма противоречивы. Г. Гарбрехт считает, что в русле ограниченной ширины сопротивления больше, чем в широком. Х. Вагнер установил неоднозначное изменение коэффициента сопротивления от относительной ширины.

В.С. Алтунин и Л.В. Ларионова приводят формулы для количественной оценки этого эффекта в виде:

$$C = f[\alpha(B/h)^m], \quad (3.42)$$

где α и m — соответственно коэффициент и показатель степени.

В частности, Алтунин вывел формулу для коэффициента Шези, учитывающую только относительную ширину:

$$C = \left[g \left(0,2(B/h)^2 + 43 \right) \right]^{0,5}. \quad (3.43)$$

В.С. Боровков предложил формулу для расчёта коэффициента сопротивления, учитывающую как крупность частиц k_s , так и относительную ширину (B/R) в явном виде:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2 \lg \frac{R}{k_s} + 3 \lg \frac{B}{R} - 1,85. \quad (3.44)$$

С.Х. Абальянц, основываясь на результатах исследований И.Ф. Карасёва, предложил учитывать влияние формы сечения с помощью поправки к коэффициенту шероховатости плоского потока n_0 в виде:

$$n = n_0 \left[1,3(R/B)^{1/2} \right], \quad (3.45)$$

Проведя сравнительный анализ влияния относительной ширины, наряду с шероховатостью, Карасёв показал, что в диапазоне реальных размеров каналов $B/h < 30$, с ростом их относительного наполнения, критические числа Рейнольдса больше зависят от относительной ширины русла, чем от гидравлического радиуса. Карасёвым также предложен критерий квазиоднородности кинематической структуры в поперечном сечении потока:

$$\theta = \tilde{b} \sqrt{\lambda} = \frac{B}{h} \frac{\sqrt{2g}}{C_0} > 1, \quad (3.46)$$

где C_0 – коэффициент Шези плоского потока, определяемый по формуле, например Маннинга; $\tilde{b}$ – относительная ширина русла (B/h).

У естественных русел ширина всегда 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, значения критерия уменьшаются и находятся в диапазоне $\theta = 0,30 - 0,50$. Адаптируя к натурным данным критерий квазиоднородности, Карасёв приходит к следующему выводу. Величина $\theta = 4,5$, является разграничительным критерием. При $\theta < 4,5$ поток сохраняет форму компактной струи, имеющей размеры всего русла. С ростом $\theta > 4,5$ начинается внутреннее разветвление потока и при $\theta = 9,5$ в потоке образуются две обособленные ветви течения.

В природе при этих условиях формируется двухрукавное русло. Критерий квазиоднородности θ наиболее полно отражает влияние берегов на динамическую структуру турбулентного потока. В отличие от критерия Гончарова, полученного на основе лабораторных данных, критерий квазиоднородности Карасёва установлен на основе натурных данных (более 500 измерений на 60 постах).

Второе направление основано на анализе зависимостей коэффициентов Шези или шероховатости от формы сечения русел вида $C = f(B/h)$ или $n = f(B/h)$. Попытки получить такие зависимости неоднократно производились различными авторами. В частности, Н.Б. Барышниковым получены графические зависимости $C = f(B/h, h)$ и $n = f(B/h, h)$, приведенные на рис. 3.9, 3.10. Однако при этом возникает ряд трудностей. Основным из них является необходимость приведения значений C к одному ряду. Действительно, значения C и n в естественных руслах весьма значительно изменяются при изменении уровней воды и глубин русла. Применение же осредненных значений C и n или же их величин при максимальных или каких-либо других значениях уровней (глубин) не является достаточно корректным.

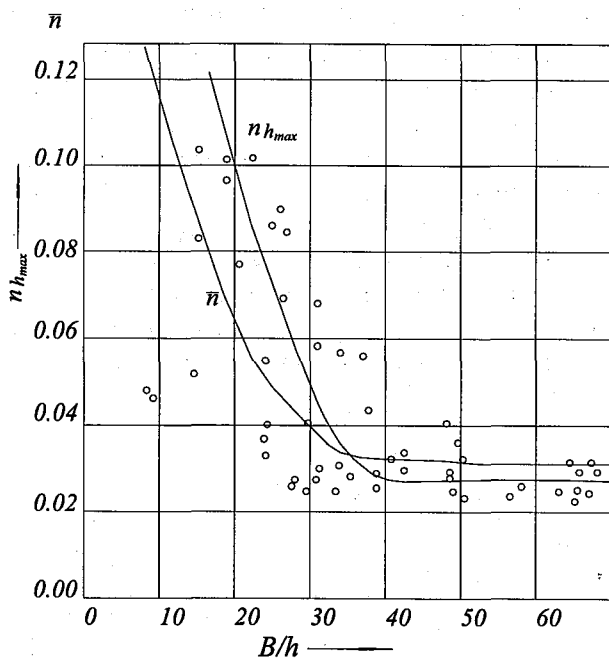


Рис. 3.9. Зависимости $\bar{n} = f(B/h)$ и $n_{h_{\max}} = f(B/h)$.

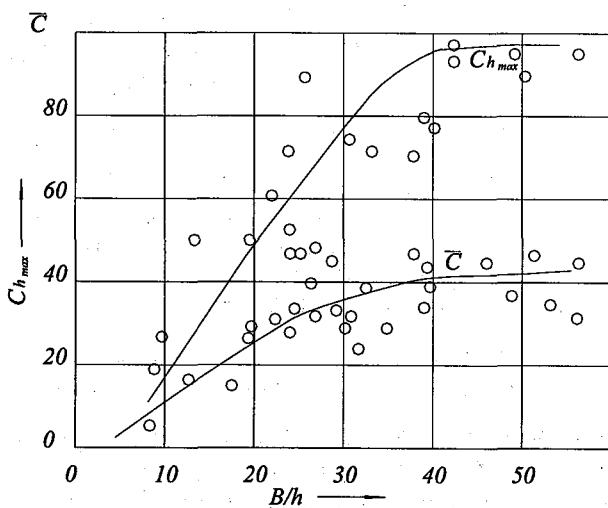


Рис. 3.10. Зависимости $\bar{C} = f(B/h)$ и $C_{h_{\max}} = f(B/h)$.

Вторым фактором следует признать низкую точность исходной информации. Несмотря на эти недостатки, зависимости $\bar{C} = f(B/h)$ и $\bar{n} = f(B/h)$ и аналогичные им $C_{h\max} = f(B/h)$ и $n_{h\max} = f(B/h)$ довольно четко выражены, они характеризуются увеличением значений коэффициентов Шези при увеличении параметра формы сечения B/h до его значения, примерно равного 40–45. В то же время большой разброс исходной информации в поле координат $[C; B/h]$ и $[n; B/h]$ не позволяет рекомендовать эти зависимости в качестве расчетных.

Поэтому устранить в какой-то степени, хотя бы один из недостатков методики, попытался Карасев, который на основе данных наблюдений на малых каналах получил графическую зависимость вида $C/C_0 = f(B/h, h)$ (рис. 3.11).

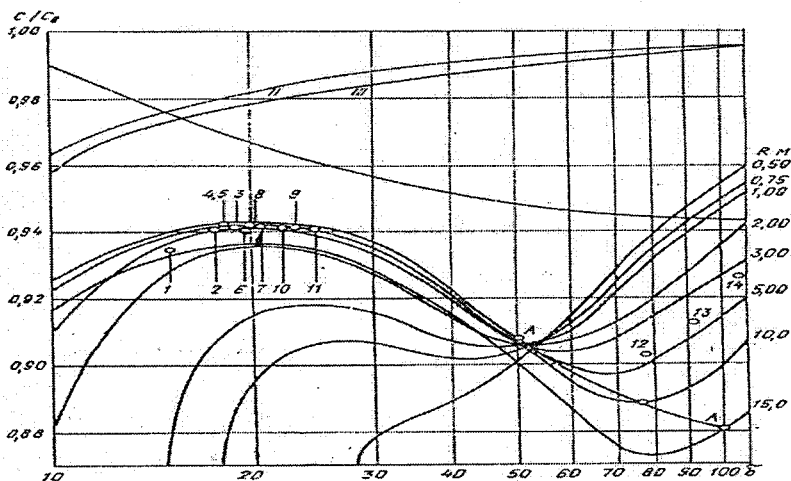


Рис. 3.11. Зависимость $C/C_0 = f(B/h, h)$

(в супесчаных и суглинистых грунтах при $n = 0,021$)

- 1 – Г.И. Скребков; 2 – И.Ф. Карасев; 3 – П.А. Шатберашвили; 4 – Союзгипроводхоз;
5 – Ю.А. Ибад-Заде; 6 – С.Х. Абальянц; 7 – В.А. Скрыльников; 8 – В.П. Троицкий,
А.И. Лаксбер; 9 – Ю.Г. Иваненко; 10 – М.А. Михалев; 11 – Р.И. Самедов;
12 – Е.К. Рабкова; 13 – К.В. Гришанин; 14 – Х.Ш. Шапиро; I – Х. Вагнер;
II – Г. Гарбрехт; III – И.Ф. Карасев (первое приближение)

В ее основу было положено допущение о том, что коэффициент Шези C , определенный по формуле Маннинга, не учитывает влияния формы сечения. Следует отметить, что это допущение нельзя признать строгим, так как при определении коэффициента Шези по

формуле Маннинга значения коэффициентов шероховатости определяются по соответствующим таблицам, которые составлены на основе натуральных данных и таким образом обязательно учитывают влияние формы сечения. Полученная Карасевым зависимость характеризуется максимумом значения $C_{\max}$ при $B/h = 15-20$.

Позднее А.В. Симанович, используя концепцию Карасева, получил аналогичную зависимость, но на основе данных натуральных наблюдений на реках (420 измеренных расходов воды на 85 постах), приняв допущение о том, что поперечный профиль реки является профилем относительного равновесия при руслоформирующих расходах воды. Аналитическая оценка зависимости $C = f(B/h)$ представляет значительные трудности. Имеющиеся прецеденты носят противоречивый характер. Симанович показал неоднозначность связи $C = f(B/h, h)$, т.е. зависимости коэффициента Шези от относительной ширины при фиксированной средней глубине в каждом створе. Используя закон сохранения количества движения, он предложил формулу для расчёта коэффициента Шези речных русел, учитывающую относительную ширину русла:

$$C = 0,78C_0 + \frac{0,000464C_0^3}{g(\tilde{b} - 2\tilde{a})P}, \quad (3.47)$$

где $\tilde{a}$ – относительная толщина пристенного слоя; P – вероятность обмена количеством движения, которая тем меньше, чем однороднее поток. На основании зависимости (3.47) построен график в координатах $C/C_0 = f(B/h, h)$ (рис. 3.12).

На графике видно, что функция не монотонная, а образует две точки перегиба. Максимум функции приходится на значения $B/h = 20-25$, минимум – на интервал $B/h = 35-40$ в зависимости от средней глубины. В дальнейшем зависимость стремится к некоторому постоянному значению параллельно оси B/h . Данная зависимость находится в хорошем соответствии с аналогичной зависимостью, полученной Карасёвым, для каналов, где максимум функции приходится на $B/h = 15-20$, а минимум – на $B/h = 50-70$. Процессы, происходящие в каналах и реках близки между собой, причиной же несовпадения интервала минимальных гидравлических сопротивлений на реках и каналах является различие структуры действия берегов на поток.

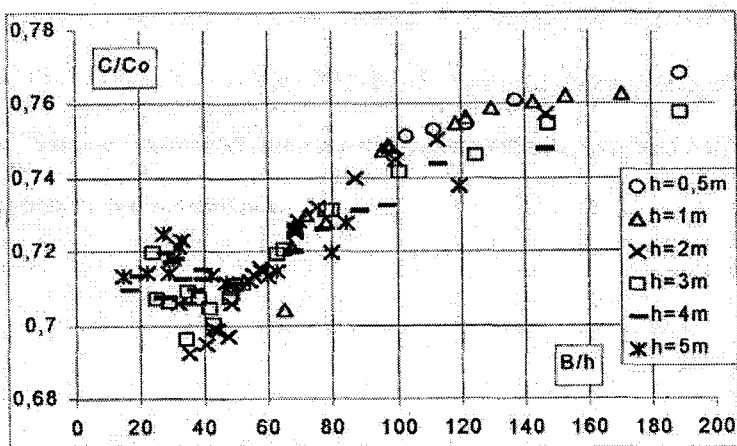


Рис. 3.12. Зависимость $C/C_0 = f(B/h, h)$.

Несмотря на то что давно установлено влияние формы русла на пропускную способность и обоснована необходимость принимать это во внимание в речной гидравлике, по-прежнему оценку гидравлических сопротивлений сводят к определению коэффициента Шези C для плоского потока, например, по формуле Маннинга. Большое количество исследований в этом направлении свидетельствует не только о стремлении оценить влияние формы сечения, но и о сложности решения этой задачи.

3.6. Влияние донных гряд на гидравлические сопротивления речных русел

Донные гряды – волновая форма перемещения наносов. Это один из факторов процесса саморегулирования в системе речной поток–русло. Действительно, известно, что при возникновении донных гряд (микроформ) сопротивление движению потока возрастает довольно резко, по лабораторным данным, в 2–7 раз.

Что же представляют собой донные гряды? Это – подвижные донные образования, близкие к треугольной форме. Напорный склон гряды пологий, а тыловой, наоборот, крутой. Основным фактором гидравлических сопротивлений является водоворотная зона, образующаяся за тыловым склоном гряды, размеры которой определяются крутизной гряды, т.е. отношением ее высоты к длине гряды.

ды. Для микроформ или рифелей величина, обратная крутизне гряд, изменяется примерно от 2–3 до 12.

К сожалению, в этой проблеме очень многое остается неясным. До настоящего времени не решено несколько важнейших проблем: происхождение гряд, причины условий перехода из безгрядовой формы в донногрядовую, научно обоснованных расчетных зависимостей параметров гряд от параметров потока и др. Все это приводит к необходимости более детального рассмотрения этой проблемы. Как указывалось, до настоящего времени отсутствует теория происхождения донных гряд, а имеется несколько их концепций, анализ которых выполнен в работе Н.С. Знаменской. Серьезным препятствием к решению проблемы сопротивлений донных гряд также является отсутствие научно обоснованной их классификации, что в основном обусловлено отсутствием теории их происхождения. В настоящее время разработано довольно большое количество различных классификаций, учитывающих те или иные их признаки. К относительно простым классификациям можно отнести деление гряд на микро-, мезо- и макроформы. Более совершенными, учитывающими значительное количество факторов, являются классификации О. Рейнольдса, Д. Кеннеди, Н.С. Знаменской и других авторов.

В то же время лабораторные исследования, а также немногочисленные натурные наблюдения за донными грядами позволили установить, что при переходе режима перемещения наносов из безгрядовой в донногрядовую фазу резко увеличивается сопротивление движению русловых потоков. Причем это увеличение характерно для гряд класса рифелей (микроформ), а для баров или мезоформ увеличение сопротивлений менее значительно.

Рассмотрим лишь основные итоги экспериментальных исследований. Так, В.А. Ванони и Д.Н. Номикос, выполнившие серию экспериментов в узких 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 сопротивления движению потоков, чем взвешенные наносы. По их данным, коэффициенты сопротивления при возникновении микроформ могут увеличиваться до пяти 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 расчетную величину шероховатости, а следовательно, и коэффициенты сопротивления. Далее они отмечают, что коэффициенты сопротивления в потоке, несущем наносы, изменяются под влиянием двух факторов: изменения конфигурации дна и гасящего действия взвешенных наносов на турбулентность потока.

Выравнивание поверхности дна приводит к снижению значения коэффициентов сопротивления и 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 способами) изменяется характер турбулентности над ними. Особенно значительно это сказывается в пограничном слое. Как следствие, это приводит к уменьшению коэффициента сопротивления (по сравнению с подвижными грядами). В частности, в опытах А.Д. Раудкайви коэффициент сопротивления при закрепленных микроформах увеличился в 2,5 раза по сравнению с зернисто-шероховатым дном. Указанные эксперименты позволили автору получить график изменения давления и касательных напряжений вдоль гряды (рис. 3.13). Как видно на этом рисунке, минимум давления наблюдается около гребня гряды, а максимум располагается в конце водоворотной зоны. Касательные же напряжения 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.

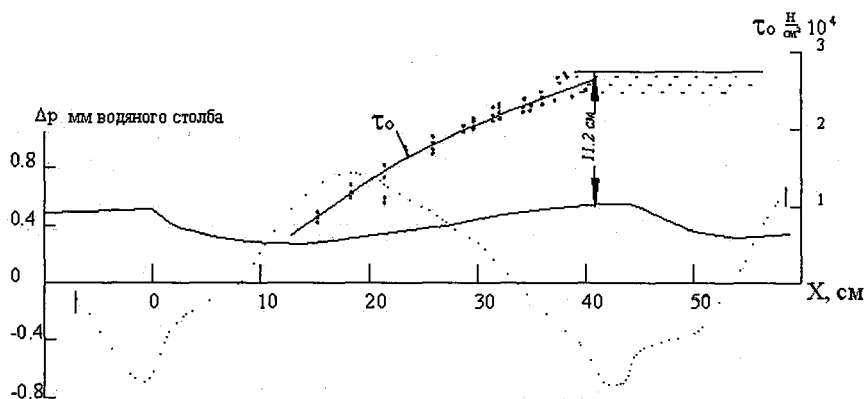


Рис. 3.13. График изменения давления и касательных напряжений вдоль донной гряды (по А.Д. Раудкайви).

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 разреженной. Эта периодичность, по мнению Кнороза, обусловлена крупномасштабными вихрями. Кнороз считает, что более крупному материалу ($k = 1-1,5$ 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 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 становятся симметричными, обтекание гряд приближается к безотрывному.

В результате анализа экспериментальных данных Кнороз получил однозначную зависимость коэффициента сопротивления формы гряд от их относительной высоты:

$$\xi_r = 0,2 \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{1/25}, \quad (3.48)$$

где Δ_r — высота гряды.

А.Ф. Кудряшов экспериментальным методом выявил зависимость коэффициента сопротивления потока от уклона верхнего склона гряды, т.е. от ее крутизны.

Большинство исследователей считают, что основное влияние на коэффициент сопротивления гряд оказывают их крутизна и высота, определяющие размеры водоворотной зоны, возникающей за грядой. Целесообразно отметить, что абсолютные размеры водоворотной зоны будут тем больше, чем больше высота гряд, т.е. у плоских ленточных гряд (мезоформ). В то же время площадь, занимаемая водоворотной зоной, отнесенная к единице площади, пропорциональна крутизне гряды и значительно больше у микроформы, чем у мезоформы.

Интересные сведения приводит Н.С. Знаменская, указывающая на то, что при движении микроформ в русле сопротивление потоку увеличивается в несколько раз. Однако она отмечает, что единодушное мнение о том, что законы гидравлических сопротивлений спокойных и бурных потоков различны, поставлено под сомнение работами Л.Г. Гогоберидзе. Ею же выполнена оценка известного графика Зегжды. 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, в свою очередь, зависят от формы и характеристик гряд, являющихся функцией параметров потока и наносов.

Таким образом, Знаменская подтверждает вывод о том, что система «бассейн — речной поток — русло» является саморегулирующей.

Далеко не полный 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 сопротивления движению потока по сравнению с зернисто-шероховатым дном, но это увеличение значительно меньше, чем при подвижном профиле гряд.

4. Сопротивление движению потока микроформ 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 предлагает считать в качестве расчетной шероховатости высоту гряд. Это предположение несовершенно, так как экспериментами установлено, что при постоянной высоте гряд и изменении параметров потоков крутизна гряд может существенно изменяться, следовательно, изменяется и сопротивление движению потока.

Более совершенным является предложение рассчитывать коэффициент сопротивления при донногрядовой фазе перемещения наносов (λ_r) как сумму коэффициентов сопротивления зернисто-шероховатого напорного склона гряды и водоворотной зоны.

Исходя из предположения Кнороза, полная величина потерь энергии потока на протяжении донной гряды может быть представлена формулой:

$$h_w = \left(\xi_r + \alpha \lambda_r \frac{\ell_r - \ell_b}{R} \right) \frac{V^2}{2g}. \quad (3.49)$$

Здесь ξ_r и λ_r — соответственно коэффициенты сопротивления формы гряды и зернистой шероховатости; ℓ_b — длина водоворотной зоны; $\ell_r - \ell_b$ — 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

$$h_w = \lambda_r \frac{\ell_r V^2}{R 2g}. \quad (3.50)$$

Решив совместно (3.49) и (3.50), получим формулу для расчета полного коэффициента сопротивления:

$$\lambda_r = \xi_r \frac{R}{\ell_r} + \alpha \lambda_R \left(1 - \frac{\ell_b}{\ell_r} \right). \quad (3.51)$$

Коэффициент сопротивления зернистой шероховатости может быть найден по любой из формул гидравлики, в частности, по формуле Зегжды или Гончарова (3.12), а длина гряды – по одной из эмпирических формул, в частности, формуле Кнороза:

$$\ell_r / R = 2,8 \frac{v}{v - v_K}. \quad (3.52)$$

Таким образом, неизвестными являются значения коэффициента сопротивления формы гряды ξ_r и коэффициента неравномерности α , а также отношение $\frac{\ell_b}{\ell_r}$.

На основе анализа экспериментальных данных Гришанин рекомендует для расчетов ξ_r формулу Кнороза (3.48).

Значения коэффициента α могут существенно отклоняться от единицы, однако из-за недостаточной изученности причин этих отклонений рекомендуется в первом приближении принимать α равным 1,0. Длина водоворотной зоны была получена в среднем равной 10 высотам гряды при значительных отклонениях этой величины в отдельных опытах. Поэтому примем

$$\ell_b = \alpha_i \Delta_r. \quad (3.53)$$

В итоге формула для расчета коэффициента сопротивления гряд с учетом данных экспериментальных исследований Кнороза примет вид:

$$\lambda_r = 0,2 \frac{\Delta_r}{\ell_r} \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25} + \lambda_R \left(1 - \alpha_i \frac{\Delta_r}{\ell_r} \right). \quad (3.54)$$

Формула (3.54) 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 (3.54). Тогда для чешуйчатых гряд формула приобретает вид:

$$\lambda_r = 0,2 \frac{\Delta_r}{\ell_r} \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25}. \quad (3.55)$$

Учитывая, что длина этого вида гряд равна нескольким их высотам ($\ell_r = \alpha_2 \Delta_r$) и принимая в среднем $\alpha_2 \approx 10$, получаем

$$\lambda_r = 0,02 \left(\frac{\Delta_r}{R} \right)^{0,25}. \quad (3.56)$$

Формулы (3.49) – (3.56) и другие, аналогичные им, полученные на основе ограниченного объема лабораторных данных, при их применении к натурным потокам дают заниженные значения сопротивлений. Это объясняется тем, 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 и относительная шероховатость дна. При расчете на натуре песчинки лабораторных лотков превращаются в частицы крупной гальки.

К.В. Гришанин рекомендует два выхода из этого положения: 1) уточнять зависимости типа (3.54) и (3.56) на основе натурных данных и 2) найти новые формулы для расчета грядового сопротивления. Примером первого пути являются исследования Б.Ф. Снитченко на основе данных измерений на перекатах ряда рек ЕТР, получившего для состояния динамического равновесия дна зависимость

$$\lambda_r = 0,23 \frac{\Delta_r}{\ell_r} + 0,0075. \quad (3.57)$$

Формула (3.57) имеет ограниченное применение, так как сопротивление в ней определяется в зависимости от параметров гряды. К тому же она обоснована малым объемом исходной информации. Однако формула (3.57), дающая хотя бы приближенное значение λ_r , доказывает перспективность использования натурных данных для получения расчетных зависимостей коэффициентов сопротивления гряд от определяющих факторов.

Второй путь, по мнению Гришанина, – это путь получения 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 содержат девять неизвестных, а функции Кеннеди пять уравнений – восемь неизвестных. Поэтому при решении таких систем, как правило, необходимо задавать три величины.

Задача разработки методики расчетов гидравлических сопротивлений еще более осложняется при наличии иерархии гряд, когда на ленточных грядах, присущих паводочному режиму, располагаются более мелкие, соответствующие меньшим скоростям и другим характеристикам потока.

Так, А.А. Левашов на реках Надым, Полуй, Пур и Таз наблюдал образование иерархии гряд. На спаде половодья обнажались вершины остановившихся мезоформ (ленточные гряды, побочни, осередки и др.). На их напорных склонах формировались гряды меньшего размера (второго порядка), соответствующие более низким уровням, которые некоторое время перемещались по напорному склону мезоформы, а затем останавливались из-за уменьшения скоростей, а следовательно, и влекущей силы потока. На их напорных склонах формировались новые гряды еще меньшего размера (третьего порядка) и так – до 6–7 разноразмерных групп гряд.

Таким образом, при неустановившемся движении образуется иерархия гряд, определение сопротивлений которых движению потока затруднено. В этих условиях большие трудности возникают при установлении зависимостей между различными параметрами гряд и их сопротивлением движению потока от определяющих их гидравлических и морфометрических факторов. Это обусловлено тем, что отсут-

ствуется ясность в том, какие параметры русел и потоков определяют размеры и другие характеристики гряд того или иного порядка. Действительно, параметры потока изменяются значительно быстрее характеристик гряд вследствие меньшей их инерционности.

3.7. Гидравлические сопротивления зарастающих русел.

Дополнительные сопротивления водной растительности

Малые, средние, а иногда и большие реки в межень зарастают водной растительностью, которая оказывает значительное дополнительное сопротивление движению руслового потока. Как отмечает К.В. Гришанин, растительность является особым и очень сложным видом шероховатости.

Сопротивление однородной наземной растительности широко изучалось в метеорологии. Теоретическое описание профиля скоростей над сельскохозяйственными полями и над лесными массивами приводится, в частности, в работе А.С. Мониной и А.М. Яглома. Результаты теоретических исследований приземного слоя атмосферы получили достаточно надежное подтверждение натурными данными. Значительно сложнее решается проблема расчета гидравлических сопротивлений в зарастающих руслах. Это обусловлено весьма сложной структурой потоков в заросших руслах, трудно поддающейся схематизации и анализу.

Зарастание рек – сложный процесс, развитие которого обусловлено совместным влиянием естественных и антропогенных факторов. Растительное сообщество в ходе своего развития и жизнедеятельности меняет условия своего существования, подчиняясь естественным закономерностям. Вместе с тем активная деятельность человека на водосборе реки вносит существенные коррективы в процессы развития травяной биомассы. Основные факторы, обуславливающие развитие водной растительности, можно объединить в следующие группы:

- гидрологический режим реки;
- термический режим;
- естественный химический состав воды;
- антропогенное воздействие.

Гидрологический режим включает в себя характеристики жидкого стока и стока наносов, особенности морфологического строения

участка реки, рельеф дна и характер грунтов, режим движения донных наносов и пр. В особые группы выделяются характеристики термического и химического стоков, поскольку они в значительной мере определяют базовые условия произрастания водной растительности.

В рамках последней группы следует отдельно выделить антропогенную деятельность на водосборе и антропогенное воздействие непосредственно на русло реки. Человеческая деятельность на водосборе влияет на изменение химического стока различных звеньев гидрографической сети и, следовательно, самой реки. Мелиоративные, дорожные и другие работы изменяют режим питания реки, опосредованно воздействуя на температурный режим. Непосредственное воздействие на русло реки влияет на режим питания высших водных растений посредством сброса в реку биогенов и других активных продуктов деятельности человека, а также изменяет местные морфологические особенности и русловой процесс на участке реки.

При значительной плотности водной растительности в русле именно на нее приходится основная доля сопротивлений движению потока, а трением о дно, как правило, пренебрегают. В этом случае баланс сил потока можно представить в виде:

$$\rho g h I = \rho \frac{V_p^2}{2} s_m C_s k_s \frac{1}{M_p^2}, \quad (3.58)$$

где ρ — плотность воды; g — ускорение свободного падения; h — глубина потока; I — гидравлический уклон; V_p — средняя скорость в пределах растительного слоя; $s_m = f(h_p, d_p)$ — площадь миделя растительного элемента высотой h_p и характерным диаметром d_p ; C_s — коэффициент гидравлического трения одного элемента; k_s — коэффициент взаимного влияния растительных элементов, учитывающий степень гидродинамического затенения одних элементов другими.

В.С. Боровков, допуская, что $\rho g h I = \lambda \rho \frac{V^2}{8}$, выражает коэффициент гидравлического трения λ в виде:

$$\lambda = 4 \frac{V_p^2}{V^2} s_m C_s k_s \frac{1}{M_p^2}. \quad (3.59)$$

При этом λ на практике определяется из выражения

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 0,4 \left(\frac{h}{h_p} \right)^{\frac{1}{2}\sqrt{\lambda}} j, \quad (3.60)$$

где $j = \frac{M_p}{\sqrt{s_m C_3 k_b}}$ – коэффициент, зависящий от биометрических показателей растительности.

Учитывая (3.59) и используя гипотезу замыкания Л. Прандтля, В.С. Боровков выражает распределение местных скоростей в растительном слое в виде

$$\frac{u}{u_p} = 1 - \frac{sh \frac{1}{\aleph j} \left(1 - \frac{z}{h_p} \right)}{sh \frac{1}{\aleph j}}, \quad (3.61)$$

где $\aleph$ – постоянная Кармана.

По данным натурных исследований РГГМУ, на р. Оредеж было уточнено значение $\aleph$ для зарастающей реки. При этом был использован тот же прием, что и предложенный Л. Прандтлем: расчетные профили увязывались подбором $\aleph j$ с местными скоростями, измеренными микровертушкой в толще водной растительности. В результате проделанной работы удалось установить, что $\aleph < 0,4$ и в среднем составляет $\aleph \cong 0,2$.

Современная система гидрологических наблюдений на реках, обеспечивая получение данных о водных ресурсах, режиме уровней и расходов воды, остается недостаточно ориентированной на контроль их экологических проявлений. Колебания водности рек сопровождаются соответствующей реакцией экосистем, так что каждая фаза водного режима играет вполне определенную роль. Эти процессы особенно сложны на зарастающих реках. Развитие водолюбивой растительности в их руслах и долинах при определенных условиях – благоприятный фактор, при других – признак деградации речной системы и ухудшения качества воды. В связи с этим особую важность приобретает повышение точности учета стока и определение водного баланса зарастающих рек с тем, чтобы адек-

ватно оценивать и прогнозировать их состояние как элементов ландшафта. Именно в этом заключается одна из задач реализуемых в России мониторинга водных объектов и программ охраны окружающей среды.

Водная растительность в русле как фактор гидравлических сопротивлений может быть представлена:

- 1) в виде системы введенных в поток продольных тормозящих поверхностей, многократно увеличивающих смоченный периметр русла (рис. 3.14,а);
- 2) в виде совокупности препятствий, создающих очаги местных сопротивлений (рис. 3.14,б).

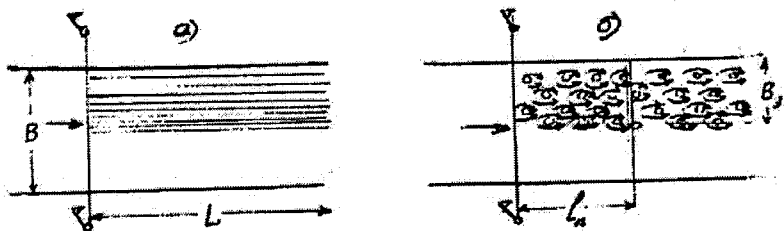


Рис. 3.14. Различные виды схематизации растительности.

Первая схема наиболее полно рассмотрена В.Н. Гончаровым. Им были получены формулы, позволяющие оценить коэффициенты шероховатости зарастающих русел n_p . При этом в зависимости от густоты и относительной высоты стеблей водных растений отношение n_p к коэффициенту шероховатости свободного русла могло составлять от 3 до 7,5, а в пределе достигать 30.

Механизм взаимодействия потока и водных растений, их отдельных элементов и целых массивов крайне сложен, поэтому более реальна вторая схема – совокупность препятствий, оказывающих сопротивление движению потока.

Феномен зарастания относится к процессам, протекающим в ландшафтной сфере, а они, как известно, развиваются под влиянием комплекса климатических, геоморфологических, гидрологических и гидродинамических факторов. Развитие водных растений играет вполне определенную роль в состоянии и эволюции речных экосистем. Ни теория, ни лабораторные эксперименты пока не могут решить возникающих при этом комплексе задач: необходимы деталь-

ные гидравлические, русловые и гидробиотические полевые исследования. Но их проведение требует больших затрат времени и средств. Поэтому большое значение имеют регулярные гидрометрические наблюдения, выполняемые на сети Росгидромета. Их ценность заключается в том, что они проводятся на единой методической основе и в течение всего годового гидрологического цикла, в том числе в период летне-осенней межени, к которому и приурочено зарастание речных русел.

Методики расчетов гидравлических сопротивлений зарастающих русел

Наблюдения за водным режимом и учет стока зарастающих рек осуществляются на основе непрерывных (ежедневных, двухкратных) измерений уровня воды и периодических (дискретных) измерений расходов воды. Располагая совокупностью измеренных уровней ($H_{\text{п}}$), расходов воды ($Q_{\text{из}}$), вычисляют ежедневный расход воды Q , посредством интерполяции $Q_{\text{из}}$ в интервале между их измерениями или строят временные кривые $Q(H)$ применительно к различным фазам развития растений. Но наиболее широкое применение нашел следующий прием: измеренный в заросшем русле расход воды $Q_{\text{из}}$ относят к расходу воды Q_0 , определяемому по кривой расходов $Q_0(H)$ для свободного русла при том же уровне, и получают так называемый коэффициент зарастания: $K_{\text{зар}} = Q_{\text{из}}/Q_0$. В интервале между измерениями ежедневные расходы воды определяются на основе интерполяции $K_{\text{зар}i}$ и установленных по кривой $Q_0(H)$ значений Q_0 для среднесуточных уровней H :

$$Q_i = K_{\text{зар}i} Q_{0i}.$$

Таким образом, в речной гидрометрии $K_{\text{зар}}$ играет роль основной характеристики пропускной способности русла, причем считается, что он всегда уменьшается при увеличении растительности, т.е. $K_{\text{зар}}$ всегда меньше единицы. Это условие предполагает положение кривой $Q_0(H)$ правее точек, соответствующих данным об измеренных при зарастании расходах воды. На самом же деле положение кривой $Q_0(H)$ в этой зоне всегда остается неопределенным. Кривую в зоне низких уровней строят, экстраполируя верхнюю её ветвь, полученную до начала зарастания. Нетрудно заключить, насколько некорректен этот приём. Более того, как показали опыты

А. Лудова, в результате полегания растений наблюдается уменьшение гидравлических сопротивлений. К сожалению, $K_{\text{зар}}$ во многом является формальной характеристикой, недостаточно полно отражающей реальные условия движения потока в заросшем русле. Его применение, как правило, не приводит к заметным искажениям результатов за счет использования данных более частых измерений расходов воды. Сложность проблемы и приближенность ее решения требует перехода к более современным моделям учета стока. Одна из них разработана в ГГИ. Эта модель непосредственно учитывает сопротивления незаросшей части русла через коэффициент шероховатости n_0 , а также потери энергии при обтекании структур, образованных растительностью, так называемых куртин, а не просто отдельных стеблей растений.

И.Ф. Карасевым предложена расчетная зависимость для коэффициента шероховатости заросшего русла n_3 :

$$n_3 = \left[n_0^2 \left(1 - d_p \sqrt{\alpha_r + \frac{182 h^{1/3} \alpha_r d_p h_p}{2g (\text{Re} 10^{-3})^{1,2}}} \right) \right]^{0,5} \quad (3.62)$$

где d_p , h_p , α_r — характеристики зарастания соответственно: d_p — диаметр и h_p — высота стеблей, м; α_r — относительная густота водных растений (число водных растений на 1 м^2).

Величина n_3 зависит от фазы развития водной растительности. Шероховатость русла, с одной стороны, увеличивается с ростом массы растений, а с другой — уменьшается по мере их старения, полегания и срыва более ранних побегов. Эти процессы происходят хронологически закономерно, так что изменение n_3 может быть представлено в виде некоторой функции времени. Как оказывается, она сохраняет достаточно однородную аналитическую структуру в разные годы и для различных рек, если время от начала вегетации выражено в долях от общей продолжительности вегетации.

Наряду с увеличением шероховатости, появление растений в русле ведет к стеснению его живого сечения. В.А. Леонов установил, что рост биомассы особенно интенсивен в начальной стадии развития. В течение первой четверти—трети вегетационного периода длина стеблей растений достигает 0,90–0,95 их предельного значения. Определяющим фактором при этом служит сумма среднесуточных температур воды после перехода их через значение 8–10 °С.

Большое внимание проблемам гидравлических расчетов заросших русел уделяется за рубежом. Одну из расчетных схем для оценки гидравлических сопротивлений в зарастающих руслах предложил А. Найт. Введя ряд допущений, в частности, выбрав длину участка таким образом, что расположенных в ее пределах растений достаточно для полного перекрытия живого сечения русла, после некоторых преобразований получил следующее выражение:

$$\lambda_3 = \lambda_0 \left(1 - d_p \sqrt{\alpha_r} \right) + k_{\lambda} \alpha_r d_p h_p, \quad (3.63)$$

где λ_0 – коэффициент сопротивления дна; d_p – поперечный размер растений; k_{λ} – коэффициент лобового трения; α_r – относительная густота водных растений; h_p – высота водных растений в толще потока.

Особое место занимают работы голландских ученых. Значительная часть территории Голландии – это низинные земли, легко затопляемые при небольшом повышении уровня воды в реках. Поэтому, как минимум, дважды за период теплого сезона на зарастающих реках проводится выкашивание водной растительности. Сроки выкашивания определяются гидрометеорологическими прогнозами и гидравлическими расчетами прохождения волн паводков.



Рис. 3.15. Изменение характеристики зарастаемости W_r за теплый период года в естественных условиях и при выкашивании.

В качестве примера на рис. 3.15 приведено изменение во времени отношения площади, занятой растительностью к общей площади сечения (W_r).

В период 50–70-х годов прошлого века голландскими учеными были проведены исследования, направленные на установление связи между сопротивлением движению потока и водной растительностью в различные периоды вегетации. Итоговый график зависимости коэффициента шероховатости n от W_r для данных различных авторов приведен на рис. 3.16. В ряде работ зарубежных авторов сделаны попытки перейти от характеристик сопротивления отдельного растительного элемента к сопротивлениям массы водной растительности.

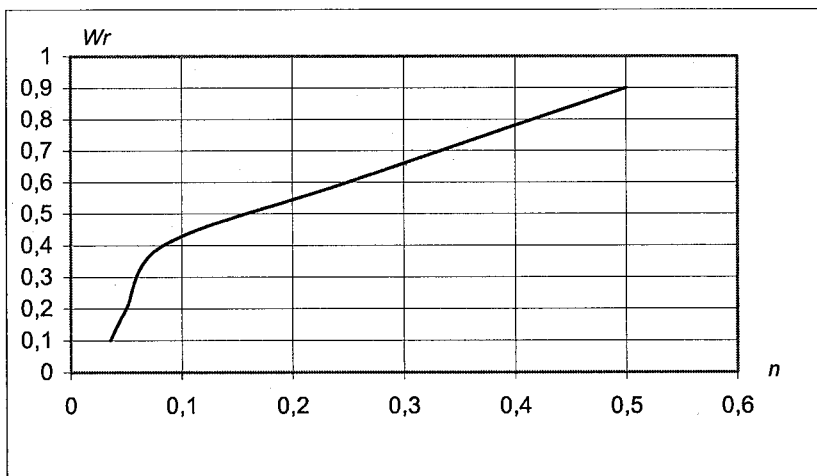


Рис. 3.16. Зависимость коэффициента шероховатости n от параметра W_r .

Под влиянием указанных выше факторов на участке реки формируются сложные растительные сообщества. Рассмотрим основные особенности распространения водной растительности в русле реки. В поперечном сечении русла Э. Квернер выделил четыре типа развития водной растительности (рис. 3.17). Приведенная типизация распространения водной растительности весьма схематична и неполностью отражает особенности ее сопротивления движению потока.

Анализ данных натурных наблюдений, выполненных в РГГМУ в верхнем течении р. Оредеж в 1996–2002 гг., показал, что видовой состав водной растительности весьма разнообразен (14 видов на 3 км длины реки), а количество экземпляров растений изменяется по ширине русла от 5 до 19 на дм^2 . При этом различные типы водной растительности образуют достаточно однородные сообщества, места обитания которых хорошо увязываются с особенностями морфологического строения русла и долины реки.

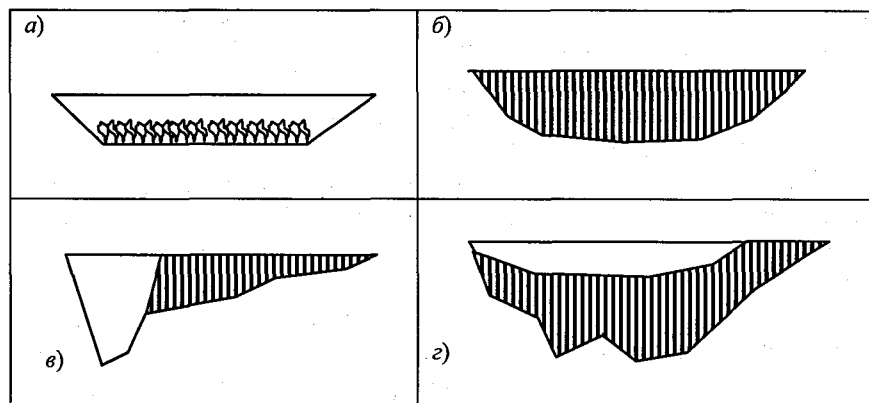


Рис. 3.17. Типы развития растительности: а – русло, заросшее по дну (в основном облицованные каналы); б – полностью заросшее русло; в – русло, заросшее по берегам; г – частично заросшее русло.

При наличии в русле даже слабого течения воды ($V = 10\text{--}15 \text{ см/с}$) в плотной массе водной растительности образуются своеобразные транзитные коридоры, по которым происходит движение воды. Таким образом, единая кинематическая структура потока нарушается и представляет собой композицию нескольких отдельных струй, зачастую с заглубленными под уровень максимальными скоростями. При изменении скорости течения воды гидравлические сопротивления в заросшем русле также изменяются. Однако эти изменения зависят от вида водной растительности. Так, при увеличении скорости течения растения, имеющие упругий стебель (камыш, тростник, хвощи и т.п.) изгибаются под напором потока и, начиная вибрировать, несколько уменьшают величину сопротивления. Стелющиеся растения (рдесты, остролисты и т.п.) прижимаются тече-

нием ко дну, создавая плотный ковер и уменьшая тем самым гидравлические сопротивления. Растения с плавающими листьями (кувшинки, лилии, кубышки) при увеличении уровня воды резко увеличивают сопротивления за счет значительного тормозящего действия погружившихся листьев. К сожалению, в настоящее время отсутствуют расчетные методики, позволяющие учитывать эти изменения.

Изменение биомассы водной растительности носит сезонный и многолетний характер. Сезонные изменения биомассы тесно связаны с гидрологическим режимом реки и поддаются достаточно надежному прогнозированию (например, по связи объемов биомассы с суммой среднедекадных температур воды). Вопрос о многолетних колебаниях гидравлических сопротивлений, связанных с водной растительностью, менее изучен.

Выполненные в РГГМУ исследования показали, что даже в пределах одного климатического района Северо-Западного региона изменения коэффициентов шероховатости на зарастающих малых реках от года к году не поддаются географическому обобщению. Процессы развития водной растительности даже на соседних участках одной реки асинхронны в многолетнем периоде, а на ряде рек имеют выраженный тренд. Так, в верховьях р. Оредеж после проведения в 70-х годах мелиоративных работ на водосборе изменился режим питания реки: большая часть стока стала формироваться за счет поверхностной составляющей. Это привело к резкому (на 5–7 °C) увеличению среднемесячных температур воды в мае–июле, и как следствие, к бурному развитию высшей водной растительности. Противоположный процесс отмечается в р. Охте. Под влиянием избыточной антропогенной нагрузки была превышена способность реки к самоочищению, что привело к угнетению водной растительности.

К сожалению, при расчетах пропускной способности малых и средних рек сложные многофакторные процессы развития водной растительности практически не учитываются. Решение проблемы видится в создании интегрированной расчетной модели водосбора на основе ГИС-технологий, использующей последние достижения гидрологии, метеорологии, биологии и экологии.

3.8. Пограничный слой. Гладкие и полугладкие стенки. Турбулентное рассеяние

Ламинарный пограничный слой

В начале XX в. Л. Прандтлем 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 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 разделить всю область течения на две части:

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

б) на внешний поток, завихренность которого относительно мала, 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, как правило, конечной толщины пограничного слоя не существует. Однако одной из основных специфических особенностей течения в пограничном слое является то, что уже на относительно малом расстоянии δ от твердой стенки разница этих скоростей столь мала, что ею можно с достаточной точностью пренебречь. Но все же определяемая условно толщина пограничного слоя δ 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 слоя потери импульса δ^{**} , которые косвенным образом характеризуют поперечный размер пограничного слоя, но определяются более точно, чем толщина слоя δ . 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. 3.18) 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 , скорости 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.

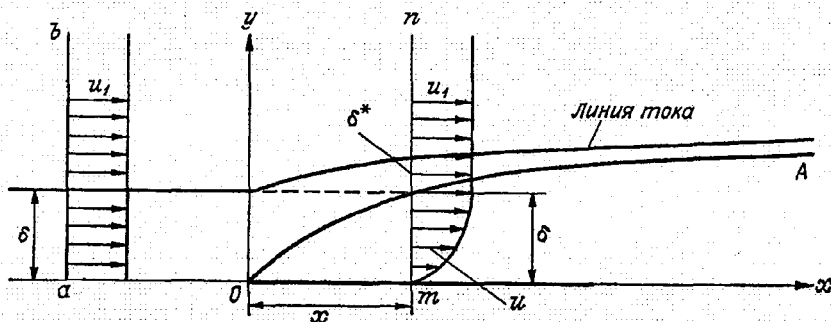


Рис. 3.18. Отклонение линий тока вблизи плоской пластины вследствие образования пограничного слоя.

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 слагаемое $u_1\delta^*$ 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 слоя вытеснения

$$\delta^* = \frac{1}{u_1} \int_0^\delta (u_1 - u) dy = \int_0^\delta \left(1 - \frac{u}{u_1} \right) dy. \quad (3.64)$$

Из вывода этой формулы видно, что толщина вытеснения 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 (3.64) 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 (3.64), 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: прилипший 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 ко-

торого по данным Гончарова составляет $0,7 \times 10^{-5}$ см, срastaется с ней настолько, что жидкость не отрывается от нее даже под действием собственной массы. В этом слое влияние молекулярной вязкости значительно возрастает у стенки и уменьшается в направлении толщи потока.

Вязкий слой непосредственно примыкает к прилипшему. Свое 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 $\tau = \tau_\tau + \tau_\mu$, где $\tau_\tau = A \frac{du}{dy}$, а $\tau_\mu = \mu \frac{du}{dy}$; τ_τ и τ_μ — 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 $\tau_\mu \gg \tau_\tau$.

Толщину вязкого слоя δ обычно большинство исследователей определяет традиционными методами из соотношения $N = \frac{V_d \delta}{\nu}$, где

$V_d = \sqrt{ghl}$ — динамическая скорость; μ — 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; И. 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 $\frac{V_d y}{\nu} = 30-70$, а слоя постоянного напряжения — 500–1000.

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 обычно ими пренебрегают.

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 неоднородности выступов шероховатости на структуру потока и 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 втиснены в вязкий слой и их обтекание имеет ламинарный характер. Примеры такого обтекания выступов приведены на рис. 3.1,6 (см. стр 69).

В 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, проводя 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 эти понятия практически совпадают. В чем же заключаются эти отличия?

1. Толщина придонного слоя (δ') либо равна, либо больше высоты выступов шероховатости, т.е. $\delta' \geq \Delta$. Причем 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 для верхней границы слоя (ε_δ) Никитин предлагает определять по формуле:

$$\varepsilon_\delta = \nu - \left(\frac{\overline{u'v'}}{du/dy} \right)_\delta. \quad (3.65)$$

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 и шероховатых руслах при режимах гидравлически гладкого течения ε_δ близка к молекулярной вязкости, т.е. $\varepsilon_\delta \approx \nu$.

Учтя, 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:

$$\tau_\delta = \mu \frac{u_\delta}{\delta} = \rho \nu \frac{u_\delta^2}{\delta u_\delta} = \rho g \frac{2\nu}{u_\delta \delta} \frac{u_\delta^2}{2g}.$$

Учитывая, что $\nu_\delta = \frac{u_\delta}{2}$, а $N = \frac{\nu_\delta \delta}{\nu}$, получаем $\tau = \frac{\rho g}{N} \frac{u_\delta^2}{2g} = \mu \frac{u_\delta}{\delta}$.

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 Л. Прандтля заключается лишь в отказе от постоянства коэффициентов и в конкретизации движения в пристенных слоях на основе принципа осреднения по элементу шероховатой 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 автор отсылает к монографиям Г. Шлихтинга, И.К. Никитина и другим.

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 $\lambda = f(Re, h/\Delta)$, близкую к приведенной на рис. 3.1. Из анализа этого рисунка следует, что характер зависимости $\lambda = f(Re)$ определяется величиной относительной шероховатости (h/Δ) . При больших ее значениях и числах Рейнольдса, превышающих критические, коэффициенты сопротивления не зависят от числа Рейнольдса, т.е. изображаются линиями почти параллельными оси абсцисс (чисел Re). При уменьшении относительной шероховатости критические значения чисел Рейнольд-

са увеличиваются и, наконец, при малых значениях относительной шероховатости они становятся настолько большими, что превышают их значения, обычно наблюдаемые в реальных потоках. Это приводит к тому, что во всем диапазоне чисел Re , освещенных измерениями, наблюдается зависимость вида $\lambda = f(Re)$ (см. рис. 3.1, 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, полугороховатой или гороховатой, нет. В то же время деление тормозящих стенок на гладкие и гороховатые 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 $\tau_\delta = \mu \frac{u_\delta}{\delta}$, а 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. 3.1, кривые зависимости $\lambda = f(\text{Re})$ 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. 3.1, для всех шероховатых стенок характер зависимости $\lambda = f(\text{Re}, h/\Delta)$ при малых числах Re близок к аналогичным, но 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 параметров таких потоков ввести понятие $\Delta_{\text{гп}}$ или $h/\Delta_{\text{гп}}$. В частности, Гончаров под $\Delta_{\text{гп}}$ понимает высоту выступов шероховатости стенки, равнозначную по сопротивлению гладкой стенке, и приводит для ее расчета эмпирическую формулу:

$$\frac{h}{\Delta_{\text{гп}}} = \left(\frac{\text{Re} + 800}{41} \right)^{0,92} \quad (3.66)$$

С ее учетом формулы для расчета средних скоростей и сопротивлений движению потока приобретают вид:

$$V = 37 \lg \left(\frac{Re + 111}{41} \right) \sqrt{2ghI},$$

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

Как указывает Гончаров, точность расчета по ней составляет $\pm 3\%$. При расчете полугладких стенок можно применять аналогичные по структуре формулы, но расчетное значение Δ существенно больше $\Delta_{гл}$.

Турбулентное рассеяние

3 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 случайным траекториям, имеющим весьма сложный характер.

Аналитическое решение задачи турбулентного рассеяния основано на диффузионной теории. Применительно к условиям свободной атмосферы исходные положения теории были разработаны в 1915–1925 гг. Дж. Тейлором и В. Шмидтом. На ее основе В.М. Маккавеев разработал диффузионную теорию перемещения наносов. Дальнейшие исследования по совершенствованию этой теории были выполнены как отечественными, так и зарубежными учеными. Детальный анализ результатов этих исследований и изложение собственной концепции выполнено А.Д. Гиргидовым.

Учитывая то, что наибольшее применение диффузионная теория нашла в расчетах взвешенных наносов, ее изложение будет приведено в учебнике по курсу «Русловые процессы». Здесь же ограничимся кратким изложением основных результатов экспериментальных исследований по проблеме турбулентного рассеяния.

Экспериментальное изучение этого процесса довольно сложно, ибо 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, ис-

кажает естественный ход процесса. В качестве примера можно привести устройство, разработанное И.К. Никитиным. Принципиальная ~~его~~ схема состоит из датчика в виде стеклянной трубки с калиброванным выпускным отверстием, через которое в конкретной точке в поток вводится 10 %-й раствор CuSO_4 . Приемное устройство в виде редкой металлической сетки располагается на той же глубине, что и датчик, но ниже его по направлению течения потока. Под воздействием раствора CuSO_4 на металлической решетке образуется круглое пятно черного цвета. По степени почернения и размеру пятна (по данным градуировки) определяют величину 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 или σ_z 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, описываемому уравнением

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

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

$$\frac{3\sigma_y}{x} = \frac{6\sqrt{2g}}{C \left(1 + \frac{y-b}{h}\right)^2} \left(\frac{\Delta}{x}\right)^{0.25} \quad (3.67)$$

описывает 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, расстояние x_n , 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

$$x_n = \left[\frac{Ch \left(1 + \frac{y-b}{h}\right)^2}{8\sqrt{2g}\Delta^{0.25}} \right]^{\frac{4}{3}}.$$

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

$$x_B = \left[\frac{CB \left(1 + \frac{z-b}{B} \right)^2}{8\sqrt{2g}\Delta^{0,25}} \right]^{\frac{4}{3}}.$$

Приведенные формулы справедливы только для условий расположения места сброса сточных вод соответственно на половине глубины или по середине водотока. При других условиях значения x_n и x_B следует увеличить 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.

4. ПОТОКИ ПОД ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ

4.1. Общие положения

Значительную часть года реки России находятся под ледяным покровом. Поэтому вопросам зимнего режима рек посвящена обширная научная литература. Этими вопросами занимались многие ведущие отечественные и зарубежные исследователи. Так, в конце XIX столетия были опубликованы труды К.С. Веселовского и М.А. Рыкачева, а в начале XX – В.М. Лохтина, В.Б. Шестаковича и других ученых. Детальный анализ и обобщение результатов исследований зимнего режима рек, как раннего периода, так и современных, выполнен В.П. Вейнбергом, Б.П. Пановым, Я.Л. Готлибом, Р.В. Донченко и Е.И. Дебольской. В работах перечисленных авторов приведены классификации рек по особенностям зимнего режима и методы расчета потоков под ледяным покровом.

Водный поток подо льдом – это поток, движущийся под действием силы тяжести между двумя тормозящими поверхностями: неподвижной нижней (плоским дном) и верхней, движущейся при ледоходе и неподвижной при ледоставе. При этом он может быть: а) равномерным в период ледостава, б) неравномерным при зажорах и заторах льда, в) напорным в речных наледях, г) неустановившимся при прорыве заторов льда и зимой в нижних бьефах гидроузлов. Одним из главных параметров такого потока является шероховатость нижней поверхности льда. Значение и характер ее изменения в течение зимы определяет тип замерзания реки. Он зависит от водности реки в период замерзания и направления ее течения относительно стран света.

Можно выделить в отдельную группу большие реки, текущие с юга на север. Это, в первую очередь, сибирские реки: Обь, Енисей и Лена, а также реки, протекающие по европейской территории страны: Печора, Северная Двина, Мезень. На большинстве из них наблюдается довольно интенсивный осенний ледоход (шугоход), обычно сопровождаемый образованием заторов и зажоров льда. Ледяной покров на этих реках образуется в результате смерзания шуги и отдельных льдин различных размеров и ориентации и подвижек льда. Именно это приводит к большой шероховатости нижней поверхности ледяного покрова в начале ледостава.

Немногочисленные полевые исследования на ряде рек страны (например, на Енисее и Ангаре) позволили получить хронологические графики коэффициента шероховатости ледяного покрова $n_{\text{л}} = f(t)$. Как видно на рис. 4.1, значения коэффициента шероховатости ($n_{\text{л}}$) после образования ледяного покрова находятся в пределах от 0,08 до 0,12 и уменьшаются по экспоненциальной зависимости до значений 0,016–0,022 в конце зимы. Такой характер зависимости $n_{\text{л}} = f(t)$ обусловлен замерзанием реки, сопровождаемым зазорами, нижняя поверхность которых имеет очень большую шероховатость. Затем под влиянием намерзания шуги и размыва текущей водой высота выступов шероховатости уменьшается, они как бы обтаивают, острые выступы сглаживаются, что приводит к постепенному уменьшению значений коэффициентов шероховатости. Этот процесс практически продолжается весь зимний период и только весной перед вскрытием реки отмечается небольшое увеличение значений $n_{\text{л}}$, обусловленное изменением структуры льда. График на рис. 4.1 является типичным для рек с устойчивым ледоставом в зимний период, текущих на север. Важной характеристикой этих рек является положение динамической оси потока, под которой понимают линию, совпадающую с положением наибольшей скорости (U_0) на вертикали (рис. 4.2), ее положение обычно характеризуется отношением $\frac{n_{\text{л}}}{n_{\text{д}}}$. Эта ось подвержена существенным из-

менениям в период ледостава так же, как и $n_{\text{л}}$.

Несколько отличный процесс замерзания наблюдается на малых и средних реках, текущих с севера на юг. Замерзание их начинается с появления заберегов сначала у берегов, где скорости течения воды наименьшие.

Причиной уменьшения коэффициентов шероховатости также является сглаживание выступов на нижней поверхности 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 уже не имеет принципиального значения для разработки и применения методов расчета подледных потоков.

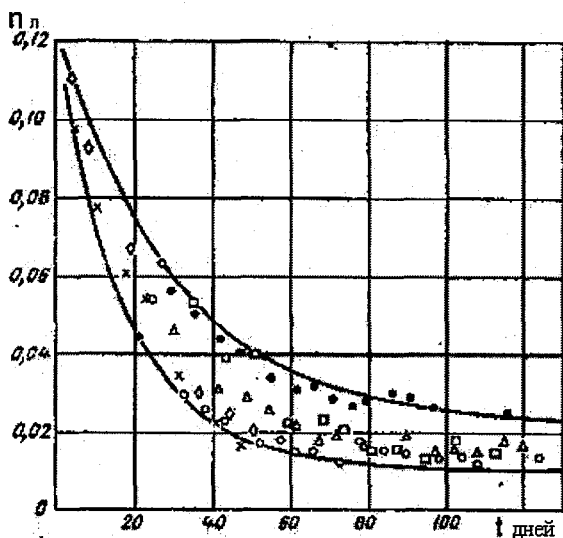


Рис. 4.1. Изменение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда в зависимости от числа суток, прошедших после установления ледостава на р. Ангаре у с. Невон.

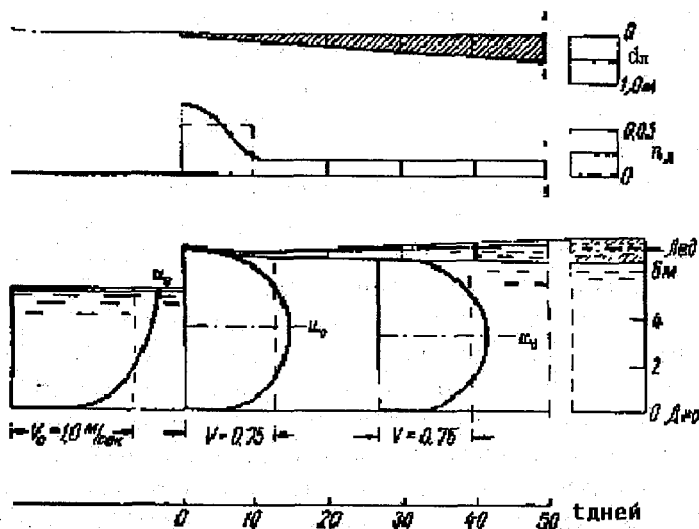


Рис. 4.2. Поток при наличии ледяного покрова.

Все описанные процессы замерзания относятся к незарегулированным рекам. На зарегулированных реках процесс их замерзания имеет ряд особенностей. Так, известно, что глубокие водохранилища замерзают на 2–3 недели позднее, чем реки в бытовых условиях. В нижних бьефах высоконапорных гидроузлов образуется полынья, размеры которой могут достигать нескольких десятков, а иногда и сотен километров. В ней происходит зимой интенсивное образование шуги, которая заносится под кромку ледяного покрова и формирует ниже по течению мощные зажоры. Из-за попускового режима работы ГЭС происходят срывы кромки и подвижки в зазорах. При этом образуются еще более мощные зажорно-заторные скопления льда. Эти явления необходимо учитывать при расчете водопускной способности нижних бьефов гидроузлов.

4.2. Равномерный поток под ледяным покровом

Соотношения гидравлических характеристик

К водному потоку под ледяным покровом может быть применена теория плоского потока. К плоским потокам относятся только те потоки, которые протекают под сплошным ледяным покровом, плавающим на воде. Практически к ним можно отнести и потоки при наличии многослойного льда внутри них, но 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.

Обозначим глубину и скорость потока в бытовых условиях через h_0 и V_0 , а шероховатость дна n_d . Допустим, что шероховатость дна при образовании ледяного покрова не изменяется. При возникновении ледяного покрова глубина потока увеличивается, а его скорость уменьшается. Разделим поток под ледяным покровом на две части: поток подо льдом и поток у дна (см. рис. 4.2). Обозначим характеристики этих потоков соответствующими индексами. Для потока подо льдом введем индекс «л», а для потока у дна – индекс «д». Шероховатость нижней поверхности льда и дна будем характеризовать, согласно В.Н. Гончарову, высотой выступов Δ_l и Δ_d .

Для широких рек можно пренебречь действием боковых стенок. Тогда, исходя из теории плоского потока, касательные напря-

жения сопротивления, создаваемые ледяным покровом и дном, можно следующим образом выразить через средние скорости двух потоков V_n и V_d :

$$\tau_n = \frac{\gamma}{\left(41g \frac{6,15h_n}{\Delta_n}\right)^2} \frac{V_n^2}{2g}; \quad (4.1)$$

$$\tau_d = \frac{\gamma}{\left(41g \frac{6,15h_d}{\Delta_d}\right)^2} \frac{V_d^2}{2g}. \quad (4.2)$$

Соответствующие двум частям потока доли действующего напряжения от составляющей силы тяжести вдоль уклона можно записать в виде:

$$\tau_n = \gamma h_n I_n \quad \text{и} \quad (4.3)$$

$$\tau_d = \gamma h_d I_d. \quad (4.4)$$

где γ — удельный вес воды; I_n и I_d — гидравлические уклоны двух частей потока.

Определим соотношение между гидравлическими характеристиками потока под ледяным покровом, исходя из равенства касательных сил сопротивления действующим силам. Если принять уклон водной поверхности потока при открытом русле I_0 , равным уклону потока под ледяным покровом I_n , а также, что уклоны двух частей потока равны уклону всего потока, т.е. $I = I_n = I_d$, то, приравняв действующие касательные силы соответствующим силам сопротивления, получим:

$$\gamma h_n I_n = \frac{\gamma}{\left(41g \frac{6,15h_n}{\Delta_n}\right)^2} \frac{V_n^2}{2g};$$

$$\gamma h_d I_d = \frac{\gamma}{\left(41g \frac{6,15h_d}{\Delta_d}\right)^2} \frac{V_d^2}{2g}.$$

Поделив первое равенство почленно на второе и применив аппроксимацию логарифмического выражения $\lg \frac{6,15h}{\Delta} \approx 1,6 \left(\frac{h}{\Delta} \right)^{\frac{1}{8}}$, получим:

$$\frac{V_n}{V_d} = \left(\frac{h_n}{h_d} \right)^{\frac{5}{8}} \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_d} \right)^{\frac{1}{8}}. \quad (4.5)$$

Очевидно, что $\frac{V_n}{V_d} = 1$. Тогда

$$\frac{h_n}{h_d} = \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_d} \right)^{\frac{1}{5}}. \quad (4.6)$$

Так как общая глубина потока под ледяным покровом $h = h_n + h_d = h_d \left(1 + \frac{h_n}{h_d} \right)$, то

$$\frac{h_d}{h} = \frac{1}{1 + \frac{h_n}{h_d}} = \frac{1}{1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_d} \right)^{\frac{1}{5}}}. \quad (4.7)$$

Если $\Delta_n = 0$ (отсутствие льда), то $\frac{h_d}{h} = 1$ или $h_d = h$. Если же $\Delta_n = \Delta_d$, то $\frac{h_d}{h} = \frac{1}{2}$ или $h_d = \frac{h}{2} = h_n$.

В гидравлике существует понятие гидравлического радиуса

$$R = \frac{F}{\chi},$$

где F — площадь поперечного сечения водного потока; χ — смоченный периметр. При свободном ото льда русле на широкой реке ($B \gg h$)

$$R \approx h.$$

Если же река находится под ледяным покровом, то

$$R = \frac{F}{\chi_{\text{л}} + \chi_{\text{д}}},$$

и в случае $\chi_{\text{л}} \approx \chi_{\text{д}} \approx B$, т.е. для широкой реки

$$R = \frac{h}{2}.$$

При этом $2R = R_{\text{л}} + R_{\text{д}} = h$ и

$$\frac{R_{\text{л}}}{R_{\text{д}}} = \left(\frac{\Delta_{\text{л}}}{\Delta_{\text{д}}} \right)^{\frac{1}{5}}. \quad (4.8)$$

Выражения (4.6)–(4.8) характеризуют положение динамической оси потока, на которой имеет место максимальная скорость течения воды U_0 . Согласно В.Н. Гончарову,

$$U_0 \approx 1,1V \approx 1,1V_{\text{л}} \approx 1,1V_{\text{д}},$$

где V – средняя скорость потока подо льдом.

Увеличение глубины потока при ледяном покрове

Принимая, что расход воды в реке при открытом русле и ледоставе один и тот же, имеем

$$q = V_0 h_0 = V h. \quad (4.9)$$

Если для аналитического описания скорости течения воды использовать формулу Шези, где коэффициент сопротивления выражен согласно В.Н. Гончарову, то из уравнения (4.9) получаем следующее отношение:

$$\frac{h}{h_0} = \frac{V_0}{V} \approx \frac{6,4 \left(\frac{h_0}{\Delta_{\text{д}}} \right)^{\frac{1}{8}} \sqrt{2gh_0 I_0}}{6,4 \left(\frac{h_{\text{л}}}{\Delta_{\text{л}}} \right)^{\frac{1}{8}} \sqrt{2gh_{\text{л}} I_0}} = \left(\frac{h_0}{h_{\text{л}}} \right)^{\frac{5}{8}}. \quad (4.10)$$

Далее из уравнений (4.9) и (4.10), учитывая, что $\frac{h_n}{h} = \frac{1}{1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_n}\right)^{\frac{1}{5}}}$, имеем:

$$\frac{h}{h_0} = \left[1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_n} \right)^{0,2} \right]^{0,385}, \quad (4.11)$$

откуда следует, что добавочное увеличение глубины за счет дополнительного сопротивления, оказываемого ледяным покровом,

$$\Delta h = h - h_0 = h_0 \left[1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_n} \right)^{0,2} \right]^{0,385} - h_0 = h_0 \left[\left(1 + \left(\frac{\Delta_n}{\Delta_n} \right)^{0,2} \right)^{0,385} - 1 \right]. \quad (4.12)$$

При оценке глубины в проруби необходимо учитывать еще толщину льда в воде $0,917d_n$, т.е. зимний уровень воды в реке соответствует глубине $\Delta h + 0,917 d_n + h_0$, где d_n — толщина льда.

Таким образом, теория плоского потока дает возможность рассчитывать увеличение глубины при пропуске расхода воды под ледяным покровом, а также решать обратную задачу: по данным о глубинах (уровнях) и высоте выступов шероховатости льда и дна определять глубину, при которой данный расход воды прошел бы при открытом русле. Это, в свою очередь, позволяет подсчитать расходы воды в зимний период с помощью кривой расходов воды открытого русла.

Водопропускная способность русла с ледяным покровом и методы ее расчета, основанные на определении осредненного коэффициента шероховатости

Пропускная способность русла определяется соотношением расхода воды и характеристики наполнения русла (глубины потока или уровня воды), которые при ледоставе связывает следующее уравнение:

$$q = hV = hC\sqrt{RI}, \quad (4.13)$$

где C – коэффициент Шези для закрытого ледяным покровом русла. Для его расчета необходимы данные о высотах выступов дна и ледяного покрова. При этом основная трудность состоит в определении величины Δ_d . Для гладкой ледяной поверхности эта величина довольно неопределенна. Поэтому в расчетах водопрпускной способности речных русел под ледяным покровом используется коэффициент шероховатости (n). При h/Δ от 1000 до 4500 можно считать, что $n \approx 0,035\Delta^{\frac{1}{8}}$, а при h/Δ от 10 до 1000 $n \approx 0,045\Delta^{\frac{1}{8}}$, т.е. коэффициент шероховатости зависит от глубины потока. Он имеет сложную единицу измерения – $\text{с/м}^{0,33}$, а его физическая сущность не совсем ясна. Однако для определения коэффициентов шероховатости имеются таблицы в гидравлических справочниках.

Рассмотрим допущения и основополагающие соображения, используемые авторами расчетных формул, в которых для оценки сопротивления потоку подо льдом применяются осредненные (приведенные) коэффициенты шероховатости.

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 разд. 4.2 части осуществляется либо пропорционально длине соответствующей части смоченного периметра (Н.Н. Павловский, 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. Часто принимают $F_n = F_d$ или $R_n = R_d = R$.

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.) рассматривает открытое русло, считая дополнительные сопротивления, обусловленные льдом, равномерно распределенными по смоченному периметру.

Одним из первых осредненный коэффициент «и» для русел с резко отличной по периметру сечения шероховатостью предложил использовать Н.Н. Павловский. Он исходил из положения о равенстве касательных напряжений сопротивления по периметру потока действующим касательным напряжениям в данном сечении

$$\tau_{\text{л}}\chi_{\text{л}} + \tau_{\text{д}}\chi_{\text{д}} = \gamma FI, \quad (4.14)$$

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

Впервые уравнение (4.14) для расчетов параметров потоков под ледяным покровом применил П.Н. Белокопъ. Он разделил поток на два самостоятельных и как бы изолированных отсека по линии максимальной скорости (см. рис. 4.2), а касательные напряжения на нижней поверхности льда и дне рекомендует определять по формулам:

$$\tau_{\text{л}} = \gamma \frac{V^2}{C_{\text{л}}^2} \quad \text{и} \quad \tau_{\text{д}} = \gamma \frac{V^2}{C_{\text{д}}^2}. \quad (4.15)$$

Коэффициенты Шези потоков под ледяным покровом и у дна Белокопъ предлагает вычислять по формуле Маннинга, т.е.

$$C = \frac{R^{\frac{1}{6}}}{n},$$

средние скорости этих потоков — по формуле Шези, а гидравлические радиусы потоков — по формулам

$$R_{\text{л}} = \frac{F_{\text{л}}}{\chi_{\text{л}}} \quad \text{и} \quad R_{\text{д}} = \frac{F_{\text{д}}}{\chi_{\text{д}}}. \quad (4.16)$$

Для широких русел обычно принимают $\chi_{\text{л}} \approx \chi_{\text{д}} \approx B$. Приведенный коэффициент Шези, согласно Белокопъ, с последующими уточнениями А.А. Сабанеева определяется по формуле

$$C = \frac{C_{\text{л}}C_{\text{д}}}{\sqrt{0,5(C_{\text{л}}^2 + C_{\text{д}}^2)}}, \quad (4.17)$$

а приведенный коэффициент шероховатости русла —

$$n = 0,63n_d \left[1 + \left(\frac{n_d}{n_d} \right)^{\frac{3}{2}} \right]^{\frac{2}{3}}. \quad (4.18)$$

Недостатком методики расчета Белоконя–Сабанеева является то, что она плохо работает при малых значениях n_d . Действительно, при $n_d = 0$ получаем, что $n = 0,63n_d$, тогда как должно быть $n = n_d$.

Исходя из уравнения (4.14), Павловский рекомендует расчет коэффициента Шези для русла в целом выполнять по формуле:

$$C = C_n C_d \sqrt{\frac{1 + \alpha}{C_n^2 + \alpha C_d^2}}, \quad (4.19)$$

где C_n и C_d — коэффициенты Шези для частей потока, подверженных воздействию различной шероховатости (n_n и n_d); $\alpha = \frac{\chi_d}{\chi_n}$. Для

расчета осредненного (приведенного) коэффициента шероховатости он предлагает формулу:

$$n = \sqrt{\frac{n_d^2 + \alpha n_n^2}{1 + \alpha}}. \quad (4.20)$$

Сложность в применении формул (4.15) и (4.16) заключается в субъективизме при определении частей площади сечения потока, соответствующих тормозящему влиянию льда и дна.

Для вычисления коэффициентов Шези для потоков с глубинами менее 3 м Павловский рекомендует формулу:

$$C = \frac{R^y}{n}, \quad (4.21)$$

где y — показатель степени, устанавливаемый по таблице в зависимости от n и R . Значение показателя степени в формуле Павловского, по-видимому, в потоках подо льдом отличается от 1/6, как это принято Маннингом для открытого русла. Действительно, В.Н. Гончаров рекомендует принимать значение y равным 1/8, а В.И. Синотин — равным 1/4.

В последующие годы методика расчета осредненного коэффициента шероховатости для закрытого льдом русла неоднократно совершенствовалась и уточнялась. Оригинальной является методика, разработанная В.И. Синотиным, который провел детальные эксперименты как на гидравлической, так и на воздушной моделях потока подо льдом. В результате анализа и обработки данных экспериментов им был получен ряд интересных зависимостей, в частности:

1) получена надежная графическая зависимость $\frac{h_n}{h} = f\left(\frac{n_n}{n_n}\right)$ для

определения положения динамической оси потока, аналитическое выражение которой при описании распределения скорости по глубине через логарифмическую функцию имеет вид

$$\frac{h_n}{h} = 0,6 \lg \frac{n_n}{n_n} + 0,5; \quad (4.22)$$

2) получено выражение для расчета коэффициента шероховатости, осредненного для всего смоченного периметра (дна и нижней поверхности льда):

$$n = \frac{n_n}{1,67 \left[\left(0,6 \lg \frac{n_n}{n_n} + 0,5 \right)^{1,75} + \frac{n_n}{n_n} \left(0,5 - 0,6 \lg \frac{n_n}{n_n} \right)^{1,75} \right]}. \quad (4.23)$$

Формулы Синотина более обоснованы, чем ранее приведенные, однако и они имеют ряд недостатков, основными из которых являются:

1) они основаны только на данных экспериментов, полученных в узких напорных лотках, и нуждаются в проверке на натурном материале;

2) при проведении экспериментов не исключено влияние эффекта пространственности, так как эксперименты на гидравлической модели выполнялись при значениях $B/h = 3,12$, а на воздушной модели – при 5,3–5,4, вместе с тем, по данным Гончарова, этот эффект проявляется до значений $B/h = 10$;

3) как указывает автор формул, на характер зависимости (4.22) оказывает значительное влияние абсолютная величина коэффициента шероховатости, объясняя это влияние масштабным эффектом.

Расчетные формулы для определения значения осредненного (приведенного) коэффициента шероховатости могут быть использованы для двух целей:

1) для вычисления этого коэффициента, если известны коэффициенты шероховатости дна 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.

Р.А. Нежиховский, используя данные гидрометрических измерений на реках в зимний период, определял приведенные коэффициенты шероховатости водных потоков под ледяным покровом по формуле:

$$n = 0,63 \frac{h^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}}}{V}, \quad (4.24)$$

где h – средняя глубина потока до нижней поверхности льда. Далее он рекомендовал вычислять коэффициенты шероховатости n_n по формуле Сабанеева–Белоконя:

$$n_n = \left(2n^{\frac{3}{2}} - n_d^{\frac{3}{2}} \right)^{\frac{2}{3}}. \quad (4.25)$$

Обобщение результатов расчета коэффициентов шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова позволило Нежиховскому создать таблицу их значений в начале ледостава (табл. 4.1). Далее им был установлен параметр k (табл. 4.2) экспоненциальной функции

$$n_n = n_{n, \text{нач}} + (n_{n, \text{нач}} - 0,01)e^{-kt}, \quad (4.26)$$

позволяющей рассчитывать изменение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда в период ледостава.

Кроме таблиц Нежиховского имеются и другие таблицы для определения значений коэффициента n_n , в частности, широко используется табл. 4.3. При наличии таких таблиц расчет приведенного коэффициента шероховатости можно выполнять по одной из вышеприведенных формул, а расчет средних скоростей потоков под шуголедяным покровом – по формуле Шези.

Таблица 4.1

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова в начале ледостава (по Р.А. Нежиловскому)

Начальная толщина ледяного покрова, м	Шуголедяной покров образовался	
	из рыхлой шуги	из плотной (промерзшей) шуги
0,3	0,01	0,013
0,5	0,01	0,02
0,7	0,02	0,03
1,0	0,03	0,04
1,5	0,04	0,06
2,0	0,04	0,07

Таблица 4.2

Значения параметра k в формуле (4.26)

Характеристика метео- условий зимы	Характеристика ледяного покрова		
	попыней много	попыней немного	попыней нет
Суровая	0,005	0,010	0,020
Умеренная	0,023	0,024	0,025
Мягкая	0,050	0,040	0,030

Таблица 4.3

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности ледяного покрова рек (по П.Н. Белоконю и Г.К. Лоттеру)

№ п/п	Период ледостава	n_d
1	Первые 10 дней ледостава (первая–вторая декады декабря)	0,150–0,050
2	10–20-й день ледостава (последняя декада декабря и начало января)	0,100–0,040
3	20–60-й день ледостава (средняя декада января–первая декада февраля)	0,050–0,030
4	60–80-й день ледостава (конец февраля–начало марта)	0,040–0,015
5	80–110-й день ледостава (март)	0,025–0,010

Примечание. Верхние пределы указанных в таблице значений n_d применяются в расчетах, касающихся речных участков, где природные условия позволяют ожидать образования торосистого льда или появления шуги, а нижние пределы – для участков, на которых можно ожидать образования гладкого льда.

4.3. Гидравлические сопротивления потоку в период ледохода

Несмотря на то, что к концу ледостава коэффициент шероховатости ледяного покрова уменьшается до 0,008–0,012, касательное напряжение у нижней поверхности льда (τ_n) увеличивается весной из-за увеличения расхода воды и соответственно скорости течения. В какой-то момент оно превышает некоторое критическое значение, зависящее от толщины и прочности льда, и тогда река вскрывается, начинается ледоход.

Скорость отдельно плывущей льдины (V_n) больше скорости течения воды в окружающей ее части потока (V_0). Она может быть определена по следующему уравнению:

$$V_n = V_0 + \sqrt{\frac{\gamma_n d_n I}{f}}, \quad (4.27)$$

где γ_n – плотность льда; f – коэффициент общего сопротивления потока движению льдины.

При сплошной покрытости водной поверхности льдом сказывается влияние берегов, задерживающих движение льдин. В этом случае скорость движения льдин составляет 0,7–0,9 от скорости поверхностных слоев потока.

С помощью экспериментов В.И. Синотин установил, что при движении сплошного слоя льдин со скоростью, равной средней поверхностной скорости потока, этот слой не оказывает сопротивления движению воды.

4.4. Неравномерный поток при зажорах и заторах льда

Зажоры льда образуются при замерзании рек, на которых этот процесс развивается снизу вверх по течению. Затопы формируются весной на реках, вскрывающихся сверху вниз по течению. Они образуются на участках рек с малой пропускной способностью льда, но чаще всего у кромки прочного ледяного покрова. При некоторой критической скорости подхода льдин размером l к кромке льда

$$V_n > 0,187\sqrt{gl} \quad (4.28)$$

происходит их подныривание под эту кромку, а также торошение. В результате образуется многослойное скопление льдин, стесняющее живое сечение потока.

Поначалу из-за стеснения живого сечения потока льдом и повышенного гидравлического сопротивления, оказываемого нижней поверхностью скопления льдин, расход воды ниже скопления (Q_n) меньше расхода выше его (Q_v), благодаря чему формируется призма подпора. По мере дальнейшего развития затора расходы Q_n и Q_v выравниваются. Какая то часть воды фильтруется через скопление льдин, т.е.

$$Q = Q_n + 0,917 k_{\phi} \varepsilon d_{\text{ск}} \sqrt{I}, \quad (4.29)$$

где k_{ϕ} — коэффициент фильтрации воды через скопление с пористостью ε и толщиной $d_{\text{ск}}$.

При отсутствии значительной фильтрации расход воды под скоплением льдин и в зоне подпора одинаков. В этом случае имеем неравномерный водный поток с двумя зонами односторонних изменений гидравлических характеристик по его длине: 1) зону с ускоренным течением и формированием кривой спада и 2) зону с замедленным течением и водной поверхностью в форме кривой подпора.

При полном развитии зазора или затора изменение гидравлических характеристик потока происходит сравнительно медленно. Поэтому часто рассматривают квазистационарную задачу, т.е. на основе уравнения неравномерного движения, имеющего в конечных разностях следующий вид:

$$\frac{\Delta z}{\Delta x} = \frac{\bar{V}^2}{\bar{C}^2 \bar{R}}, \quad (4.30)$$

где $\bar{V}, \bar{C}, \bar{R}$ — средние на участке длиной Δx гидравлические характеристики.

Длина зажоров и заторов на больших реках составляет от нескольких километров до нескольких десятков километров, поэтому в их пределах имеет место заметное, а иногда весьма значительное изменение отметок водной поверхности. Для их расчетов, кроме уравнения (4.30), используются еще два уравнения:

$$\bar{z} = 2\bar{R} + 0,917\bar{d}_{\text{ск}}, \quad (4.31)$$

$$q = 2\bar{V}\bar{R}. \quad (4.32)$$

Уравнение (4.30) с учетом (4.32) можно записать следующим образом:

$$I = 2,5 \frac{(qn)^2}{\frac{10}{h^3}}, \quad (4.33)$$

если $\bar{R} = \frac{\bar{h}}{2}$, а $C = \frac{1}{R^6 n}$, тогда

$$q = 0,63 \frac{I^{\frac{1}{2}} h^{\frac{5}{3}}}{n}, \quad (4.34)$$

где $n = 0,707 n_d \sqrt{\left(\frac{n_l}{n_d}\right)^2 + 1}$.

По уравнениям (4.31) – (4.34) рассчитываются обычно расход воды по известным данным об уровне z , уклоне водной поверхности I и толщине скопления льдин $d_{\text{ск}}$ или толщина скопления льда и ширины по данным о расходе, уровне и уклоне. В последнем случае строятся опорные кривые

$$\frac{q^2}{\Delta z} = f(\bar{z}, \bar{d}_{\text{ск}}),$$

впервые предложенные для цели расчета толщины зазорных и заторных скоплений льда Б.В. Проскураковым и В.П. Берденниковым.

4.5. Зимний коэффициент

В гидрометрической практике для определения расхода воды по уровню большое распространение получил так называемый зимний коэффициент. Он был предложен в 1930 г. Коллупайло и используется в случаях как равномерного потока, так и неравномерного.

Запишем выражение для удельного расхода потока без льда при заданной отметке уровня воды z , соответствующем глубине $h + 0,917 d_n$:

$$q = C_n (h + 0,917 d_n) \sqrt{(h + 0,917 d_n) I_0},$$

где I_0 – уклон водной поверхности при открытом русле.

Аналогичное выражение записываем для расхода воды при наличии в русле льда и том же уровне воды z в лунке:

$$q_{\text{л}} = Ch \sqrt{\frac{hI}{2}}.$$

Отношение $\frac{q_{\text{л}}}{q}$ есть зимний коэффициент

$$K_{\text{зим}} = 0,707 \frac{C}{C_{\text{д}}} \sqrt{\frac{I}{I_0}} \left(\frac{h}{h + 0,917d_{\text{л}}} \right)^{\frac{3}{2}}. \quad (4.35)$$

Этот коэффициент уменьшается с увеличением степени стеснения русла льдом. Если русло свободно ото льда $K_{\text{зим}} = 1$. С начала устойчивого шугохода коэффициент $K_{\text{зим}}$ уменьшается от 1 в последний день открытого русла до соответствующих значений в первые дни ледостава (0,3–0,4). Затем он увеличивается в период ледостава за счет размыва скоплений шуги под ледяным покровом до 0,6. После вскрытия реки в случае образования затора коэффициент $K_{\text{зим}}$ уменьшается до 0,2, затем возрастает до 0,7 при густом ледоходе и далее до 1.

4.6. Неустановившийся поток под ледяным покровом

Необходимость решения задачи о неустановившемся движении воды под ледяным покровом возникает в нижних бьефах гидроузлов в связи с суточным регулированием стока воды в реках, а также при прорывах заторов льда. При этом наиболее важным является определение расстояния от места возникновения волны до створа, где ее высота уменьшается до отметки начала затопления той или иной освоенной человеком территории, прилегающей к реке. Такой случай соответствует перемещающейся вниз по течению отрицательной (снижение уровня) прямой волне. Скорость распространения волны в русле с ледяным покровом

$$W = (V + \sqrt{gR}) \approx \left(V + \sqrt{\frac{gh}{2}} \right). \quad (4.36)$$

Расчет неустановившегося движения сводится к нахождению отметки $z = h + 0,917d_n$ (или глубины подо льдом h) в виде зависимости:

$$z = f(x, t),$$

где x — продольная координата, t — время.

Для расчета используется уравнение динамического продольного равновесия Сен-Венана:

$$I = I_0 - \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\alpha_B}{g} \left(\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{V^2}{C^2 R}, \quad (4.37)$$

где α_B — коэффициент Буссинеска, учитывающий неравномерность распределения скорости по поперечному сечению ($\alpha_B \approx 1$). Поскольку $\frac{V^2}{C^2 R} \approx I_0$, то

$$\frac{g}{\alpha_B} \frac{\partial z}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial t} = 0. \quad (4.38)$$

Еще одно расчетное уравнение — это уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial z}{\partial t} + V \frac{\partial z}{\partial x} + z \frac{\partial V}{\partial x} = 0. \quad (4.39)$$

В реках изменения скорости течения воды во времени и по длине потока относительно небольшие, т.е. $\frac{\partial V}{\partial t} \approx 0$ и $\frac{\partial V}{\partial x} \approx 0$. Тогда, исключая $\frac{\partial V}{\partial t}$ и $\frac{\partial V}{\partial x}$ из уравнений (4.38) и (4.39), получаем

$$g(1 - Fr) \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{V}{z} \frac{\partial z}{\partial t} = 0,$$

где $Fr = \frac{V^2}{gz}$ — число Фруда.

В начальной стадии развития волны $Fr \approx 0$ и $\frac{\partial z}{\partial t} \approx 0$.

Если уклон фронтального участка волны $I_0 - I = \frac{\partial z}{\partial x}$ в процессе ее перемещения вниз по течению реки неизменен, то ускорение спада уровня воды

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = g(1 - Fr) \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)^2,$$

а общий спад уровня от начального момента $t = 0$

$$\delta z = g(1 - Fr) K t^2, \quad (4.40)$$

где $K = I_0 - I = \frac{\partial z}{\partial x} = \text{const}$. В реальных условиях коэффициент K изменяется, поэтому волна в ходе ее перемещения вниз по течению становится более полой и затухает быстрее, чем в соответствии с уравнением (4.40).

Для величины спада уровня на отрезке Δx можно написать следующее выражение:

$$\Delta z = \frac{\Delta q}{W - 2\sqrt{gR}} - \frac{\bar{q}^2}{C^2 \bar{h}^2 \bar{R}} \Delta x, \quad (4.41)$$

где $\frac{\bar{q}^2}{C^2 \bar{h}^2 \bar{R}}$ – падение, необходимое для пропуска уменьшающегося по мере прохождения вниз по реке расхода q на участке

$$\Delta x = W \Delta t. \quad (4.42)$$

Уравнения (4.41) и (4.42) можно рассматривать как линейные уравнения системы координат z , q и x , t . В них $(W - 2\sqrt{gR})^{-1}$ и W – угловые коэффициенты, а $\frac{q^2}{C^2 \bar{h}^2 \bar{R}}$ – свободный член. С их помощью рассчитываются координаты кривых

$$\frac{\bar{q}^2}{C^2 \bar{h}^2 \bar{R}} = f(z_{\text{нач}}),$$

где $z_{\text{нач}}$ — уровень воды в начале участка. Эти кривые и служат для построения продольного профиля водной поверхности в условиях неустановившегося режима потока под ледяным покровом.

Расчет по формулам (4.41) и (4.42) ведется последовательно от створа гидроузла или места прорыва затора. Кроме уровня $z_{\text{нач}}$ в начальном створе в момент $t = 0$ должен быть известен расход воды в этом створе. Определение его в случае прорыва затора связано с определенными трудностями. Ориентировочно его можно рассчитать, исходя из схемы водослива с широким порогом:

$$q_{\text{нач}} = 0,75\delta z^{\frac{3}{2}},$$

где δz — перепад уровня между верхним и нижним бьефами затора.

При расчете взаимодействия длинных волн в руслах рек со сплошным ледяным покровом следует различать два случая:

- 1) ледяной покров сmerzся с берегами;
- 2) ледяной покров свободно плавает на поверхности воды.

В последнем случае предусматривается учет упругих и прочностных свойств ледяного покрова и возможность его разрушения.

Благодаря наличию полыньи в нижнем бьефе гидроузла и выше затора, даже если примерзает ледяной покров к берегам, в рассмотренных случаях можно исключить напорное движение воды подо льдом и принять, что давление по глубине потока изменяется так же, как и при открытом русле, т.е. по гидростатическому закону.

4.7. Напорный поток подо льдом

На реках напорный поток наблюдается в случае образования наледей речных вод. Наледи речных вод — это результат временного несоответствия расходов воды и пропускной способности русла. Чаще всего формирование наледей происходит, когда сокращение живого сечения вследствие нарастания ледяного покрова опережает его условное сокращение вследствие зимнего уменьшения расхода воды. В итоге избыток воды изливается на поверхность ледяного покрова и даже прилегающую к реке местность, постепенно превращаясь в наледь.

Опережающее нарастание толщины ледяного покрова по сравнению с интенсивностью уменьшения расхода воды приводит к возникновению напорного движения подледного потока. При этом

пьезометрический уровень воды может существенно превышать уровень верхней поверхности льда. Та часть напора, которая обусловлена реакцией водного потока на его стеснение, носит название «добавочный напор» (Δh). Он численно равен разности глубин потока при отсутствии напора и с напором.

Если удельный расход воды для подледного потока при отсутствии напора

$$q = Ch \sqrt{I_0 \frac{h}{2}}, \quad (4.43)$$

то при наличии напора для участка длиной L

$$q_n = \bar{C} \bar{h} \sqrt{I_0 \frac{\bar{h}}{2}}, \quad (4.44)$$

где $\bar{C}$ и $\bar{h}$ – приведенный коэффициент Шези ($\text{м}^{0.5}/\text{с}$) и глубина водного потока подо льдом (м), осредненные для участка L .

Из формул (4.43) и (4.44) получается, что уклон водной поверхности при изменении гидравлических характеристик в результате нарастания льда

$$I = \left(\frac{C}{\bar{C}} \right)^2 \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^{3/2} \left(\frac{q_n}{q} \right)^2 I_0 \quad (4.45)$$

Выражение для гидравлического уклона I в условиях наледи можно записать и следующим образом:

$$I = I_0 + \frac{\Delta h}{L}. \quad (4.46)$$

Тогда из (4.45) и (4.46) можно получить, что приращение напора на участке длиной L

$$\Delta h = I_0 L \left[\left(\frac{q_n C}{q \bar{C}} \right)^2 \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^{3/2} - 1 \right]. \quad (4.47)$$

Из формулы (4.47) следует, что приращение напора при изменении гидравлических характеристик подледного потока зависит от базового продольного уклона русла I_0 .

В случае жесткой модели ледяного покрова приращение напора по длине реки должно привести к тому, что в каком-нибудь створе добавочный напор достигнет значения, достаточного для разрушения ледяного покрова и излива воды. При этом уровень верхней поверхности наледи не превышает пьезометрического уровня воды на участке, расположенном выше стеснения русла льдом.

4.8. Распространение примесей в подледных потоках

Проблема загрязнения вод, вызванного авариями на очистных сооружениях, нефтеналивных судах, нефтепроводах, становится все более актуальной. Поэтому решение проблемы распространения примесей подо льдом занимает одно из первых мест в ряду исследований экологических последствий таких аварийных ситуаций. Особенности режима рек в нашей северной стране характеризуются наличием ледяного покрова на протяжении значительной части года и небольшим стоком воды в зимний период, что очень неблагоприятно сказывается на экологии водотоков в случае аварий.

Для расчета разбавления примесей в реках используется уравнение турбулентной диффузии вещества, которое при отсутствии значительных поперечных скоростей в потоке ($V_y \approx V_z \approx 0$), неиз-

менности процесса разбавления во времени ($\frac{\partial s}{\partial t} = 0$) и равенстве

нулю гидравлической крупности примеси ($U_s = 0$) имеет следующий вид:

$$V \frac{\partial s}{\partial x} = \frac{g}{\gamma} A \left(\frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} \right), \quad (4.48)$$

где s – концентрация внесенного в поток вещества, в кг/м^3 ; A – коэффициент турбулентного обмена, который является характеристикой условий перемешивания масс воды в реке. Его определяют по эмпирическим формулам, например,

$$A = \frac{\gamma h V}{C^2}.$$

По данным исследований Е.И. Дебольской, при переходе реки к ледоставному режиму отношение поперечного переноса примеси к продольному может увеличиваться и служить причиной расширения струи загрязняющих веществ.

Одним из главных загрязнителей рек являются нефтепродукты.

Плотность основных фракций нефти (γ_s) находится в пределах от 8140 до 8980 Н/м³. Плотность воды (γ) равна 9180 Н/м³. Из формулы гидравлической крупности для турбулентного режима В.Н. Гончарова

$$U_s = 33,1 \sqrt{\frac{(\gamma_s - \gamma)d}{\gamma}}$$

следует, что в случае попадания нефти в поток подо льдом она будет всплывать и скапливаться у нижней поверхности ледяного покрова, если скорость течения воды в верхней части потока меньше начальной скорости отрыва нефти ото льда. Значения последней находятся в пределах от 0,15 до 0,25 м/с.

5. ИЗГИБ И ДЕЛЕНИЕ РУСЛОВОГО ПОТОКА

5.1. Изгиб руслового потока

Центростремительное и кориолисово ускорения, их влияние на течения воды в открытых руслах. Принцип отражения и возможность его применения к расчету полей скоростей руслового потока на изгибе

Криволинейные в плане русла – наиболее распространенный в природных условиях тип русел. В частности, при типе руслового процесса – меандрирование (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.

Как вытекает из анализа опубликованных работ, в настоящее время насчитывается более 40 гипотез, трактующих причины меандрирования речных русел. Большая их часть имеет лишь исторический, познавательный интерес. Поэтому не будем выполнять их детальный анализ, тем более что в основу многих гипотез положены русловые деформации, анализ которых приводится в дисциплине «Русловые процессы». Здесь же ограничимся рассмотрением тех из них, которые имеют значение в настоящее время. Так, Р.С. Чалов предлагает в качестве таковых рассмотреть только три гипотезы.

Первая из них – «Гипотеза первичного толчка». Ее суть заключается в том, что прямолинейное движение нарушается каким-либо естественным или искусственным выступом, расположенным на берегу или на дне русла (выходы горных пород, конус выноса оврага или притока и др.). Отклонение струй потока обязательно приводит к размыву противоположного берега и возбуждению поперечных, циркуляционных течений. Последние способствуют дальнейшему изгибу потока. Действительно, такого рода излучины нередко встречаются в природных условиях. Однако данная концепция не может считаться всеобъемлющей, так как она не в состоянии объяснить регулярность (многократное повторение) излучин. Кроме того, анализ натурной информации показал, что в большинстве слу-

чаев излучины возникают на широких поймах при отсутствии каких-либо препятствий.

Вторая гипотеза основана на принципе «минимума диссипации энергии». Фактически эта гипотеза основана на принципе саморегулирования, направленного на минимизацию потерь энергии. «Меандры – та форма русла, при которой река совершает минимальную работу. Следовательно, это наиболее вероятная форма, которую может принять русло реки».

Сторонники этой гипотезы отмечают, что на прямолинейных участках русел потери энергии на перекатах значительно превышают таковые на плесах. На излучинах эти потери распределены более равномерно благодаря увеличению сопротивлений на изгибах русла. Поэтому формирование меандров отражает не только стремление к минимизации потерь энергии, но и приводит к их выравниванию по длине потока. В то же время Н.И. Маккавеев считает, что в этой гипотезе имеется и противоречие. Так, с одной стороны, для уменьшения потерь энергии и эрозионной работы река должна искривляться, а с другой, прямое направление является наиболее выгодным. По-видимому, эту проблему необходимо рассматривать комплексно с учетом не только жидкого стока, но и транспорта наносов.

Третья гипотеза основана на том, что меандрирование является отражением присущей потоку неустойчивости прямолинейного движения в самых различных средах: твердой (русловые потоки, потоки талых вод на поверхности ледников), жидкой (меандрирование морских течений), воздушной (движение атмосферных фронтов).

Даже такой краткий анализ основных гипотез меандрирования свидетельствует о недостаточности наших знаний по этой проблеме и необходимости комплексного подхода к ее решению, основанному не только на учете морфометрических и других характеристик русла и поймы, гидравлических характеристик русловых и пойменных потоков, но и процессов, происходящих в бассейнах рек. Последние определяют не только поступления жидкого стока в русла рек, но и сток наносов.

Рассмотрим некоторые общие принципы движения воды на криволинейном участке.

При рассмотрении ускоренного движения тела в соответствующей ускоренной системе отсчета, кроме обычных сил, следует 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 обеспечивает ее движение.

Основной сложностью, препятствующей созданию теории движения потоков на повороте русел, а следовательно, и методики расчета их параметров, является недостаточность наших 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 конце прошлого века была доведена до практической реализации при расчете деформации 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 углом отражения выполняется неукоснительно. Заглубление отраженной струи будет тем меньше, чем больше величина отношения 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, как правило, выполнялись на моделях одиночного изгиба руслового потока ограниченной ширины. Отношение ширин 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, эти соотношения достигают величин нескольких десятков, а иногда и сотен. Поэтому при разработке теоретических схем и расчетных зависимостей необходимо учитывать влияние масштабного эффекта.

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 180° (рис. 5.1). Измерение скоростей и других параметров потоков на таких установках выполнялось на ограниченном числе створов (обычно через $20\text{--}45^\circ$), и только Т.И. Яковлевой были выполнены более детальные исследования полей скоростей. Измерительные створы в ее экспериментах располагались через $5\text{--}10^\circ$. 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. 5.1,а). Анализ данных экспериментов позволил ему сделать вывод о том, что поток преодолевает изгиб с наименьшей затратой энергии (на дополнительные сопротивления) и называть его нерабочим изгибом потока.

Следует также отметить экспериментальные исследования А. Шукри, вскрывшего ряд закономерностей поведения потока на изгибе и обосновавшего введение понятия "основной створ". Натурные исследования крайне ограничены. В качестве примера можно привести измерения параметров потоков на одиночных изгибах р. Десны с углом поворота 180° , и р. Снови с углом поворота 90° , выполненные под руководством И.Л. Розовского, и на излучине р. Оредеж (с углом поворота 90°), выполненные сотрудниками

РГГМУ, 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 выше его (см. рис. 5.1).

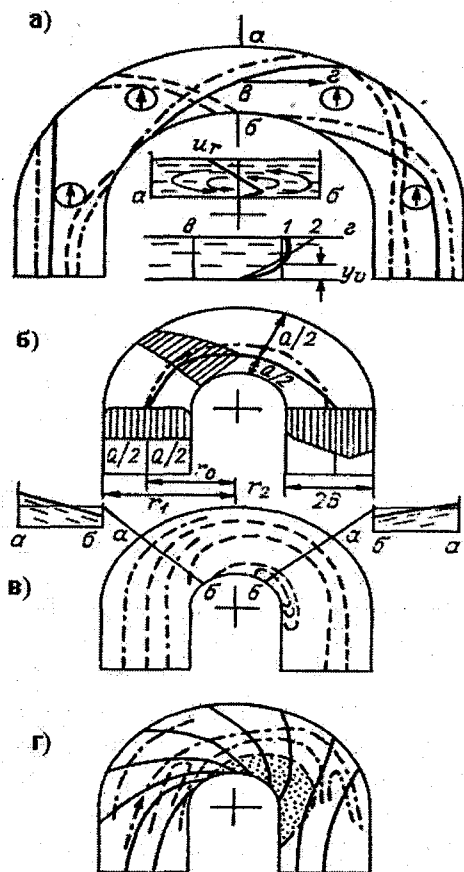


Рис. 5.1. Схема движения потока на одиночном изгибе русла.

а – движение струй и циркуляционные течения, б – эпюры распределения скоростей по ширине потока, в – план течения поверхностных струй, г – то же, донных.

Лабораторные и натурные исследования свидетельствуют о трансформации полей продольных скоростей. В первой половине изгиба максимум скоростей смещается к выпуклому берегу (рис. 5.1,б). 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. 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, но с учетом трения о дно и боковые стенки изменяется в зависимости от полного угла поворота русла (α). Им же установлена графическая зависимость $\varphi = f(\alpha, C)$.

Несколько позднее 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 (β) зависят от угла поворота (α), кривизны изгиба (r/B), числа Re и других факторов:

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

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 скорость $U_r = U_n \operatorname{tg} \theta$, где U_n — скорость потока нормальная к гидроствору.

Как правило, поперечную скорость подразделяют на две составляющие: скорости циркуляции и смещения. Проекции циркуляционных течений на профиль поперечного сечения образуют замкнутый цикл (рис. 5.1,а).

Причем суммарный перенос масс жидкости циркуляционными течениями из одной половины сечения в другую всегда равен нулю. Интенсивность циркуляционных течений изменяется по длине изгиба. Они возникают на входном створе, достигают максимальных

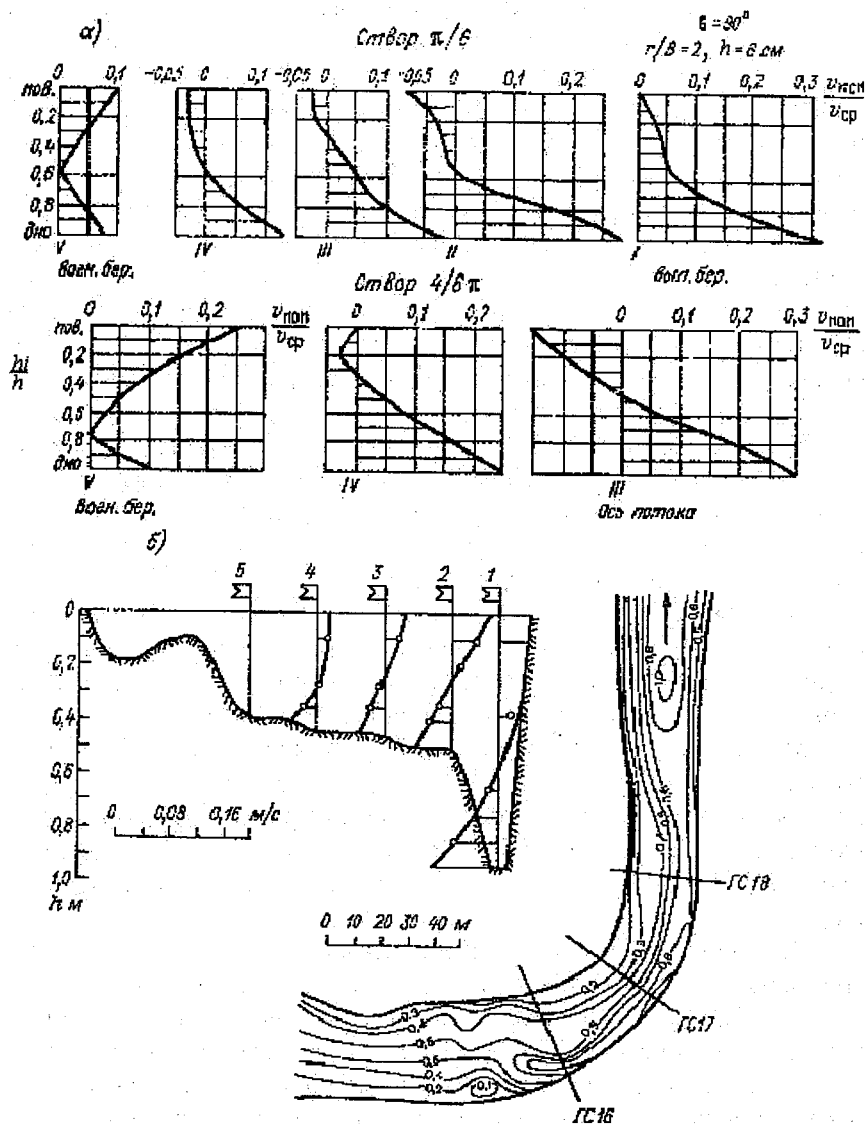


Рис. 5.2. Эпюры распределения поперечных скоростей по глубине потока.
 а – данные лабораторных измерений на установке с одиночным изгибом русла и углом поворота 90° и $r/B = 2$; б – план участка р. Снови и эпюры распределения поперечных скоростей на гидростворе.

значений в центральном створе (для изгиба с углом поворота $\alpha = 180^\circ$) 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. Величина и направление скоростей смещения изменяются по длине изгиба.

Характер этих изменений сложный и недостаточно изучен. Он зависит от угла поворота и кривизны изгиба, коэффициента Шези, числа Рейнольдса и других характеристик. В качестве примера на рис. 5.2,а и 5.2,б приведены поля поперечных скоростей на одиночном изгибе с углом поворота $\alpha = 90^\circ$ по лабораторным (рис. 5.2,а) и натурным (рис. 5.2,б) данным.

На изгибе русла возникает перекося водной поверхности, обусловленный влиянием центробежных сил. При этом уровень воды у внешнего берега значительно превышает уровень воды у внутреннего. Значения поперечного уклона могут даже превышать продольный уклон водной 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. 5.1, в, г).

Меньше 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 РГТУ на модели сложного изгиба русла, представленного на рис. 5.3.

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) с уже 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 № 8).

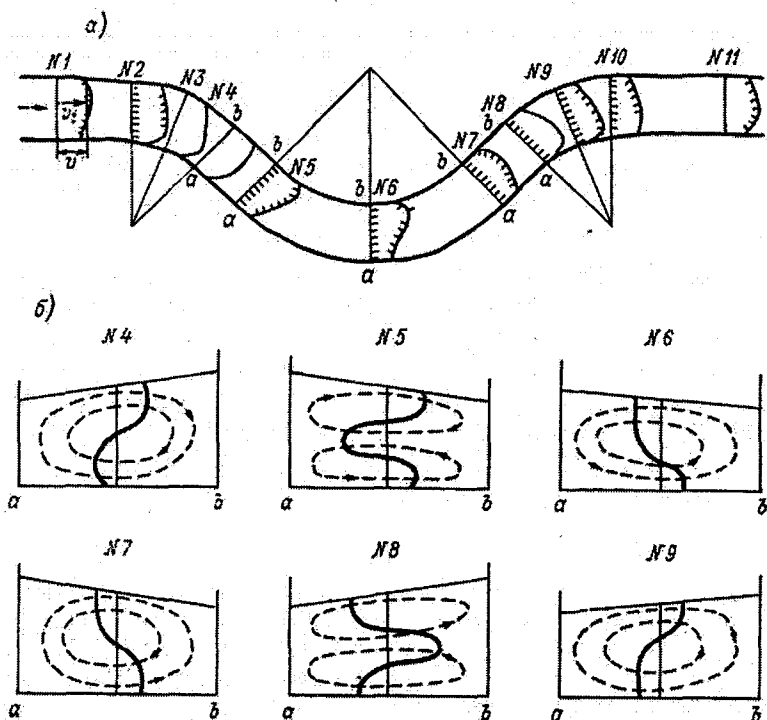


Рис. 5.3. Эпюры распределения продольных (а) и циркуляционных (б) скоростей по ширине и глубине потока на сложном изгибе русла.

Таким образом, каждый предыдущий изгиб как бы «подготавливает» поле продольных скоростей потока в соответствии с закономерностями его распределения на последующем изгибе.

Значительно сложнее трансформация поперечных, циркуляционных течений. Возникая на входном створе первого изгиба из-за инерционности течений, винт циркуляции, постепенно затухая, сохраняется не только на прямолинейном участке, но даже и на последующем изгибе. Это приводит к тому, что на каждом последующем изгибе русла наблюдается двухвинтовая циркуляция (рис. 5.3). Циркуляционные течения, направления которых соответствуют преды-

дущему 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 изгибов русла с углами поворотов в 50° , 90° и 50° . Из-за отсутствия исходной информации невозможно сделать выводы о трансформации поперечных скоростей при других углах поворота, особенно при их значениях, близких к 180° . 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.

Продольные 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, основанный 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. 5.4 приведено распределение средних скоростей на вертикалях по длине изгиба при углах поворота 135° и 180° . Однако эта методика имеет ограниченное применение, так как характер изменения скоростей зависит не только от расположения расчетного створа, но и от кривизны изгиба, ширины русла, коэффициента Шези и других параметров, что значительно осложняет решение задачи.

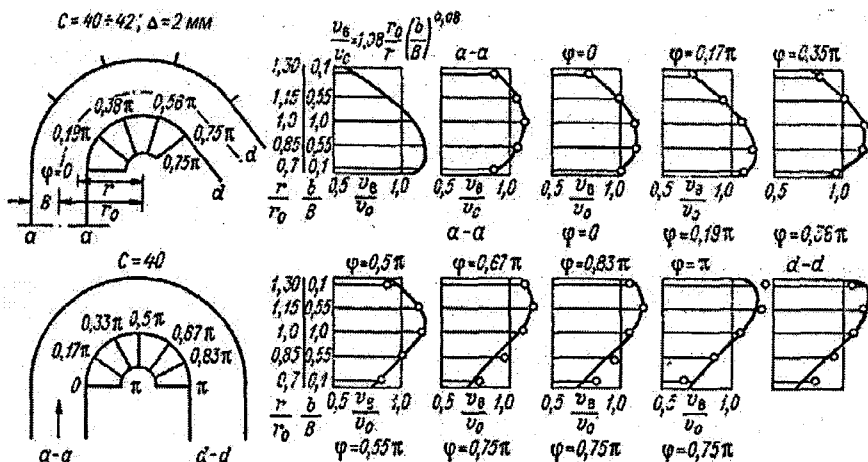


Рис. 5.4. Распределение средних скоростей на вертикалях по ширине и длине одиночного изгиба при углах поворота 135° и 180° ; φ – угол между входным и расчетным створами.

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 А.Я. 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 ($\omega_x, \omega_y, \omega_z$); 2) движение является продольно-винтовым ($u_x/\omega_x = u_y/\omega_y = u_z/\omega_z$). Детальный вывод приведен в разд. 1.4.

Допуская также, что частицы жидкости движутся по криволинейным траекториям в системе отсчета, перемещающейся вместе с потоком, Гончаров выделяет в нем элементарный объем $\Delta W = \Delta y \Delta r \Delta \theta$ и рассматривает его равновесие под действием центробежной силы инерции и центростремительной силы, обусловленной перепадом давления (в цилиндрической системе координат).

Принимая $F_{цб} = \rho \Delta y \Delta r \Delta \theta \frac{V^2}{r}$ и $F_{цс} = \rho g \frac{\partial y}{\partial r} \Delta y \Delta r \Delta \theta$, он получает для установившегося движения ($F_{цб} = F_{цс}$)

$$\frac{\partial y}{\partial r} - \frac{V^2}{gr} = 0. \quad (5.1)$$

Полная удельная энергия в произвольно выбранном сечении равна

$$y + \frac{P}{\rho g} + \frac{V^2}{2g} = \text{const}. \quad (5.2)$$

На поверхности потока давление P постоянно и равно атмосферному. После дифференцирования (5.2) получается

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

Решая совместно (5.1) и (5.2) 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 изгиба и только с учетом поправки на трение о боковые стенки, которую автор методики рекомендует применять в следующем виде:

$$V = 1,08 \frac{V_0 r_0}{r} \left(\frac{b}{B} \right)^{0,08}, \quad (5.3)$$

где 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 $V = 1,08 V_0$. Поэтому Яковлева предлагает вместо скорости V использовать соответствующие средние на вертикалях скорости, но на прямолинейном участке (V_{ni}), т.е. $V = (V_{ni} r_0)/r$.

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), совмещаем 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. $\frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} = 0$. 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:

$$\frac{\partial U_r}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_r}{\partial z} - \frac{U_\theta^2}{r} = R - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} +$$

$$\begin{aligned}
& + \nu \left(\frac{\partial^2 U_r}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_r}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_r}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial r} - \frac{2}{r^2} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} - \frac{U_r}{r^2} \right); \\
& \frac{\partial U_\theta}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_\theta}{\partial z} + \frac{U_r U_\theta}{r} = \theta - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \theta} + \\
& + \nu \left(\frac{\partial^2 U_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{2}{r^2} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} - \frac{U_\theta}{r^2} \right); \\
& \frac{\partial U_z}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_z}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_z}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_z}{\partial z} = \\
& = Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \nu \left(\frac{\partial^2 U_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_z}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_z}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_z}{\partial r} \right); \\
& \frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial U_z}{\partial z} + \frac{U_r}{r} = 0. \tag{5.4}
\end{aligned}$$

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 имеют 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 0. Учитывая, что $\nu \neq 0$, получаем:

$$\left(\frac{\partial^2 U_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial r} - \frac{U_\theta}{r} \right) = 0. \tag{5.5}$$

Фактически такой путь преобразования привел к дифференциальным уравнениям типа уравнений Эйлера. Все параметры потока изменяются только по r , поэтому после интегрирования (5.5) получим

$$U_\theta = c_1 r + \frac{c_2}{r}.$$

Применив 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

$$V_i = c_1 r + \frac{c_2}{r}. \quad (5.6)$$

Здесь c_1 и c_2 — постоянные интегрирования. При $c_1 = 0$ и $c_2 > 0$ получим «закон площадей», а 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 (5.6) имеется ряд полуэмпирических уравнений, полученных различными авторами на основе анализа экспериментальных данных, которые могут быть представлены в виде: $V_i = c r^m$, где m — переменный показатель степени.

В 1931 г. В.М. Маккавеев разработал систему уравнений движения и неразрывности для турбулентных потоков. Были 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:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U_r}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_r}{\partial z} - \frac{U_\theta^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} + \\ & + \nu_r \left(\frac{\partial^2 U_r}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_r}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_r}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial r} - \frac{2}{r^2} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} - \frac{U_r}{r^2} \right) + \\ & + 2 \frac{\partial \nu_T}{\partial r} \frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \nu_T}{\partial \theta} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} + \frac{\partial U_\theta}{\partial r} - \frac{U_\theta}{r} \right) + \frac{\partial \nu_T}{\partial z} \left(\frac{\partial U_z}{\partial r} + \frac{\partial U_r}{\partial z} \right); \quad (5.7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial U_\theta}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_\theta}{\partial z} + \frac{U_r U_\theta}{r} = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \theta} + \\
& + \nu_\tau \left(\frac{\partial^2 U_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{2}{r^2} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} - \frac{U_\theta}{r^2} \right) + \\
& \frac{\partial v_\tau}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} + \frac{\partial U_\theta}{\partial r} - \frac{U_\theta}{r} \right) + \frac{2}{r} \frac{\partial v_\tau}{\partial \theta} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + \frac{U_r}{r} \right) + \\
& + \frac{\partial v_\tau}{\partial z} \left(\frac{\partial U_\theta}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_z}{\partial \theta} \right); \tag{5.8}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial U_z}{\partial t} + U_r \frac{\partial U_z}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_z}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_z}{\partial z} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \\
& + \nu_\tau \left(\frac{\partial^2 U_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U_z}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 U_z}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_z}{\partial r} \right) + \frac{\partial v_\tau}{\partial r} \left(\frac{\partial U_z}{\partial r} + \frac{\partial U_r}{\partial z} \right) + \\
& \frac{1}{r} \frac{\partial v_\tau}{\partial \theta} \left(\frac{\partial U_\theta}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_z}{\partial \theta} \right) + 2 \frac{\partial v_\tau}{\partial z} \frac{\partial U_z}{\partial z}; \tag{5.9}
\end{aligned}$$

$$\frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{U_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial U_z}{\partial z} = 0. \tag{5.10}$$

Здесь r, θ, z – цилиндрические координаты точки; U_r, U_θ, U_z – проекции вектора скорости на оси координат; $\nu_\tau = A/\rho$ – кинематический коэффициент турбулентной вязкости.

Используя эти уравнения и приняв ряд допущений, В.М. Маккавеев, А.К. Анамян, И.Л. Розовский и другие исследователи предложили их решения 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 разделил поток на отдельные струйки и к каждой из них применил уравнение Бернули в виде

$$\frac{V_0^2}{2g} = \frac{V_\theta^2}{2g} + \Delta h,$$

где V_0 – средняя на вертикали скорость перед закруглением;

$\Delta h = \int \frac{V_i^2}{gr} dr + c_1$ – повышение уровня свободной струи при входе в закругление.

После преобразований он получил

$$V_\theta = \frac{1}{r} \sqrt{\int r^2 \frac{d(V_0^2)}{dr} dr + c_2}.$$

Постоянную c_2 Розовский предлагает определять из условий неразрывности.

Для расчета скоростей на втором участке, расположенном на закруглении, Розовский использовал уравнения (5.8) и (5.10) и, введя ряд допущений (режим потока установившийся и др.), получает:

$$U_r \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + U_z \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{U_r U_\theta}{r} = g I_\theta + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_\tau \frac{\partial U_\theta}{\partial z} \right);$$

$$\frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{U_r}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial U_z}{\partial z} = 0. \quad (5.11)$$

Далее, интегрируя эти уравнения с учетом логарифмической формулы, описывающей распределение скоростей по глубине потока, он получает:

$$\frac{0,75\sqrt{g}}{\aleph^3 C r} \frac{\partial}{\partial r} (r V^2 h^2) + \frac{1}{r h} \frac{\partial}{\partial \theta} (r V^2 h^2) = g I_\theta h - \frac{g}{C^2} r V^2, \quad (5.12)$$

где $\aleph$ – постоянная Кармана; C – коэффициент Шези; I – уклон водной поверхности потока; $1/r$ – кривизна струй; V – средняя скорость потока на прямолинейном участке.

Распределение скоростей по этой формуле может быть получено, если известно распределение скоростей по ширине потока на прямолинейном участке, предшествующем изгибу. При решении уравнения (5.12) применяются приближенные методы интегрирования.

Для третьего участка, выхода из закругления, где поперечный уклон водной поверхности отсутствует, а также на основе применения уравнения Бернулли к отдельным струйкам потока имеем

$$V = \sqrt{V_{\theta}^2 + 2 \int \frac{V_{\theta}^2}{r} dr + c} . \quad (5.13)$$

Постоянная c определяется из условий неразрывности.

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.

Поперечные течения и поперечный уклон на изгибе русла

Рассмотрим установившееся течение идеальной жидкости в круговом канале прямоугольного сечения с горизонтальным дном. Линии тока в этом канале будут представлять концентрические 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 $I_r = \frac{\partial h}{\partial r}$, получаем $I_r = \frac{V^2}{gr}$.

Приняв распределение скоростей на изгибе по закону площадей, получим выражение для поперечного уклона:

$$I_r = \frac{V_0^2 r_0^2}{gr_i^3} .$$

Эта формула, выведенная при пренебрежении трением, дает удовлетворительные результаты и при применении к реальным потокам (в начале поворота).

При необходимости учета трения в эту формулу вводится эмпирический коэффициент $\alpha < 1$. С его учетом получим выражение для приближенного расчета поперечного уклона в виде

$$I_r = \alpha \frac{V_0^2 r_0^2}{g r_i^3}. \quad (5.14)$$

Следует отметить, что немногочисленные измерения поперечных уклонов водной поверхности, выполненные на реках, особенно в паводочный период, показывают, что величины этих уклонов могут превышать соответствующее значение продольных уклонов.

Если перейти от рассмотрения идеальной жидкости к реальной, то в силу изменения тангенциальных скоростей вдоль вертикали центростремительное ускорение, сообщаемое частицам жидкости, также изменяется по глубине потока. Поскольку градиент давления во всех точках данной вертикали один и тот же, то 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 подразделить 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. Выше на рис. 5.2, б было приведено распределение поперечных скоростей по данным измерений Розовского на повороте русла с углом близким к 90° на р. Снови.

В качестве примера аналитических методов расчета поперечных скоростей на изгибе русла, рассмотрим методику Розовского, также

основанную на решении системы уравнений (5.7)–(5.10). Рассматривая простейший случай криволинейного движения жидкости в широком канале со свободной поверхностью, стенки которого очерчены в плане по дугам концентрических окружностей, считая движение установившимся, дно канала плоским и горизонтальным и заменяя действительное распределение скоростей логарифмическим законом, Розовский после упрощений получает следующую систему:

$$U_r \frac{\partial U_r}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_r}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_r}{\partial z} - \frac{U_\theta^2}{2} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial U_r}{\partial z} \right) - g I_r; \quad (5.15)$$

$$U_r \frac{\partial U_\theta}{\partial r} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + U_z \frac{\partial U_\theta}{\partial z} + \frac{U_r U_\theta}{r} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial U_\theta}{\partial z} \right) + g I_\theta. \quad (5.16)$$

Уравнение неразрывности при этих допущениях принимает вид (5.11). Даже в таком упрощенном виде система уравнений исключительно сложная, и для ее решения Розовский вынужден сделать еще одно допущение, принять $\nu_T = \text{const}$. С учетом этого допущения им получено следующее уравнение для расчета скоростей поперечной циркуляции:

$$U_r = \frac{V}{\aleph^2} \frac{h}{r} \left[F_1(\eta) - \frac{\sqrt{g}}{\aleph C} F_2(\eta) \right], \quad (5.17)$$

где $F_1(\eta) = \int \frac{2 \ln \eta}{\eta - 1} d\eta$; $F_2(\eta) = \int \frac{\ln^2 \eta}{\eta - 1} d\eta$; $\eta = 1 - \frac{z}{h}$; $\aleph$ – постоянная

Кармана. Функции $F_1(\eta)$ и $F_2(\eta)$ приведены Розовским в графической форме.

Выполнив 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:

$$U_r = \frac{1}{3} V \frac{h}{r} \frac{m^2}{g} \left\{ \left(1 - 0,067 \frac{m}{C} \right) \left[(2\eta - \eta^2)^2 - \frac{8}{15} \right] + \frac{8m}{45C} [3(\eta - 1)^2 - 1] \right\}. \quad (5.18)$$

Здесь m – параметр Базена.

Близкое к этому решение, но несколько отличным способом, получено К.В. Гришаниным.

Фактически уравнение (5.18) дает возможность рассчитывать распределение скоростей циркуляции по глубине потока на осевой вертикали, где, как показали исследования Гончарова, Гришанина и других авторов, оно весьма близко к линейному.

5.2. Расчет параметров потоков при их делении

Деление потоков широко распространено в природных условиях, например, в дельтах рек, при русловых процессах типа пойменной или русловой многоруканности. Довольно часто с ним встречаются при гидротехническом строительстве и водохозяйственном использовании водотоков, в частности, при строительстве водозаборов, судоходных прорезей, спрямляющих излуины, при лесосплаве и в 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:

$$Q = \sum Q_i = \sum F_i V_i = F_1 C_1 \sqrt{h_1 I_1} + F_2 C_2 \sqrt{h_2 I_2} + \dots \quad (5.19)$$

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. 5.1). Как видно из таблицы, при делении расхода воды примерно на две равные части, в отвод поступает почти весь расход наносов. Причем его величина практически не зависит от угла отвода. Аналогичная картина наблюдается и при делении потоков в натурных условиях.

Рассмотрим причины этого явления. При делении потоков происходит изгиб струй и сжатие отделяющегося потока. Как указано в начале раздела 5, изгиб потока сопровождается образованием поперечных течений. Верхняя ветвь этого развивающегося на изгибе вторичного течения отклоняет поверхностные струи от входа в боковой отвод. Нижняя же 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, чем поверхностных (B_n). 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 русла.

Таблица 5.1

Результаты опытов Г. Булле

Угол отвода θ , градусы	Расходы воды ($10^{-3} \text{ м}^3/\text{с}$)		Q_v/Q , %	Расход наносов в отводе от полного расхода наносов, %
	до разделения Q	в отводе Q_v		
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

Рассмотрим и обобщим основные итоги экспериментальных исследований деления потоков в лабораторных условиях.

1. В месте деления потока происходит сложная деформация свободной поверхности (рис. 5.5). Минимальное значение уровней наблюдается несколько выше места деления потока. В зоне его

расширения (из-за деления) происходит подъем уровня, который заканчивается несколько ниже конца отвода.

2. За верхней гранью отвода в нем возникает водоворотная зона. Второй водоворот возникает в основном русле ниже отвода у противоположного берега. Следует отметить, что в натурных условиях в зоне водоворота наблюдается интенсивное отложение наносов и, как следствие, размыв противоположного берега отвода.

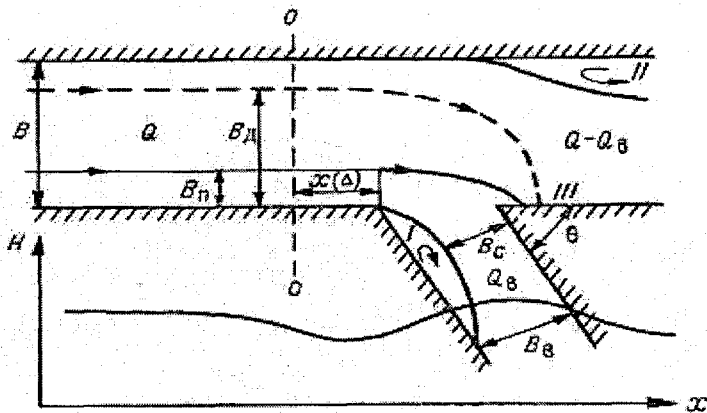


Рис. 5.5. Схема деления потока и график изменения уровней по его длине.

3. В основном русле в сторону отвода наблюдается значительный перекос водной поверхности, достигающий величины трех-четырех скоростных напоров ($V^2/2g$).

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, отклонение донных струй начинается на расстоянии, равном $0,55B_d$ от верхового 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. 5.6).

С учетом того, что теоретическое решение задачи расчета величины расхода наносов в отводе либо отсутствует, либо основано на излишне грубой схематизации процесса, был разработан ряд эмпирических зависимостей для расчета величины захвата донных струй. При этом априори допускалось, что $G_b = aB_d$. Эти зависимости были получены как для жесткого, так и для подвижного русел. Рассмотрим некоторые из них.

Для потоков в жестком русле:

по В.А. Шаумяну
$$B_d = 1,55 \left(\frac{q_b}{q} + 0,2 \right) B,$$

по А.С. Офицерову
$$B_d = 1,40 \left(\frac{Q_b}{Q} \right)^{\frac{5}{6}} B,$$

по А.С. Образовскому
$$B_d = \left(1,65 \frac{Q_b}{Q} + 0,04 \right) B.$$

Для потоков в подвижном русле:

по А.С. Офицерову
$$B_d = \left(2,5 \frac{Q_b}{Q} + 0,02 \right) B,$$

по А.С. Образовскому
$$B_d = \left(2,14 \frac{Q_b}{Q} + 0,07 \right) B.$$

Здесь B – ширина русла выше его деления; 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.

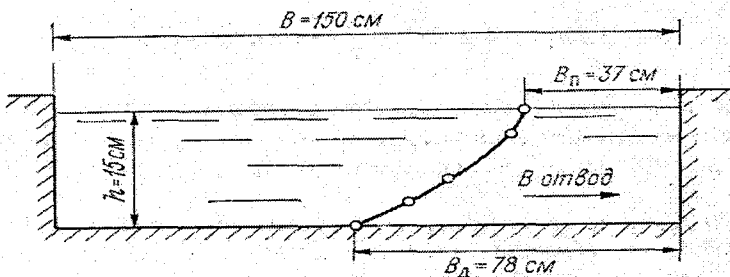


Рис. 5.6. Линия раздела в плоскости поперечного сечения главного русла при делении потока.

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:

$$\frac{B_d - \alpha B}{B_d} = \beta \frac{V_v}{V}.$$

Здесь V и V_v – 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 неидентичных 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 и существенные отличия от модельных. Основные отличия заключаются в том, что естественные русла, находящиеся в аллювиальных грунтах, могут под воздействием потока изменять свои высотные и плановые очертания, т.е. наблюдается неустойчивое равновесие между формой и плановыми очертаниями русел, с одной стороны, гидравликой потока и расходом наносов – с другой. 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 в изменении 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 излуины. В этих случаях большое значение имеют 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 излуены, а также в рукавах дельт, часто применяют для расчетов различные гидроморфометрические зависимости. В качестве примера можно привести следующие:

$$F_1 + F_2 = \alpha F + b;$$

$$B_1 = \frac{(2F - F_1)^{\frac{5}{2}}}{\left(Fh^{\frac{2}{3}} - F_2h_2^{\frac{2}{3}}\right)^{\frac{3}{2}}}.$$

Эти зависимости, совместно с уравнением неразрывности, дают возможность рассчитывать ширины и 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, в частности, 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.

6. ПОТОКИ В РУСЛАХ С ПОЙМАМИ

6.1. Влияние пойм на пропускную способность и сопротивления русел.

Регулирование паводочного стока поймами

Общие положения

Русла с поймами – частный случай сложносоставных русел, отличительной особенностью которых является наличие в них 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 пропускную способность таких русел. Аналогичные явления могут возникнуть 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.

Прежде чем перейти к рассмотрению вопросов гидрологии и гидравлики потоков в руслах с поймами, определим, что же понимается под термином «пойма». Пойма – это часть русла, периодически затопливаемая паводочными водами и служащая для пропуска и регулирования паводочных вод. Подчеркнем, что именно регулирование стока – одна из важнейших задач пойм.

Первые сведения об особенностях движения потоков в руслах с поймами приводятся Ф. Форхгеймером, который установил, что расчетное значение расхода воды, определенное по выражению

$$Q = Q_p + Q_n = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_n C_n \sqrt{h_n I_n}, \quad (6.1)$$

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 в 1936 г. М. Эгли, проведя обширные исследования взаимодействующих потоков на крупномасштабной модели Эльзасского канала в г. Меце, не выявил особенностей поведе-

ния потоков в составных руслах. В качестве одного из основных он приводит следующий вывод: «Распределение общего расхода 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 движения потока в составном русле.

Примерно в это же время (1927 г.) Б.В. Поляков в своей работе привел несколько кривых расходов воды для русловой части Дона (рис.6.1), 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.

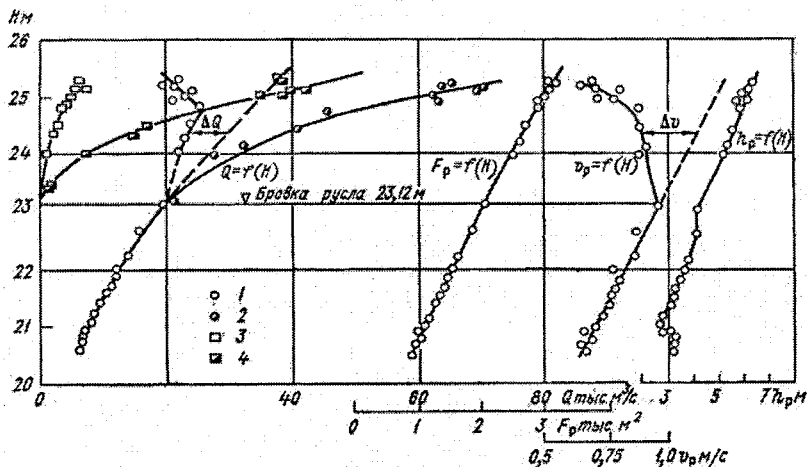


Рис. 6.1. Кривые $Q=f(H)$, $F_p=f(H)$, $V_p=f(H)$ и $h_p=f(H)$ для р. Дон – ст-ца Верхнекурмаярская, 1927 г. 1 – русловая часть потока; 2 – русло с поймой; 3 – левобережная пойма; 4 – правобережная пойма.

И только в 1947–1950 гг. Г.В. Железняков, выполнивший анализ экспериментальных данных по изучению руслового и пойменного потоков, полученных на прямолинейной модели русла с двухсторонней 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 Железнякова положили начало широкому изучению

различных аспектов этой сложной и очень важной для решения ряда практических задач проблемы не только в России, но и за рубежом.

Лабораторные исследования

Дальнейшие исследования первоначально выполнялись на моделях различной длины, где русло с одной или двумя поймами создавалось при параллельности их геометрических осей.

Несколько позднее были выполнены экспериментальные исследования процесса взаимодействия потоков, протекающих по поверхности с резко отличной шероховатостью и примерно равной глубиной по ширине. На модели в РГГМУ было сформировано русло, на котором по всей длине установки (11 м), 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 и почти одинаковой глубиной по ширине. Изучение процессов взаимодействия потоков в этих отсеках осуществлялось по методике, разработанной ранее в РГГМУ; 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 увеличении 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. Большой Енисей на участке длиной 300 м с каменистой односторонней поймой. Радюк отмечает: «При очень большой разнице скоростей руслового (5 м/с) и пойменного (0,4 м/с) потоков по всей длине их соприкосновения четко рассматривалась 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 от 15 до 150 см. Затем вихревые структуры начали 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» отдельных вихрей составляла 2–6 с».

Аналогичные вихри, но на границе взаимодействующих отсеков потока, протекающего по поверхности, имеющей резко неоднородную шероховатость и постоянную глубину по ширине, были обнаружены Н.Б. Барышниковым и В.Г. 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:

$$\tau_b = A_b \frac{\partial V}{\partial b}, \quad (6.2)$$

где A_b – коэффициент турбулентного обмена между взаимодействующими потоками; $\frac{\partial V}{\partial b}$ – 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 РГГМУ 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 динамическими осями.

Итоги работ раннего периода, обобщенные Гончаровым, сводятся к следующим. При малых затоплениях поймы ($h_n < 0,2h_p$) ведущим является русловой поток, влияние на него пойменного потока 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 выравнивании эпюр распределения скоростей по глубине потока.

При глубинах $h_n \geq 0,2h_p$ ведущим становится пойменный поток. При этом отмечаются следующие отличия от предыдущего случая:

а) массы руслового потока, 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 воды 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 имело 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 аналогично предыдущему слу-

чаю, 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 выполнение анализа каждой экспериментальной работы из-за их большого количества и в ряде случаев повторения выводов. Поэтому ниже приведем лишь основные выводы, полученные на основании 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, которые будут приведены ниже.

3. Изучена трансформация полей скоростей руслового потока под воздействием пойменного и пойменного 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. Действительно, все экспериментальные работы выполнены лишь на моделях, у которых берега поймы, имитирующие склоны долины, были строго параллельны друг другу, а суммарная ширина русла и поймы на моделях оставалась неизменной по длине потока.

2. Наличие прорыв 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 наблюдаются разновысотные поймы, а в лабораторных условиях большинство авторов изучали поймы, имеющие одинаковые отметки.

4. Несоответствие уклонов водной поверхности (продольных и поперечных) на моделях натурным данным о поймах.

5. Зависимости, полученные на основе модельных испытаний, имеют локальное значение; они ограничены диапазоном изменения параметров модельных испытаний.

Все это приводит к необходимости изучения процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков и потоков в руслах с неоднородной шероховатостью по ширине в натуральных условиях.

Натурные исследования пойм

Процесс затопления и разгрузки пойм. Регулирование паводочного стока поймами.

Затопление пойм в паводочный период происходит, как правило, при уровнях воды, соответствующих максимальным расходам воды 50 %-й обеспеченности. Действительно, между этими уровнями и средними отметками пойм с учетом типа руслового процесса установлена довольно четкая корреляционная зависимость (рис. 6.2).

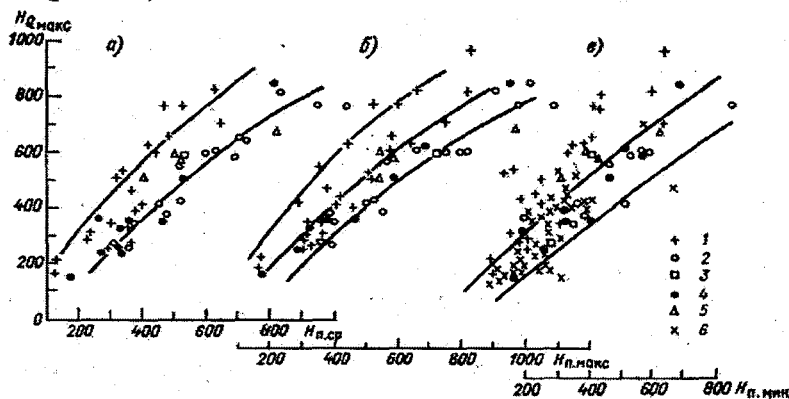


Рис. 6.2. Зависимость $H_{п} = f(H_{Q_{макс}})$ с учетом типа руслового процесса.

- 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.

Взаимодействие руслового и пойменного потоков и образование единого транзитного потока происходят обычно при более высоких уровнях, чем средняя отметка поймы, соответствующих, как правило, максимальным расходам воды обеспеченностью, близкой к 1 %-й. Это обусловлено наличием продольных прирусловых валов, создаваемых самим потоком на границе русла и поймы. Высота таких валов на больших 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 них происходит интенсивный водообмен между руслом и поймой в процессе затопления и разгрузки последней. Ввиду того что отметки водной поверхности в русле и пойме 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. С учетом, что вопросы типизации пойм рассматриваются в дисциплине «Русловые процессы», а также, что наиболее распространенным типом пойм являются поймы свободно меандрирующих рек, рассмотрим динамику затопления и разгрузки пойменного массива свободного меандрирования в процессе прохождения паводка.

В начале паводка затопление пойменного массива происходит через низовые прорвы. При дальнейшем подъеме уровня вода начинает переливаться 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, 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 разгрузки одиночного пойменного массива, имеющего одну пойменную емкость, одну верховую и одну низовую прорвы. По планово-высотным данным строится кривая зависимости объема пойменной емкости W от отметки уровня воды в пойме z_{Π} и график зависимости расхода воды через прорвы от отметок уровней воды в реке z_p и в пойме (рис. 6.3).

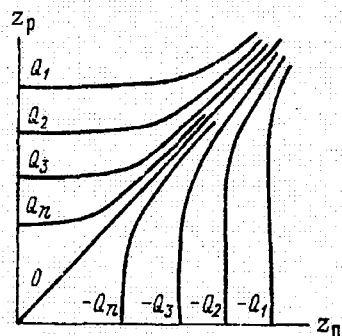
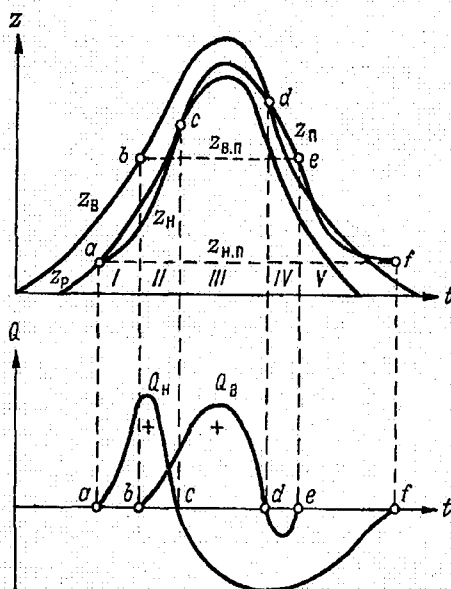


Рис. 6.3 (слева). Зависимость расхода воды в прорве от отметок уровней воды в реке z_p и на пойме z_{Π} .

Рис. 6.4 (справа). Совмещенные хронологические графики уровней и расходов воды при затоплении и разгрузке пойменного массива.



По данным натурных наблюдений строят совмещенный график хода уровней воды в реке у низовой z_n и верховой z_b прорв и на пойме, на который наносятся также отметки гребней верхней $z_{B,Π}$ и нижней $z_{n,Π}$ прорв (рис. 6.4). На его основе рассчитывают хроноло-

гический график поступления и оттока воды с пойменного массива через прорывы. Расход воды через прорывы определяется 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. 6.4) и будет происходить до тех пор, пока уровень воды на пойме не сравняется с уровнем воды в реке (точка *с*). Аналогичное явление, но наступающее несколько позднее, наблюдается и у верхней прорвы (точки *е* и *д*).

После того как уровни воды в пойменном массиве превысят соответствующие в реке, в прорвах изменится направление течения. На пойме будет наблюдаться транзитный поток (точки *с* и *д*). При снижении уровня воды в реке отток воды с поймы будет проходить через верховую (до точки *е*) и низовые прорвы (точка *ф*). При этом вся поступившая на массив 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

$$W_T = \int_c^f Q_n dt = \int_c^e Q_b dt, \text{ а объем аккумуляции } - W_a = \int_a^c Q_n dt = \int_c^e Q_b dt.$$

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 планово-высотным и гидрологическим характеристикам расчетного паводка кривых 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 водной поверхности в аккумулирующей 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 г. Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) были выполнены специальные паводочные исследования на восьми реках ЕТР. Результаты этих работ обобщены Д.Е. Скородумовым и И.Ф. Карасевым. Помимо указанных специальных исследований известны работы Московского гидрометеорологического института по изучению течений на пойменном массиве р. Оки, работы Селина на р. Бат и ряд исследований сотрудников ГГИ на реках Поломети 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 Росгидромета и в различных проектных организациях. При анализе этих материалов были получены интересные результаты, в основном подтвердившие выводы лабораторных экспериментов.

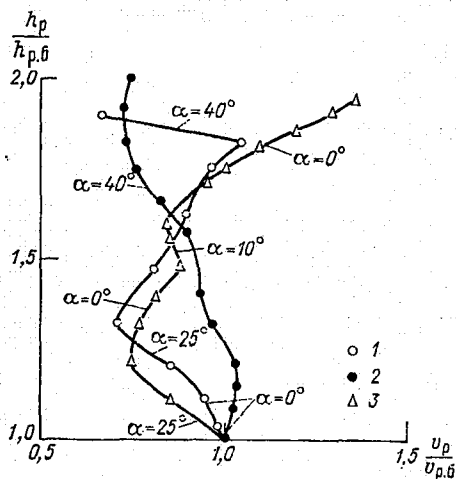


Рис. 6.5. Кривые $V_p/V_{p.б} = f(h_p/h_{p.б}, \alpha)$ при $\alpha = f(h_p/h_{p.б})$. Натурные данные по рекам: 1 — Нестеровка-рзд. Таловый, 2 — Крыловка-с. Крыловка, 3 — Друть-с. Городище.

Натурные 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 определяют положение динамической оси пойменного потока. Н.Б. Барышниковым, по данным наблюдений на ряде рек, был установлен факт изменения взаимного расположения динамических осей руслового и пойменного потоков при увеличении глубин в русле (рис. 6.5).

Как видно на этом рисунке, при увеличении значений 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.

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.

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 большинстве 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 которых положено взаимное расположение динамических осей руслового и пойменного потоков, были выполнены Н.Б. Барышниковым и В.Г. Саликовым. По данным лабораторных исследований было выделено четыре типа взаимодействия руслового и пойменного потоков.

III типа:

Первый тип характеризуется параллельностью динамических осей руслового и пойменного потоков, а следовательно, и параллельностью геометрических осей русла и поймы (рис. 6.6). 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 приводит к снижению его пропускной способности в пределах 15 %. 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.

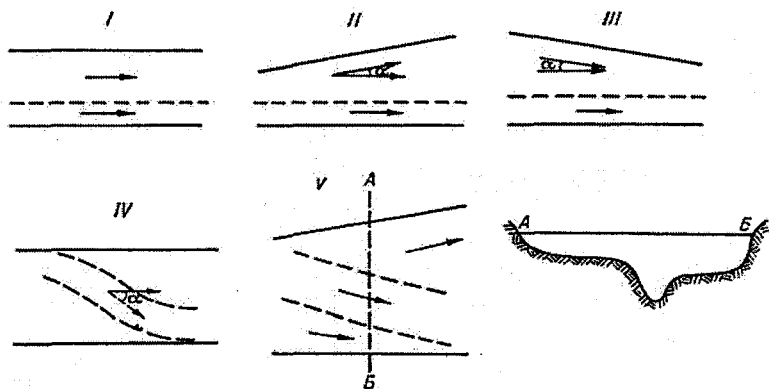


Рис. 6.6. Схема типизации взаимодействия руслового и пойменного потоков.
I-V – типы взаимодействия.

Такой идеализированный тип взаимодействия потоков в природных условиях встречается исключительно редко, ибо для естественных водотоков характерны изменения их морфометрических характеристик как по длине водотока, так и с увеличением отметок уровней. Однако поскольку большинство гидростворов в системе

Росгидромета 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.

II Второй тип взаимодействия руслового и пойменного потоков характеризуется расхождением их динамических осей (рис. 6.6). 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 разделительной перегородки и особенно за счет увеличения уклонов водной поверхности.

Данный тип взаимодействия потоков довольно часто встречается в натуральных условиях. Однако основной причиной поступления масс руслового потока на пойму является расширение долины вниз по течению реки. Как видно из табл. 6.1, из 100 исследованных рек 31 относится к данному типу взаимодействия потоков.

III Третий тип взаимодействия характеризуется схождением динамических осей руслового и пойменного потоков (рис. 6.6). Как и у второго типа, геометрические оси русла и поймы могут быть параллельными или непараллельными. При этом типе взаимодействия массы пойменного потока поступают в русловую 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 натурных материалов, подтвердив полученные выше выводы, показал, что основной причиной данного типа взаимодействия потоков является сужение долины, а следовательно, и поймы, вниз по течению реки. Данный тип взаимодействия потоков также широко распространен в натурных условиях (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Частота различных типов взаимодействия руслового и пойменного потоков на исследованных реках бывшего СССР

Тип	I	II	III	IV	V	Всего
Число случаев	1	31	24	21	23	100
% случаев	1	31	24	21	23	100

Четвертый тип взаимодействия, характеризующийся пересечением динамических осей руслового и пойменного потоков, является одним из наиболее распространенных (рис. 6.6). В натурных 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 $0^\circ < \alpha < 50^\circ$, в зависимости от характера изменения ширины долины и поймы, отмечается, аналогичный второму (расширение поймы) или третьему (сужение поймы), тип взаимодействия руслового и пойменного потоков. В то же время при больших углах пересечения динамических осей потоков ($\alpha \geq 90^\circ$), а в природных условиях даже при углах менее 90° , 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 более 90° , верхняя (по отношению к пойменному потоку) бровка коренного русла выполняет роль гребня водослива, а в русле образуется безрасходная водоворотная зона, размеры которой определяются соотношением величин скоростей и глубин пойменного и руслового потоков.

Следует отметить, что табл. 6.1 составлена на основе данных постов Росгидромета, расположенных, как известно, не на типичных с точки зрения руслового процесса участках, а именно в местах резкого сужения долины, а следовательно, и поймы. Поэтому, несмотря на то что в данном случае четвертый тип составляет только 21 %, в природных условиях он является наиболее распространенным.

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 ширин 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 морфологических характеристик по длине реки.

В то же время она не охватывает всего многообразия природных условий и требует соответствующей доработки. Поэтому представляется целесообразным дополнить ее пятым типом взаимодействия руслового и пойменного потоков, отнеся к нему наиболее сложные случаи взаимодействия потоков в руслах с двусторонними, разновысотными поймами, а также поймами, характер изменения ширин 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 (см. рис. 6.5).

Этот сложный тип взаимодействия потоков довольно часто наблюдается в природных условиях (табл. 6.1), в частности, на реках с двумя разновысотными поймами, когда при подключении первой относительно узкой поймы ее воды поступают в русло (или наоборот – из русла в 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) тип. 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 натурных 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 изменений 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 20–25), 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, типизация была принята в качестве основы и оказала значительную помощь при разработке методики расчета пропускной способности русел с поймами.

6.2. Поле скоростей и пропускная способность русел с поймами и с резко изменяющейся по ширине шероховатостью. Роль вторичных течений

Влияние пойменного потока на расходы и средние скорости руслового

Для выявления закономерностей воздействия пойменного потока на русловую были использованы как обширные данные натурных наблюдений Госкомгидромета бывшего СССР, так и данные специальных исследований ГГИ и других организаций. С целью

обобщения они были представлены в безразмерных величинах. В качестве реперных приняты параметры потока и русла при уровнях затопления бровок прирусловых валов ($V_{p.6.}$, $h_{p.6.}$, $I_{p.6.}$). 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 B_n/B_p .

Для определения угла α необходимы данные детальных измерений векторов 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. 6.7 показана методика 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 меняется при изменении уровней воды, а геометрические оси поймы или динамические оси пойменных потоков могут значительно изменяться при увеличении уровней воды (пятый тип взаимодействия потоков).

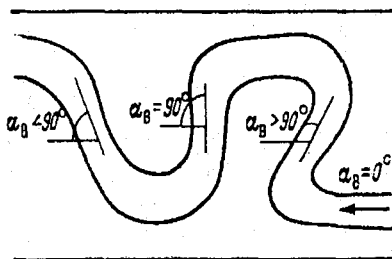


Рис. 6.7. Схема определения углов пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков.

На рис. 6.8,а и 6.9,а приведены кривые $V_p/V_{p.6.} = f(h_p/h_{p.6.})$ для различных типов взаимодействия потоков. Как видно на рис. 6.8,а, указанные кривые при втором типе взаимодействия потоков откло-

няются 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 $V_p / V_{p.б.} = f(h_p / h_{p.б.})$ отклоняются влево от значения $V_p / V_{p.б.} = 1,0$, т.е. наблюдается уменьшение средних скоростей русловых потоков при увеличении уровней воды (рис. 6.9,а). Значение этого уменьшения пропорционально углу α .

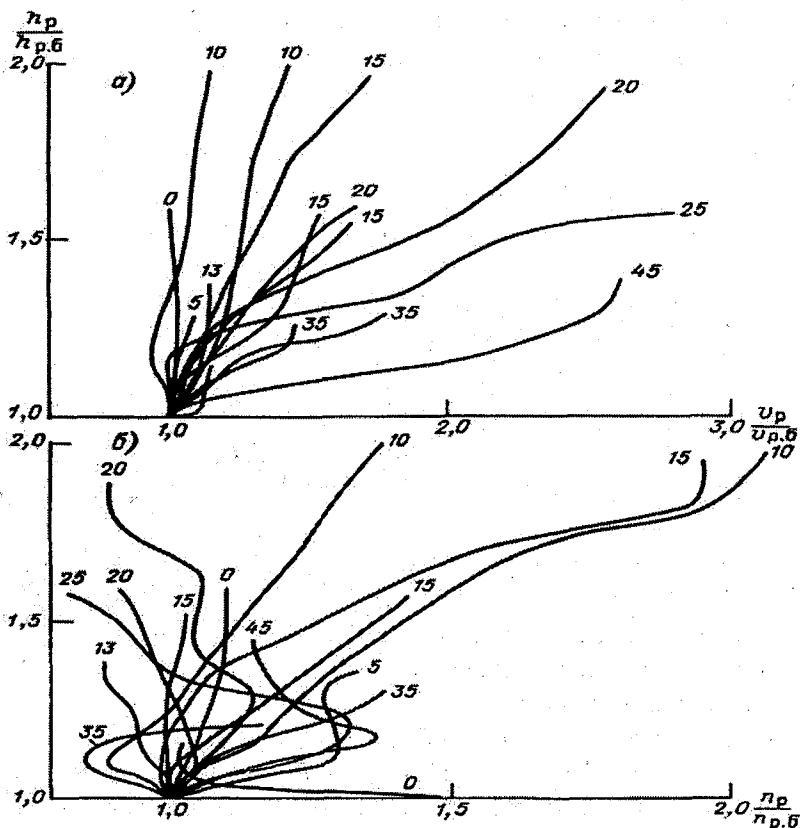


Рис. 6.8. Кривые зависимости: а - $V_p / V_{p.б.} = f(h_p / h_{p.б.}, \alpha)$; б - $n_p / n_{p.б.} = f(h_p / h_{p.б.}, \alpha)$ при втором типе взаимодействия потоков (числа у кривых - значения угла α в градусах).

Данные измерений при четвертом типе взаимодействия потоков были отнесены ко второму типу, если ниже расчетного створа поймы расширялась и угол $\alpha < 50^\circ$, 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. Причем 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. 6.9,а).

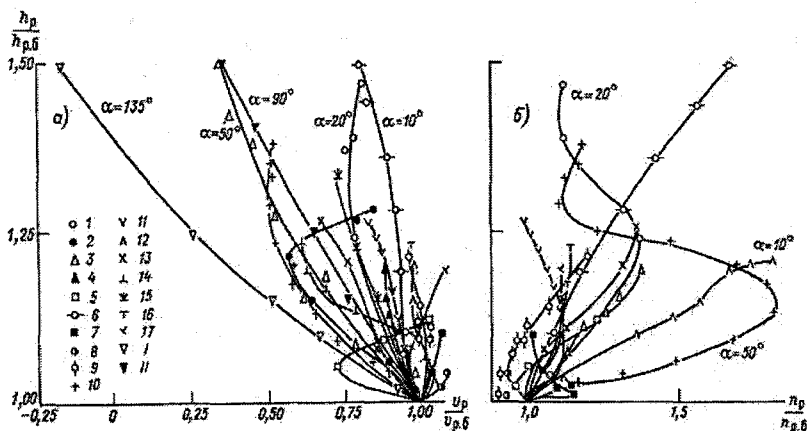


Рис. 6.9. Кривые зависимости: а — $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$; б — $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$ для третьего типа взаимодействия потоков; 1–17 — данные по конкретным рекам.

Дополнительный анализ исходной информации показал, что значения относительных скоростей русловых потоков в общем виде зависят от ряда факторов:

1. Второй тип $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha, I/I_{p.б.}, n_p/n_p)$, (6.3)

2. Третий тип $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha, B_p/B_{p.б.}, I/I_{p.б.}, n_p/n_p)$. (6.4)

Значительно сложнее выявить закономерности изменения скоростей в русловой части потока при пятом типе взаимодействия с пойменными. Как видно на рис. 6.5, наблюдаются неоднократные изменения направления кривых $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.})$, обусловленные изменением характера взаимодействия потоков при изменении угла α .

Анализ зависимостей (6.3) и (6.4) показал, что определяющими при втором типе взаимодействия потоков являются: относительные глубины и уклоны водной поверхности, а также углы α , а при третьем – вместо уклонов целесообразно использовать относительные ширины поймы. Последние в значительной степени определяют величину торможения 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:

$$1) \text{ для второго типа } V_p/V_{p.б.} = f(\alpha), \quad (6.5)$$

$$2) \text{ для третьего типа } V_p/V_{p.б.} = f(\alpha, B_n/B_p) \quad (6.6)$$

при постоянных значениях глубин ($h_p/h_{p.б.} = 1,10; 1,25; 1,50$).

Как видно на рис. 6.10 и 6.11, при увеличении углов α наблюдается увеличение скоростей при втором типе и уменьшение – при третьем типе взаимодействия потоков. На рис. 6.12 приведена графическая 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 отношения для этих зависимостей $\eta = 0,72-0,92$, а среднеквадратические отклонения $\sigma = 0,14-0,35$.

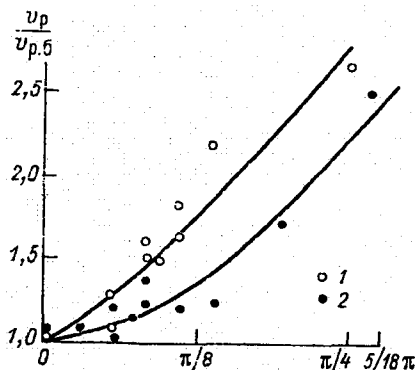


Рис. 6.10. Кривые зависимости $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ при втором типе взаимодействия потоков и постоянных значениях глубин. 1 – при $h_p/h_{p.б.} = 1,50$; 2 – при $h_p/h_{p.б.} = 1,25$.

Анализ этих зависимостей показал уменьшение значений относительных скоростей руслового потока при увеличении угла α . Именно это позволило объединить зависимости (6.3) и (6.4) в одну, условно приняв значения угла α при втором типе взаимодействия потоков отрицательными, а при третьем – положительными. Действительно, все кривые $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ при разных типах взаимодействия потоков и относительных глубинах проходят через точку с координатами, близкими к $[1;0]$, т.е. пересекаются примерно в этой точке, закономерно изменяясь при изменении угла α .

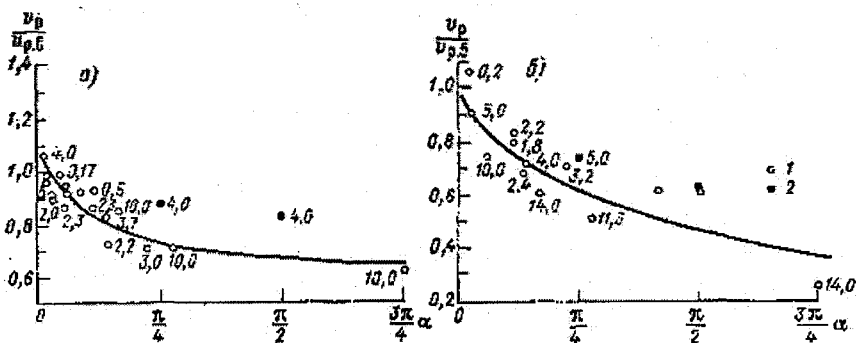


Рис. 6.11. Кривые зависимости $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha, B_n/B_p)$ при третьем типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительных глубин.

а – $h_p/h_{p.б.} = 1,0$; б – $h_p/h_{p.б.} = 1,25$; 1 – натурные данные; 2 – лабораторные.

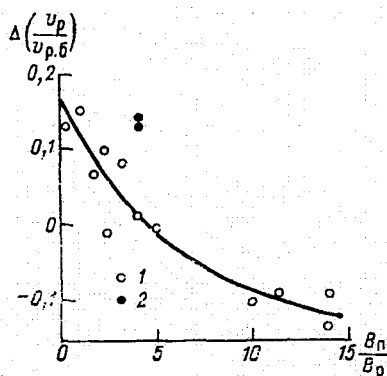


Рис. 6.12. Зависимость $\Delta(V_p/V_{p.б.}) = f(B_n/B_p)$ при третьем типе взаимодействия потоков и постоянных значениях относительных глубин ($-h_p/h_{p.б.} = 1,25$) и угла α . 1 – натурные данные; 2 – лабораторные.

Как видно на рис. 6.13,а, все три кривые $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$, построенные для различных относительных глубин, пересекаясь в точке с координатами $[1;0]$, располагаются вполне закономерно, т.е. при увеличении угла α скорости уменьшаются. Пересечение трех кривых в точке с координатами $[1;0]$ вызывало некоторые сомнения, и после тщательного анализа положение этих кривых было скорректировано, о чем будет сказано дальше (рис. 6.13, б).

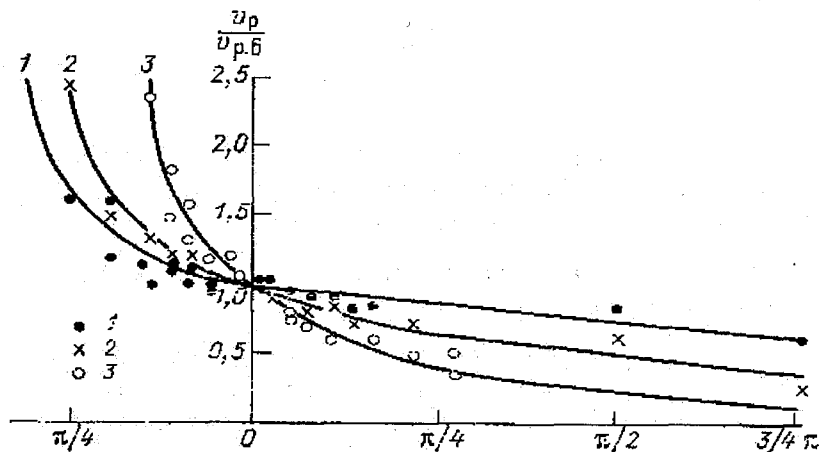


Рис. 6.13а. Кривые $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$.
1 - $h_p/h_{p.б.} = 1,10$; 2 - $h_p/h_{p.б.} = 1,25$; 3 - $h_p/h_{p.б.} = 1,50$.

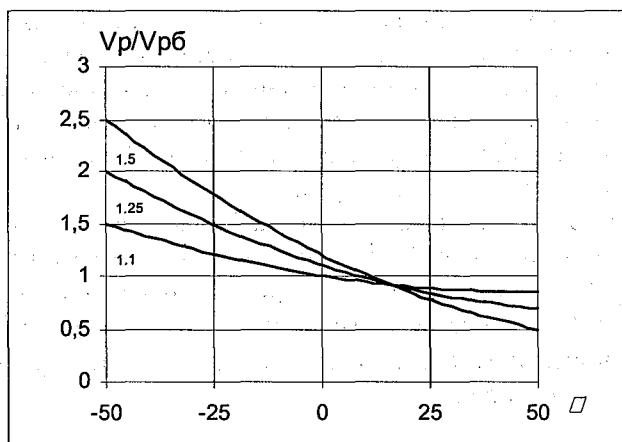


Рис. 6.13б. Зависимости $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ для соотношения $h_p/h_{p.б.} = 1,1; 1,25$ и $1,5$.

Значительно сложнее выявление рассматриваемых закономерностей для условий пятого типа взаимодействия потоков, что обусловлено невысокой точностью и малым объемом исходной информации, а также сложностью, в частности, инерционностью, самого процесса.

Поэтому для ориентировочных расчетов предложено определять осредненное значение угла $\bar{\alpha}$ по формуле:

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum \Delta(h_p / h_{p.б.})_i \alpha_i}{(h_p / h_{p.б.}) - 1}, \quad (6.7)$$

где $\Delta(h_p / h_{p.б.})$ – приращение глубин при постоянном значении угла α , принимаемом с отрицательным знаком при расширении поймы и положительным – при ее сужении ниже расчетного створа

Трансформация полей скоростей русловых и пойменных потоков при их взаимодействии

Характер трансформации полей скоростей русловых потоков достаточно полно изучен при различных типах их взаимодействия с пойменными потоками. 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. 6.14). 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. Степень этого увеличения пропорциональна величине угла α . На рис. 6.15 в качестве примера приведены поля скоростей руслового и пойменного потоков р. Пьяны у д. Камкино ($\alpha = 45^\circ$) при различных уровнях воды.

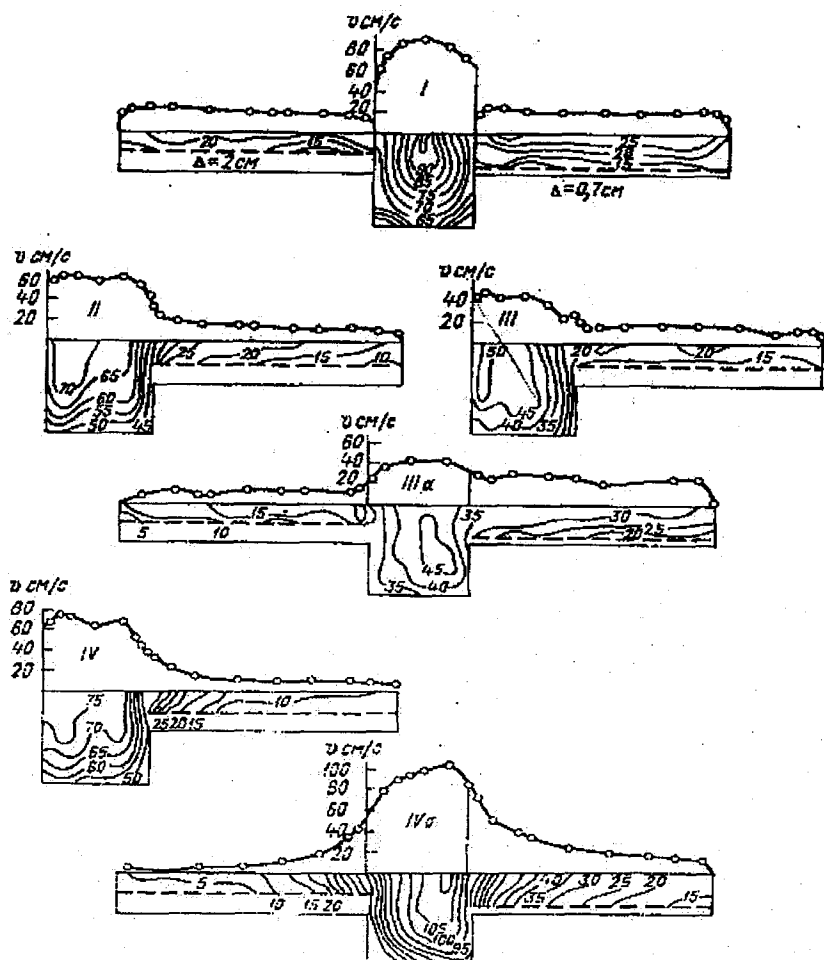
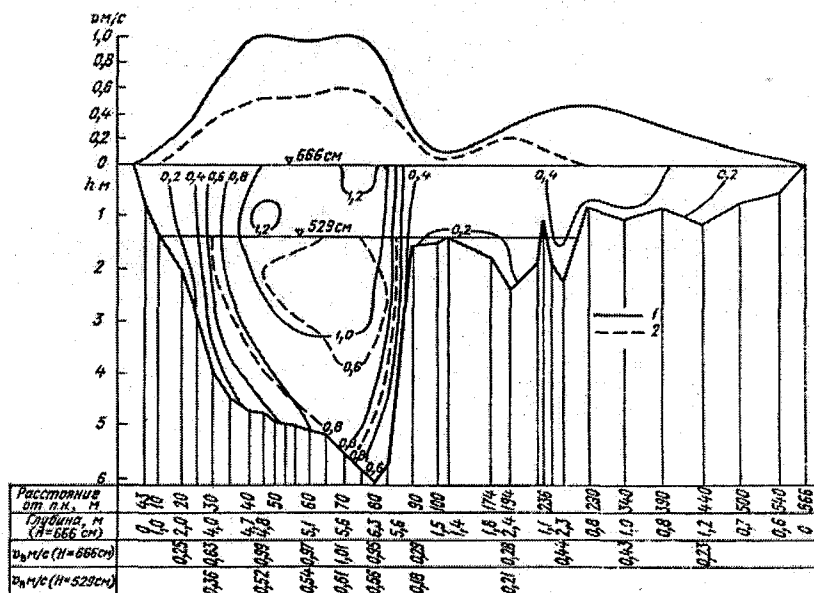


Рис. 6.14. Поля скоростей потоков в руслах с поймами при различных типах взаимодействия (по данным экспериментов при $h_p = 9$ см).

I – изолированное русло и поймы; II – первый тип взаимодействия потоков; III и IIIa – перетекание из поймы в русло; IV и IVa – перетекание из русла в поймы.

Как видно на рис. 6.15 и 6.16, до выхода воды на пойму наблюдается постепенное увеличение местных, максимальных и средних на вертикалях скоростей. После выхода на пойму градиенты скоростей резко увеличиваются, что особенно четко прослеживается на

рис. 6.16,а. Действительно, при увеличении уровней воды от 526 до 660 см, средние и максимальные скорости руслового потока увеличились почти в 2 раза (например, средние от 0,61 до 1,08 м/с).



менного потока не только уменьшаются, но и выравниваются по ширине потока. Торможение масс руслового потока пойменным на малых и средних реках распространяется на всю ширину русла, а на больших реках – только на часть ширины. Так, на р. Амур при пропуске паводка, близкого к 1 %-й обеспеченности, торможение руслового потока пойменным распространялось только на 60 % ширины русла (рис. 6.18). 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.

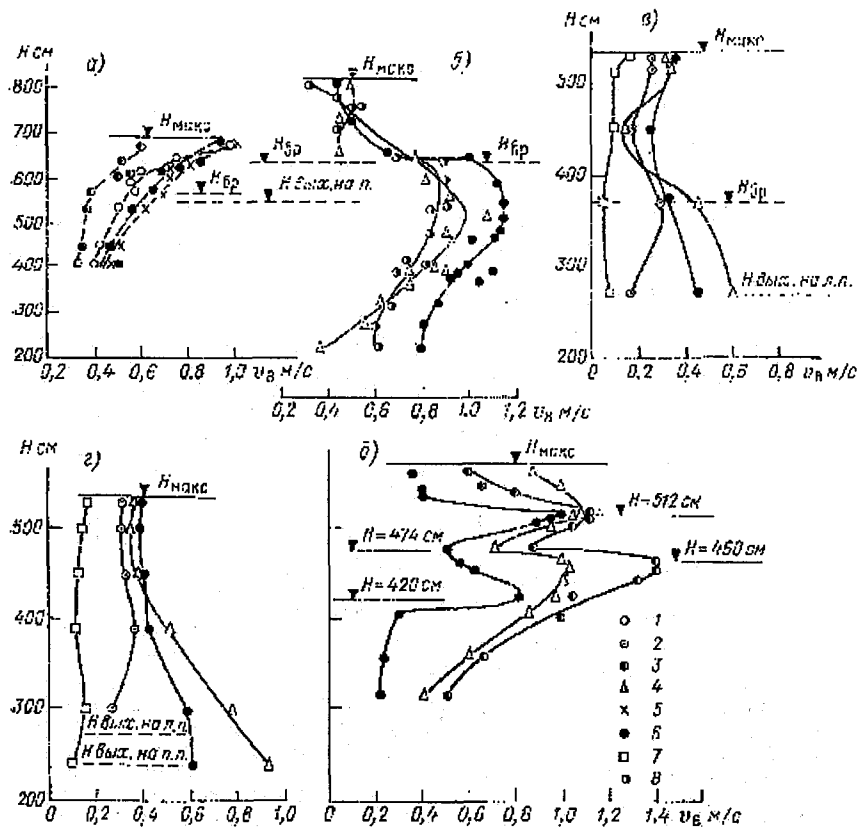


Рис. 6.16. Кривые $V_B = f(H)$. а – р. Пьяна–д. Камкино, б – р. Ветлуга–д. Быстри, в – р. Луга–пос. Толмачево (подъем уровней), г – р. Луга–пос. Толмачево (спад уровней), д – р. Нестеровка–рзд. Таловый; 1–8 – номера скоростных вертикалей; л.п. – левая пойма; п.п. – правая пойма.

Необходимо отметить, что ширина зоны торможения руслового потока пойменным зависит от мощности паводка, соотношения ширин поймы и русла и ряда других факторов. Русловой поток не оказывает существенного влияния на поле скоростей пойменного при этом типе взаимодействия потоков.

При четвертом типе взаимодействия потоков характер трансформации полей скоростей близок к третьему типу. Когда же пойма ниже расчетного створа расширяется, а углы $\alpha < 50^\circ$, трансформация полей скоростей происходит по второму типу.

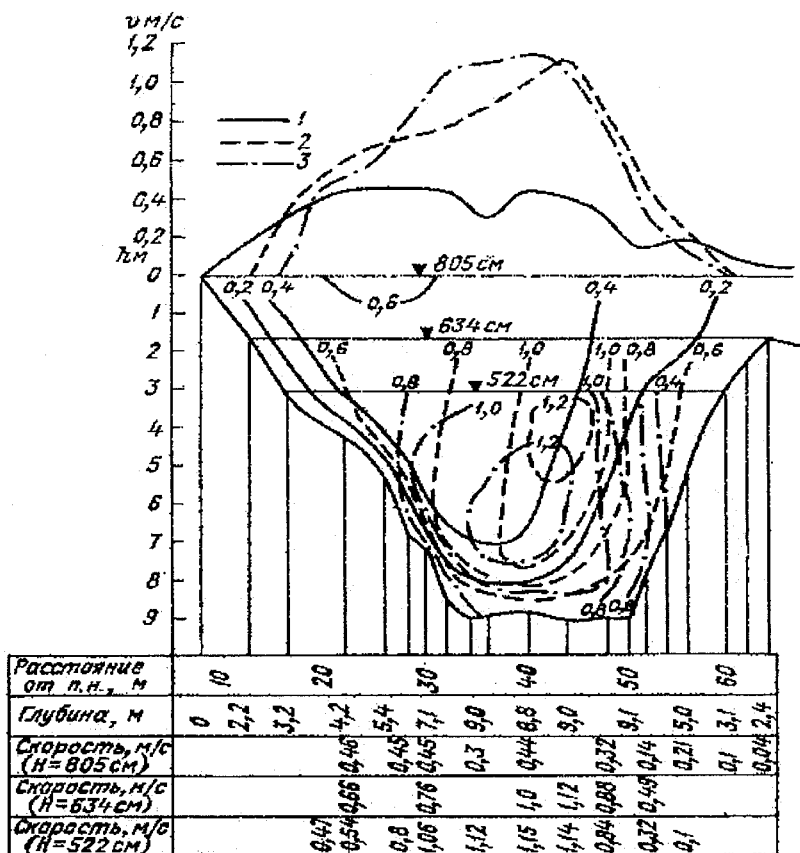


Рис. 6.17. Профиль поперечного сечения с изотопами и кривыми распределения средних на вертикалях скоростей по ширине гидроствора р. Ветлуги-д. Быстри (данные измерений 1968 г. при уровнях: 1 – 805 см, 2 – 634 см, 3 – 522 см).

Особым случаем является пятый тип взаимодействия потоков, протекающих в руслах с разновысотными поймами. При повышении уровней воды расширение (сужение) поймы сменяется ее сужением (расширением). Такой характер взаимодействия потоков приводит к смене типа их взаимодействия при повышении уровней воды, что сопровождается сложным характером трансформации полей скоростей. Как видно на рис. 6.5, 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 их увеличением (уменьшением).

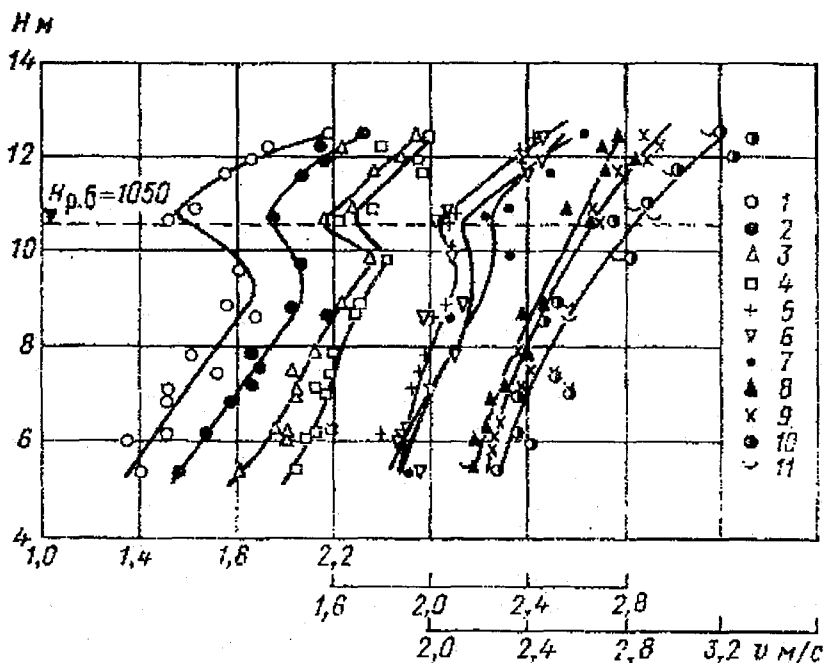


Рис. 6.18. Зависимость средних на вертикалях скоростей от уровня воды на р. Амур-пос. Кумара за 1958 г. (1-11 – скоростные вертикали).

Таким образом, характер изменения скоростей в русловых частях потоков под воздействием пойменных в общем определяется особенностями морфологического строения поймы и русла на рас-

четном участке, т.е. типом взаимодействия потоков. Средние скорости в русловых частях потоков весьма существенно отличаются от расчетных, определяемых по формуле Шези.

***Сопротивление движению русловых потоков
при их взаимодействии с потоками поймы***

В главе 3 выполнен анализ сопротивлений движению потоков в руслах простых форм сечений и установлено, что они могут быть выражены через коэффициенты Шези или коэффициенты гидравлического трения, или уклоны водной поверхности и коэффициенты шероховатости. Для расчетов параметров естественных потоков наиболее часто, несмотря на их недостатки, применяют коэффициенты шероховатости, являющиеся интегральной характеристикой различных видов сопротивлений, возникающих при движении потоков.

Для потоков, протекающих в руслах с поймами, большое значение приобретает влияние формы сечения. Увеличение сопротивлений в этом случае является результатом интенсивного массообмена между русловым и пойменным потоками.

В последние годы была предложена форма записи расчетного значения коэффициента шероховатости:

$$n = n_0 + \sum \Delta n_i. \quad (6.8)$$

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, 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 Н.Б. 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 коэффициен-

тов шероховатости для одинаковых условий протекания потоков приведены в довольно широком диапазоне. Например, $n = 0,04-0,07$. 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 движения. Однако их применение затруднено, ибо для расчетов коэффициентов шероховатости необходимы данные измерений по двум близлежащим створам. В то же время остается неясным вопрос о расчетной величине 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 потоков сопротивление движению руслового возрастает, а при втором типе, наоборот, уменьшается.

Таким образом, в уравнении (6.8) должны появиться дополнительные члены, учитывающие влияние этого эффекта. Представим это уравнение для уровня затопления бровок прирусловых валов в виде:

$$n_{p.б.} = n_0 + \sum \Delta n_{p.б.}, \quad (6.9)$$

допуская, что при увеличении уровней

$$\sum \Delta n_i = \sum \Delta n_{p.б.} + \Delta n_{p.п.}, \quad (6.10)$$

где $\Delta n_{p.п.}$ — параметр, учитывающий влияние пойменного потока на сопротивление движению руслового.

Тогда с учетом (6.8) — (6.10) получим: $n_p = n_{p.б.} + \Delta n_{p.п.}$ или

$$n_p / n_{p.б.} = 1 + (\Delta n_{p.п.} / n_{p.б.}). \quad (6.11)$$

Выражение (6.11) в дальнейшем и было использовано для получения расчетных графических зависимостей коэффициента шероховатости от определяющих факторов.

Анализ исходной информации позволил установить для второго и третьего типов взаимодействия потоков графические зависимости вида:

$$n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha, I/I_{p.б.}); \quad n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha, B_n/B_p). \quad (6.12)$$

Для второго типа взаимодействия потоков зависимости нелинейные, а для третьего типа – линейные: $(n_p/n_{p.б.} - 1) = 0,01\alpha + 0,02(B_n/B_p)$ при $(h_p/h_{p.б.}) = 1,10$. Однако теснота этих связей значительно меньше, чем аналогичных, для средних скоростей потоков. В то же время характер изменения относительных величин коэффициентов шероховатости при увеличении углов α более сложный, чем относительных скоростей потоков. К тому же объем исходной информации существенно меньше, чем при расчетах скоростей, из-за отсутствия измерений уклонов водной поверхности на ряде постов.

Разброс точек, соответствующих данным натурных наблюдений, в поле координат $[n_p/n_{p.б.}, \alpha]$ при условии, что для второго типа взаимодействия углы α приняты с отрицательным знаком, а для третьего – с положительным, весьма значителен, что препятствует проведению кривых $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$. Поэтому для определения координат этих кривых были использованы графические зависимости $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$ (см. рис. 6.13) и $I/I_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$ (рис. 6.19). Последние близки к аналогичным для средних скоростей руслового потока.

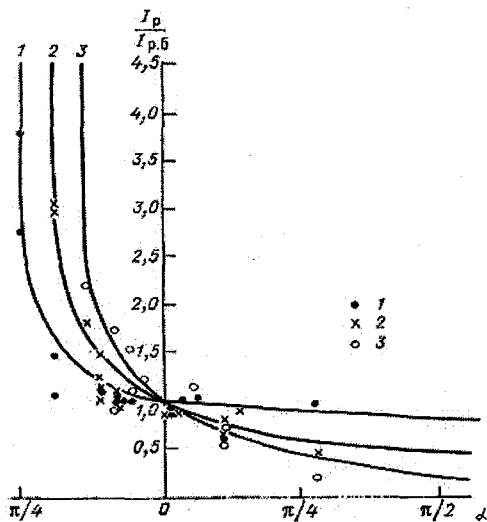


Рис. 6.19. Кривые $I/I_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$.
1 – $h_p/h_{p.б.} = 1,10$; 2 – $h_p/h_{p.б.} = 1,25$; 3 – $h_p/h_{p.б.} = 1,50$.

Указанные зависимости, так же как и аналогичные зависимости для средних скоростей русловых потоков, получены на основании данных натурной информации, но ее объем примерно в 2 раза меньше, да и точность этой информации значительно ниже, чем сведения о скоростях потоков. Данная зависимость, так же как и аналогичная зависимость для скоростей русловых потоков, нуждается в корректировке при параллельности динамических осей взаимодействующих потоков.

Координаты кривых $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$ определялись расчетным путем по выражению:

$$\frac{n_p}{n_{p.б.}} = \frac{(h_p/h_{p.б.})^{2/3} (I/I_{p.б.})^{0,5}}{V_p/V_{p.б.}}, \quad (6.13)$$

полученному на основе формулы Шези–Маннинга. При постоянных значениях относительных глубин ($h_p/h_{p.б.} = 1,10; 1,25; 1,50$) для значений углов α , кратных 5° , по графическим зависимостям $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ и $I/I_{p.б.} = f(\alpha)$ были определены значения относительных скоростей и уклонов водной поверхности. Подставив их в выражение (6.13), получим координаты кривых $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$.

Как видно на рис. 6.20, относительные значения коэффициентов шероховатости при увеличении углов α от -50° до -18° уменьшаются и достигают минимального значения (при $h_p/h_{p.б.} = 1,10$ и $1,25$) затем постепенно возрастают до значений $\alpha = 50^\circ$.

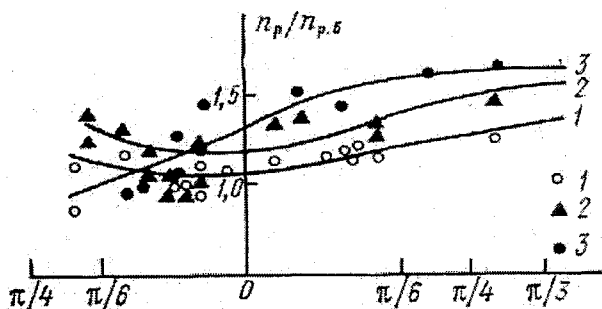


Рис. 6.20. Кривые $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$.
1 — $h_p/h_{p.б.} = 1,10$; 2 — $h_p/h_{p.б.} = 1,25$; 3 — $h_p/h_{p.б.} = 1,50$.

По-видимому, следует ожидать дальнейшего увеличения относительных величин коэффициентов шероховатости при увеличении углов α , так как это соответствует образованию в русле водоворотных зон. К сожалению, отсутствие натурных данных не позволяет подтвердить этот вывод.

Влияние руслового потока на пропускную способность, гидравлические 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 уровня 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 их отметки, которые к тому же могут существенно изменяться по длине реки.

Сама пойма (особенно на свободно меандрирующих реках) — сложное структурное образование. Поэтому на ранних стадиях ее затопления направление течений на ней определяется направлением пойменных гряд.

Существенное влияние на расходы и скорости потоков поймы оказывают старицы, пойменные озера и другие образования. Все эти особенности строения реальных пойм приводят к существенным отличиям натурных данных от модельных. Натурные данные, которые, хотя и имеют невысокую точность из-за сокращения скоростных вертикалей и количества точек измерения на них, отражают влияние всего многообразия факторов на расходы и скорости течения на поймах в натурных условиях.

На большинстве пойм, имеющих сложное ступенчатое строение, при повышении уровней происходит затопление разновысотных гряд и присоединение различных по ширине 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 присоедине-

нии значительных отсеков потока средние скорости пойменного потока могут резко уменьшаться или, наоборот, увеличиваться.

Поэтому для пойм сложносоставного профиля сечения нецелесообразны попытки установления закономерностей изменения средних (для потока поймы в целом) скоростей от уровней воды, необходимо деление его на отсеки в зависимости от характера изменения глубин и шероховатости 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 потока при уровнях затопления бровок прирусловых валов, т.е. все параметры пойменного потока рассматривались в относительных величинах в виде $V_n/V_{p.б.}$, $C_n/C_{p.б.}$, $n_n/n_{p.б.}$ и др. Характер изменения кривых расходов и средних скоростей пойменных потоков при изменении уровней воды в значительной степени определяется характером изменения площадей, ширин и средних глубин поймы. Поэтому для выявления влияния руслового потока на пойменный были построены кривые зависимостей $n_n/n_{p.б.} = f(H^*)$ и $V_n/V_{p.б.} = f(H^*)$ и установлено, что на большинстве исследованных рек отмечается резкое уменьшение величин $n_n/n_{p.б.}$ 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_n и n_n возникают дополнительные трудности, обусловленные отсутствием измерений уклонов водной поверхности на пойме. Даже методика таких измерений не разработана. Поэтому было сделано допущение о равенстве уклонов водной поверхности поймы уклонам в русле. Дальнейший расчет выполнялся по формуле Шези, т.е. в предположении, что движение потока равномерное.

При третьем типе взаимодействия потоков происходит резкое уменьшение значений $n_n/n_{p.б.}$ с ростом глубин на пойме. Причем на ряде рек (Ока у с. Половское, Ветлуга у д. Дубники и Сож у г. Славгород) значения $n_n/n_{p.б.}$ при малых наполнениях поймы достигают 6–8. Примерно при уровнях 100–120 см над отметкой бровки

прирусловых валов кривые $n_{\pi}/n_{p.б.} = f(H)$ стабилизируются и собираются в относительно узкий пучок, ограниченный значениями $n_{\pi}/n_{p.б.} = 1,3-1,8$.

При втором типе взаимодействия потоков также для большинства рек отмечается уменьшение, а затем стабилизация значений $n_{\pi}/n_{p.б.}$ при увеличении уровней воды. Значения $n_{\pi}/n_{p.б.}$ изменяются в значительно меньших пределах (0,5–1,2). При этом примерно на 40 % всех исследованных рек значение $n_{\pi}/n_{p.б.}$ при всех уровнях меньше единицы. Стабилизация остальных кривых $n_{\pi}/n_{p.б.} = f(H)$ происходит при уровнях $H = 80-100$ см. При этом значения $n_{\pi}/n_{p.б.}$ становятся меньше единицы. Таким образом, установлены качественные особенности изменения значений $n_{\pi}/n_{p.б.}$ при изменении уровней воды при втором и третьем типах взаимодействия потоков.

Следует отметить, что на ряде рек при втором типе взаимодействия потоков резко увеличиваются скорости в прирусловом отсеке пойменного потока за счет поступления поверхностных слоев руслового потока. Поэтому при расчетах коэффициентов шероховатости на основе формул Шези–Маннинга или Шези–Павловского были получены значения коэффициентов шероховатости равные 0,012–0,016, которые в 2–2,5 раза меньше соответствующих минимальных значений, приведенных в таблицах для определения коэффициентов шероховатости (0,025–0,030). Такие малые значения коэффициентов шероховатости обусловлены существенным отличием движения воды в прирусловых частях пойм от равномерного движения.

В связи с этим довольно остро встает вопрос о ширине участка поймы, находящегося под интенсивным воздействием руслового потока. Ряд авторов (Г.В. Железняков и др.) на основе обобщения данных лабораторных исследований считают, что эта зона равна 5–6 ширинам русла. Однако эти данные получены на основе экспериментов, которые обычно производились на идеализированных моделях, где поверхность поймы, как правило, выполнялась из бетона. Анализ натурной информации по рекам бывшего СССР показал, что эта величина значительно меньше и равна 2,5–3 ширинам основного русла. Причем на поймах, заросших кустарником и лесом, она может уменьшиться до 1,5–2 ширины русла.

Анализ характера изменения значений $V_n/V_{p.б.}$ при увеличении уровней воды, выполненный для второго и третьего типов взаимодействия потоков, позволил установить следующее:

1. Относительные скорости пойменных потоков ($V_n/V_{p.б.}$) при увеличении уровней воды также увеличиваются как при втором, так и при третьем типах взаимодействия потоков.

2. Интенсивность увеличения скоростей ($\Delta(V_n/V_{p.б.})/\Delta H$) 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^1) 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 – среднеквадратическое отклонение отметок рельефа, а 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 $n = f(\sigma_n/h_n, P)$.

Нелишенное элементов новизны предложение Соколова в то же время обладает рядом недостатков. Среднеквадратическое 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 сопротивление движению потока будут сильно различаться.

Не вполне корректна и схема оценки параметра зарастания P . Трудно объяснить обоснованность игнорирования Соколовым эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, вносящего заметный вклад в формирование скоростного поля.

6.3. Учет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в методиках расчета пропускной способности пойменных русел и измерений расходов воды

Методы расчета, основанные на экспериментальных данных

Различные ведомственные Инструкции и Наставления рекомендуют расчет максимальных расходов воды выполнять по уравнению (6.1). При этом при определении пойменной составляющей потока довольно часто пойму приходится разделять на отдельные отсеки с однородной шероховатостью и глубиной. Тогда уравнение (6.1) может быть представлено в виде

$$Q = Q_p + \sum Q_{ni} \quad (6.14)$$

Однако это уравнение применимо только для условий равномерного движения потока или близкого к нему, а потоки в руслах с поймами характеризуются резко выраженной неравномерностью движения 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

$$Q = \kappa_p Q_p + \kappa_n Q_n \quad (6.15)$$

Коэффициенты κ_p и κ_n учитывают взаимное влияние руслового и пойменного потоков. Так как эти формулы разрабатывались на основе данных экспериментов при первом типе взаимодействия потоков, то значения коэффициентов $\kappa_p < 1$, а $\kappa_n > 1$. В качестве примера можно привести формулу И.Ф. Карасева, полученную на основе натуральных данных:

$$\kappa_p = \left(\frac{gB_p}{gB_p + 2\varphi C_p^2 k_v h_{p.б.}} \right)^{0,5}; \quad \kappa_n = \left(\frac{gB_p}{gB_n + 2\varphi \alpha_v C_n^2 k_v h_{p.б.}} \right)^{0,5},$$

где φ — коэффициент, учитывающий эффект взаимодействия потоков;

$\kappa_v = \frac{V_p - V_n}{V_n}$; $\alpha_v = V_p / V_n$, и формулу Г.В. Железнякова, получен-

ную на основе лабораторных данных:

$$Q = \left(1 - \frac{\beta_p C_{*p}}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{I}{Fr_p}} + \kappa_{к.э.р.} \right) Q_{р.ф.} + \left(1 - \frac{\beta_n C_{*n}}{\sqrt{g}} \sqrt{\frac{I}{Fr_n}} + \kappa_{к.э.п.} \right) Q_{п.ф.},$$

где β — параметр, характеризующий неравномерность распределения глубин; $\kappa_{к.э.} \approx 0,04-0,08$ — 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 они, отличаясь по форме записи значений κ_p и κ_n , по существу, близки между собой и не учитывают типа взаимодействия потоков.

В РГГМУ на основе натурной информации Росгидромета была разработана эмпирическая методика, основанная на графической зависимости $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$, приведенной на рис. 6.13, а. Суть методики заключается в том, что по данным о метках высоких вод определяется максимальный уровень воды. По результатам плано-высотной съемки определяется тип взаимодействия потоков и угол α . На основе профиля поперечного сечения рассчитываются основные характеристики русла (h, F, B) как при расчетном уровне, так и при уровне затопления бровок прирусловых валов ($H_{p.б.}$). Затем по формуле Шези–Маннинга определяется средняя скорость $V_{p.б.}$.

На основании значений угла α и относительной глубины $h_p/h_{p.б.}$ по графику, приведенному на рис. 6.13, определяется величина относительной скорости $V_p/V_{p.б.}$. Если величина $h_p/h_{p.б.}$ отличается от соответствующих значений относительных глубин для расчетных кривых, то применяется метод интерполяции. Значение расчетной скорости руслового потока определяется по формуле $V_p = V_{p.б.}(V_p/V_{p.б.})$. Уместно отметить, что пересечение всех кривых $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ при расчетных глубинах в одной точке с координатами $[1;0]$ противоречит формуле Шези. Действительно, при параллельности взаимодействующих потоков ($\alpha = 0$) сначала наблюдается резкое уменьшение скорости руслового потока, а затем ее увеличение. Из формулы Шези–Маннинга получим, что $V \approx kh^{2/3}$, т.е. скорость пропорциональна глубине в степени $2/3$. Поэтому при увеличении глубин скорости руслового потока должны увеличиваться. Следовательно, кривые $V_p/V_{p.б.} = f(\alpha)$ должны пересекать ось ординат при различных значениях относительных скоростей. Исследо-

вания в этом направлении были проведены в РГГМУ на основе дополнительной натурной информации. В результате была получена уточненная графическая зависимость $V_p / V_{p.б.} = f(h_p / h_{p.б.}, \alpha)$, приведенная на рис. 6.13,6.

Как видно на этом рисунке, кривые $V_p / V_{p.б.} = f(\alpha)$ при разных значениях относительных глубин закономерно пересекают ось ординат, при больших значениях относительных глубин несколько выше, чем при меньших.

Методы расчета, основанные на решении системы уравнений неразрывности и движения потоков с переменной массой

Задача движения потоков в руслах с поймами трехмерная, и наиболее перспективным путем ее решения является применение системы уравнений неразрывности и движения потока с переменной массой. Первую попытку ее применения 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:

$$I = \frac{V^2}{C^2 h} + \frac{\alpha_{Кн} V_n^2 - \alpha_{Кв} V_b^2}{2gL} + \frac{(V - V_g)(Q_n - Q_b)}{gF} \frac{1}{L} + \frac{\alpha_B}{g} \frac{\Delta V}{\Delta t}, \quad (6.16)$$

где α_B и α_K — соответственно коэффициенты Буссинеска и Кориолиса; V_g — проекция скоростей притекающих или оттекающих вод на направление движения руслового потока; индексы «н» и «в» обозначают, что параметры соответственно относятся к нижнему или верхнему створам; L — расстояние между этими створами.

Д.Е. Скородумовым и Н.Б. Барышниковым выполнена оценка членов уравнения (6.16). С этой целью обозначим члены его правой части через

$$\varepsilon_1 = \frac{\alpha_{Кн} V_n^2 - \alpha_{Кв} V_b^2}{2gL}; \quad \varepsilon_2 = \frac{(V - V_g)(Q_n - Q_b)}{gF} \frac{1}{L} \quad \text{и} \quad \varepsilon_3 = \frac{\alpha_B}{g} \frac{\Delta V}{\Delta t}.$$

где ε_1 характеризует затраты энергии потока за счет неравномерности режима его движения. Введя допущения о постоянстве расхода и равенстве коэффициента Кориолиса на верхнем и нижнем створах, получим приближенное выражение для расчета

$$\varepsilon_1 \approx \frac{\alpha_k Q}{2gL} \left(\frac{1}{F_H^2} - \frac{1}{F_B^2} \right). \text{ Практически величина этого члена уравнения}$$

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 останавливается или даже изменяется 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 значительно больше. 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 (6.16) относительно V , получаем

$$V = C \sqrt{hI \left(1 - \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3}{I} \right)}. \quad (6.17)$$

Эту формулу можно применять для расчетов скоростей течения руслового или пойменного потоков при их взаимодействии.

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, предложил для расчетов параметров руслового потока применять уравнение движения жидкости с переменным расходом в следующем виде:

$$I = \frac{\alpha_K}{g} \frac{dV^2}{dx} + \lambda \frac{V^2}{2gh} + \frac{\alpha' V(V - U_1)}{gQ} \frac{dQ_1}{dx} - \frac{\alpha' V(V - U_2)}{gQ} \frac{dQ_2}{dx}, \quad (6.18)$$

где Q_1 и Q_2 – присоединяющиеся и отделяющиеся элементарные расходы воды; U_1 и U_2 – проекции средних скоростей присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости на направление движения потока в основном русле.

Уравнение (6.18) по своей структуре близко к уравнению (6.16). Однако член уравнения, характеризующий массообмен между русловым и пойменными потоками, обозначенный Скородумовым ε_2 , подразделен на два, один из которых учитывает отток жидкости из русла на пойму, другой, наоборот – приток в русло.

Таким образом, приходится констатировать, что методика аналитического расчета параметров потока составного сечения разработана недостаточно, а эмпирические, приближенные методы, как правило, основаны на лабораторных данных и расчеты по ним дают результаты, существенно отличные от натурных. Это отличие обусловлено двумя основными причинами.

Первая – резкое различие морфологии русел и пойм как в поперечном сечении, так и особенно по длине естественных водотоков от моделей. 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 водной поверхности поддерживались одинаковыми как в русле, так и на пойме и неизменными по длине и практически не менялись при изменении уровней.

Вторая – в сложности процесса изменения уклонов водной поверхности по ширине и длине потоков в руслах с поймами и при увеличении уровней воды. Изменение уклонов, в свою очередь, определяет характер изменения коэффициентов шероховатости. В то же время на моделях, как правило, исследовались потоки с постоянной шероховатостью по длине и ширине русла и поймы. Уклоны водной поверхности на таких установках обычно поддерживались постоянными и не менялись при изменении уровней воды.

Анализ данных натурных наблюдений показывает, что характер изменения уклонов водной поверхности при уровнях, превы-

шающих отметки бровок прирусловых валов, как правило, 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 (6.16) и (6.17) применялись для расчетов только к русловой части потока, а уравнение неразрывности не использовалось, целесообразно разработать аналогичные (6.16) уравнения для пойменных составляющих потока. Такая система уравнений для потоков в руслах с двусторонними поймами имеет вид:

$$I_p = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_p + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)_p + \left(\frac{q V'}{g F'} \right)_p + \left(\frac{\alpha_b \partial V}{g \partial t} \right)_p; \quad (6.19)$$

$$I_{пл} = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_{пл} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)_{пл} + \left(\frac{(q + q_1) V'}{g F'} \right)_{пл} + \left(\frac{\alpha_b \partial V}{g \partial t} \right)_{пл}; \quad (6.20)$$

$$I_{пп} = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_{пп} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)_{пп} + \left(\frac{(q + q_2) V'}{g F'} \right)_{пп} + \left(\frac{\alpha_b \partial V}{g \partial t} \right)_{пп}; \quad (6.21)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_{пл} + Q_{пп})}{\partial x} + \frac{\partial (F_p + F_{пл} + F_{пп})}{\partial t} = q_1 + q_2, \quad (6.22)$$

где $q_* = q_{пл} + q_{пп}$ – расход воды на единицу длины потока за счет массообмена между русловой и левой (пл) и правой (пп) пойменными составляющими потока; q_1 и q_2 – соответственно расходы воды на единицу длины потока, учитывающие приток воды со склонов на левую и правую поймы, а также потери на испарение и фильтрацию; V' и F' – соответственно средняя скорость массообмена между русловым и пойменными потоками V' и площадь продольного сечения, на которой происходит этот массообмен F' .

В дальнейшем с целью упрощения задачи ограничимся односторонней поймой. Система уравнений (6.19) – (6.22) будет при этом иметь вид:

$$I_p = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_p + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)_p + \left(\frac{q V'}{g F'} \right)_p + \left(\frac{\alpha_b \partial V}{g \partial t} \right)_p; \quad (6.23)$$

$$I_n = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_n + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k V^2}{2g} \right)_n + \left(\frac{q V'}{g F'} \right)_n + \left(\frac{\alpha_b \partial V}{g \partial t} \right)_n; \quad (6.22)$$

$$\frac{\partial(Q_p + Q_n)}{\partial x} + \frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial t} = q_1 + q_2, \quad (6.23)$$

где все обозначения общепринятые, а члены уравнений $\frac{q_p V'_p}{gF'_p}$ и

$\frac{q_n V'_n}{gF'_n}$ учитывают влияние как боковой приточности, так и массооб-

мена между русловым и пойменным потоками. Поэтому

$$q_p = q + q_1; \quad q_n = q + q_2, \quad (6.24)$$

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 изучена еще недостаточно, но анализ лабораторных и натурных данных показал, что ее значение соизмеримо с расходами воды в русле и на пойме (на единицу ширины потока).

Несколько сложнее обстоит дело с оценкой членов уравнения (6.24). Это в основном обусловлено отсутствием методики измерений уклонов водной поверхности и значительно более низкой точностью измерений составляющих пойменного потока по сравнению с русловым. Особую сложность представляет расчет величин $\frac{q_p V'_p}{gF'_p}$

и $\frac{q_n V'_n}{gF'_n}$, учитывающих как массообмен между потоками в русле и

пойме, так и боковую приточность. С учетом (6.26) запишем:

$$\frac{q_p V'_p}{gF'_p} = \frac{q V'_p}{gF'_p} + \frac{q_1 V'_p}{gF'_p}; \quad \frac{q_n V'_n}{gF'_n} = \frac{q V'_n}{gF'_n} + \frac{q_2 V'_n}{gF'_n}. \quad (6.27)$$

Выразим q по формуле водослива:

$$q = m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \text{sign}(H_p - H_n), \quad (6.28)$$

где $m = m(\alpha)$ — коэффициент водослива, зависящий от угла α ; ΔH — перепад уровней на границе руслового и пойменного потоков;

$$\text{sign}(H_p - H_n) \left\{ \begin{array}{ll} +1 & H_p > H_n \text{ — второй} \\ 0 & H_p = H_n \\ -1 & H_p < H_n \text{ — третий} \end{array} \right\} \text{ типы взаимодействия потоков.}$$

С учетом (6.28), пренебрегая $\varepsilon_3 = \frac{\alpha_B}{g} \frac{\partial V}{\partial t}$ (для руслового и пойменного потоков), а также $\frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial t}$, переходим к неравномерно-му, квазиустановившемуся движению. Поэтому систему уравнений (6.23) – (6.25) можно записать:

$$I_p = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_p + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_p + \left(\frac{q_1 V'}{g F'} \right)_p + \frac{V_p m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \text{sign}(H_p - H_n)}{g F_p}; \quad (6.29)$$

$$I_n = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_n + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_n + \left(\frac{q_2 V'}{g F'} \right)_n + \frac{V_n m \sqrt{2g |\Delta H|} h_n \text{sign}(H_p - H_n)}{g F_n}; \quad (6.30)$$

$$(F_p + F_n) \frac{\partial(V_p + V_n)}{\partial x} + (V_p + V_n) \frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial x} = q_1 + q_2. \quad (6.31)$$

Рассмотрим, каким образом осуществляется учет кинематического эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в системе уравнений (6.29) – (6.31). Из их анализа вытекает, что уравнением (6.28), выражающим закон сохранения массы, этот эффект не учитывается. Указанный эффект может быть учтен только в трех членах правой части уравнений (6.29) – (6.30).

1. $\left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)$ – основной член уравнения, параметром которого,

учитывающим дополнительные сопротивления за счет кинематического эффекта, является коэффициент Шези.

2. $\left(\frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)$ – конвективный член уравнения, учитывающий не-

равномерность движения потока. Исследованиями последних лет

установлено, что значения коэффициентов α_k и α_b не могут быть приняты постоянными величинами, так как они резко изменяются при слиянии отсеков потока при увеличении уровней воды и для поймы могут достигать 4,0–5,0. Таким образом, кинематический эффект в данном члене уравнения может быть учтен через значения коэффициентов α_k и α_b .

$$3. \frac{Vm\sqrt{2g|\Delta H|h_n \text{sign}(H_p - H_n)}}{gF} - \text{данный член уравнения учи-}$$

тывает массообмен между русловым и пойменным потоками. Влияние кинематического эффекта определяется коэффициентом m , зависящим от угла пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков.

Методы расчета пропускной способности пойм

Еще более острой является проблема расчета пропускной способности пойм. Действительно, по данным ряда авторов, поймы пропускают до 80–90 % паводочного стока, а при пропуске максимальных расходов очень редкой обеспеченности (1 %, 0,33 % и 0,1 %) по поймам свободного и незавершенного меандрирования даже все 100 %, выполняя при этом функцию его регулирования. Поэтому вопросы расчетов пропускной способности пойм являются одними из наиболее сложных в научном плане и крайне важными для практики. Рассмотрим, каково же их состояние в настоящее время и каковы наиболее перспективные пути их решения.

Как указывалось, стандартная методика основана на формуле Шези и таблицах для определения коэффициентов шероховатости. Как показали контрольные расчеты, погрешности при определении пропускной способности пойм на основе коэффициентов шероховатости, полученных по таблицам Срибного, Чоу, Бредли и Карасева, в 1,5–2,0 раза превышают аналогичные для русел простых форм сечения и значительно превышают допустимые погрешности расчетов. При использовании же методики, основанной на уравнении (6.15) для определения коэффициентов k_n , разработаны рекомендации, полученные только в результате лабораторных экспериментов на установках, где оси руслового и пойменного потоков были параллельны, или в расчетные формулы включаются исходные пара-

метры, получение которых связано с большими трудностями. Такое положение привело к необходимости поиска принципиально новых путей расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм.

Прежде чем перейти к изложению результатов анализа методик расчета пропускной способности пойм, необходимо отметить, что исключительно сложное морфологическое строение последних в значительной мере определяет процесс их затопления. Как указывалось, при очень высоких уровнях, близких к уровням 1 %-й обеспеченности, на пойменном массиве образуется пойменный поток, в местах пересечения которого с русловым потоком под углами $\alpha \geq 90^\circ$ в основном русле образуется водоворотная зона и течение в нем либо полностью прекращается, либо даже изменяется на обратное. Как показали исследования З.М. Великановой и Н.А. Ярных на р. Оби у г. Барнаула, этот процесс в зоне пересечения потоков сопровождается заполнением русла донными наносами и при продолжительных паводках или половодьях выносом последних на нижерасположенный пойменный массив.

Все это осложняет выполнение анализа с целью вскрытия закономерностей и получения расчетных зависимостей. Более того, из-за неоднородности строения пойм, изменения характера растительности по их ширине и длине наблюдается значительное изменение и коэффициентов их шероховатости. Однако недостаточная детализация описательных характеристик поверхности пойм, необходимых для определения их сопротивлений, и трудности с получением дополнительной информации о них обычно приводят к необходимости использования значений коэффициентов шероховатости для поймы в целом без деления ее на отсеки. При наличии же достаточного объема информации рекомендуется определять его средневзвешенное значение $\bar{n}_n = \sum n_{ni} b_i / B_n$, где n_{ni} – коэффициенты шероховатости отсеков поймы шириной b_i .

Все это значительно затрудняет выбор реперных уровней и соответствующих им параметров пойменных потоков и пойм, аналогичных значениям $H_{p.б.}$, $V_{p.б.}$, $h_{p.б.}$, $I_{p.б.}$ для русловых потоков и $n_{p.б.}$ для их русел. Это, в свою очередь, не дает возможности представить все характеристики в относительных величинах, что резко осложняет анализ и выявление закономерностей. Поэтому в послед-

ние годы были предприняты попытки разработки принципиально новых путей решения задачи расчета пропускной способности пойм, основанные как на использовании их различных морфометрических характеристик, так и на новых методах определения коэффициентов их шероховатости.

Кратко рассмотрим эти методики. В РГГМУ, на основе анализа исходной информации примерно по 50 постам системы Росгидромета, были получены графические зависимости

$$Q_n / (Q_n + Q_p) = f(B_n / B_p, h_p / h_{p.б.}, n_n / n_p).$$

Однако контрольные расчеты, выполненные на независимой информации, показали их невысокую эффективность. Поэтому эти зависимости были усовершенствованы и рекомендованы для расчетов в следующем виде:

$$\frac{Q_n}{Q_n + Q_p} = f\left(\frac{F_n}{F_n + F_p}, \frac{n_n}{n_p}\right). \quad (6.32)$$

Как видно на рис. 6.21, зависимости четко выражены. Контрольные расчеты, проведенные на независимой информации, доказали их эффективность при средней погрешности расчетов, несколько большей 20 %.

Другое направление, в частности, развивается Ю.Н. Соколовым, предложившим рассчитывать коэффициенты шероховатости пойм как функцию двух составляющих, учитывающих неравномерность их рельефа σ_p , характер, густоту и высоту растительности $\sigma_{зар}$, т.е. $n_n = f(\sigma_p, \sigma_{зар})$.

Значение σ_p рекомендуется определять с помощью сетки, накладываемой на пойменный массив. В ее узлах снимаются отметки его поверхности, вычисляются их средние величины, а затем и среднеквадратические отклонения σ_p . Значения второй составляющей $\sigma_{зар}$ определялись Соколовым на основе натурных экспериментов, поставленных недостаточно корректно.

Эта методика является перспективной, но требует существенной доработки. В частности, в ней не учтено влияние руслового потока на пойменный, что приводит к значительным погрешностям определения n_n . Далее, методики определения $\sigma_{зар}$ и σ_p несовершен-

ны. Например, при относительно ровной поверхности пойменного массива и при наличии на нем отдельного большого возвышения будет получено такое же значение σ_p , как и при многочисленных, но небольших неровностях рельефа, хотя сопротивление движению пойменных потоков в этих случаях будет существенно отличаться. Также несовершенна методика определения $\sigma_{зар}$.

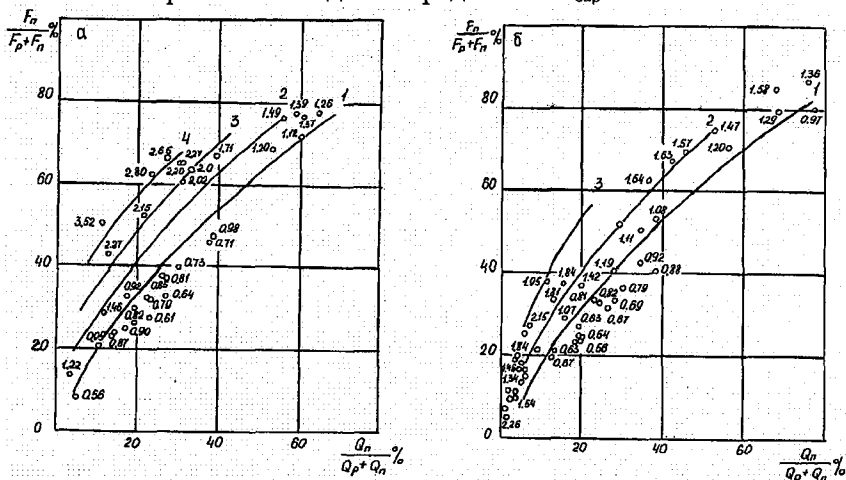


Рис. 6.21. Кривые $Q_n/(Q_p + Q_n) = f(F_p/(F_p + F_n), n_n/n_p)$ (по С.Л. Галактионову), а и б – соответственно третий и второй типы взаимодействия потоков. Около точек значения n_n/n_p : 1 – $n_n/n_p = 1,0$; 2 – $n_n/n_p = 1,5$; 3 – $n_n/n_p = 2,0$; 4 – $n_n/n_p = 2,5$.

В РГГМУ была предпринята попытка совершенствования стандартной методики расчетов, основанной на формуле Шези. С этой целью была использована информация по 75 пойменным гидростворам. По описательной характеристике пойм и соответствующим таблицам для определения коэффициентов шероховатости М.Ф. Срибного, В.Т. Чоу, Дж.Бредли и И.Ф. Карасева были определены табличные значения $n_{пт}$. По данным измерений и формулам Шези–Павловского или Шези–Маннинга также были определены соответствующие расчетные значения коэффициентов шероховатости пойм $n_{пр}$, а затем и разности их величин, т.е. $\Delta n_p = n_{пр} - n_{пт}$.

Для учета влияния эффекта взаимодействия потоков были построены графические зависимости $\Delta n_p = f(\alpha, B_n/B_p)$. В качестве

примера на рис. 6.22 приведена такая зависимость для максимальных уровней воды и поправок к коэффициенту шероховатости, определенному по таблице Срибного.

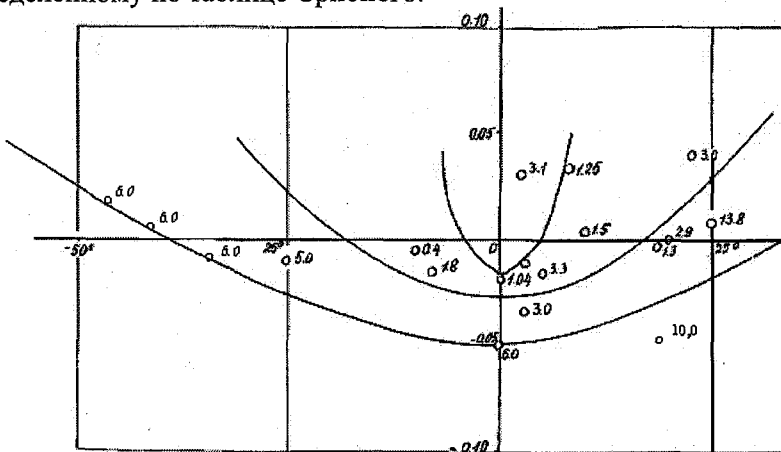


Рис. 6.22. Кривые $\Delta n_n = f(\alpha, B_n/B_p)$ (по М.Ф. Срибному).
Около кривых и точек значения B_n/B_p .

Как видно на рис. 6.22, эта зависимость достаточно четко выражена. Однако разброс исходной информации в поле координат $[\Delta n_n, \alpha]$ велик. Поэтому для ее уточнения были определены отклонения $\Delta(\Delta n_n)$ поправок к коэффициентам шероховатости от графических зависимостей $\Delta n_n = f(\alpha)$ при постоянных значениях B_n/B_p и получены графики связи $\Delta(\Delta n_n) = f(B_n/B_p)$ (рис. 6.23). Эти графики действительно отражают влияние руслового потока на пойменный, которое убывает по мере увеличения ширины поймы. К тому же они подтверждают выводы, полученные рядом авторов на основе данных лабораторных экспериментов. Однако зависимости $\Delta(\Delta n_n) = f(B_n/B_p)$ недостаточно тесные, поэтому рекомендовать их в качестве расчетных не представляется возможным из-за недостаточной надежности.

По-видимому, это в значительной степени объясняется низкой точностью исходной информации, погрешностями рабочей гипотезы и определения значений коэффициентов шероховатости по таблицам, в частности Срибного, а также расчетов на основе формул Шези–Павловского или Шези–Маннинга. К тому же при применяемой методике погрешности расчетов суммируются.

Таким образом, методы расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм в настоящее время нельзя признать совершенными. Они требуют существенной доработки на основе надежной исходной информации, системного подхода и с учетом того фактора, что сопротивления, в том числе пойм, являются связующим и определяющим звеном в саморегулирующейся системе «бассейн – речной поток – русло».

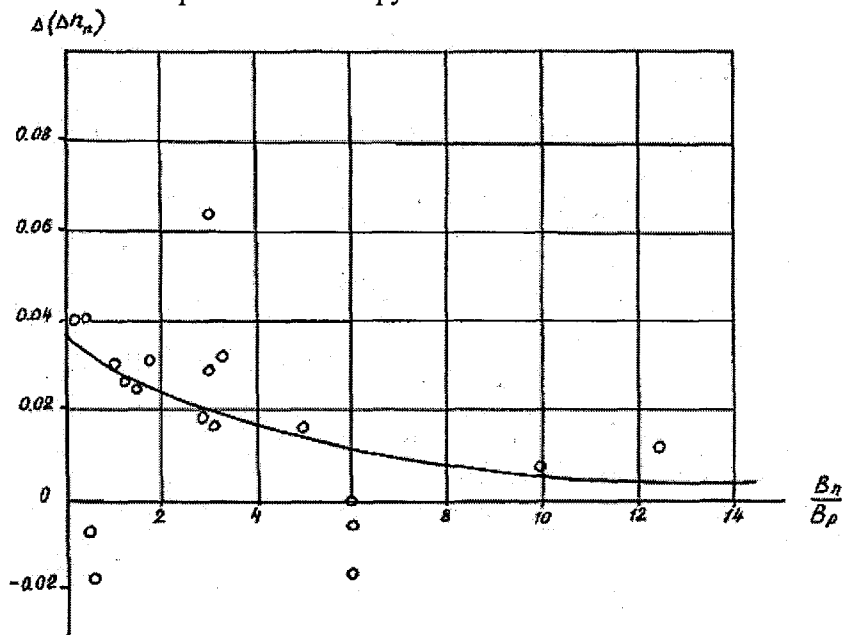


Рис. 6.23. Кривые $\Delta(n_n) = f(B_n/B_p)$ (по М.Ф. Срибному).

В последние годы в РГГМУ был выполнен анализ натурных данных о коэффициентах шероховатости пойм. В результате было установлено, что характер зависимости $n_n/n_{p.б.} = f(\Delta H)$ (где ΔH – превышение уровня над бровкой прируслового вала) соответствует второму типу аналогичной зависимости для основного русла, т.е. наблюдается их уменьшение по мере увеличения уровня (рис. 6.24). Как видно на этом рисунке, плавный ход зависимости на ряде рек нарушается и коэффициенты шероховатости при этом существенно увеличиваются, что обусловлено присоединением дополнительных отсеков пойменного потока.

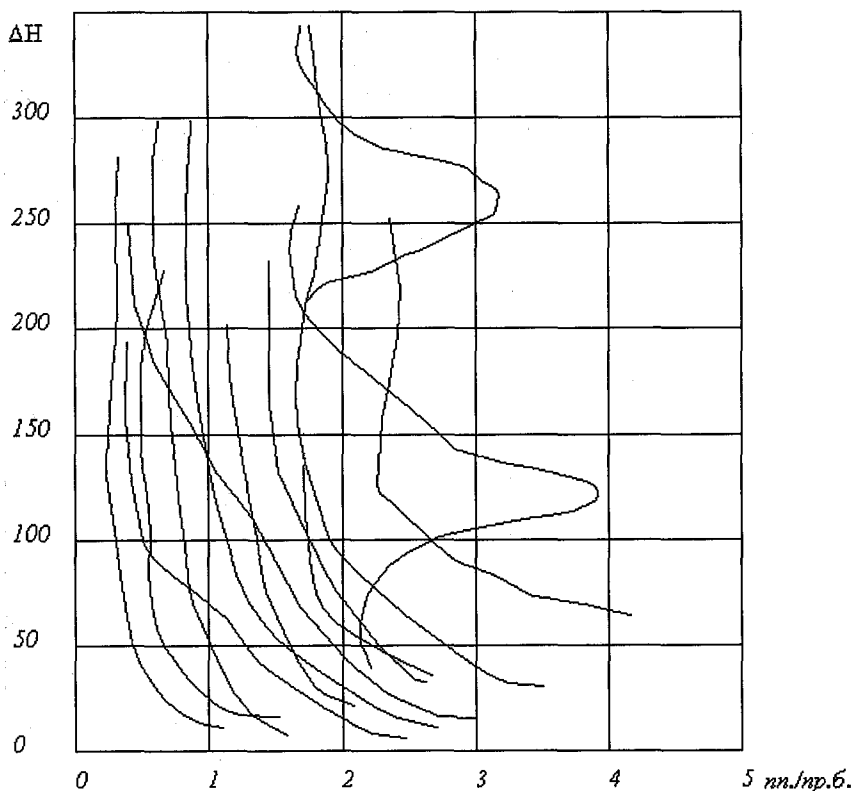


Рис. 6.24. Кривые зависимости $n_n/n_{p.б.} = f(\Delta H)$

Более того, установлено, что практически на всех исследованных реках, а их было более 50, при превышении уровня $\Delta H \geq 0,6 - 1$ м наблюдается стабилизация этих кривых, т.е. значения коэффициентов шероховатости при дальнейшем увеличении уровней не изменяются, а остаются постоянными. Этот факт имеет большое практическое значение, так как позволяет составлять таблицы для определения коэффициентов шероховатости непосредственно для определения гидравлических характеристик, особенно максимальных расходов при уровнях редкой обеспеченности (1 %, 0,33 % и др.).

В то же время в РГГМУ была предпринята попытка применить для расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойм методику, разработанную для решения плановой зада-

чи. С этой целью была использована система уравнений движения и неразрывности, предложенная Н.Р. Грачевым в виде:

$$\begin{aligned}\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_x}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + gh \frac{\partial(h+z)}{\partial x} + \lambda \frac{q_x |q|}{2h^2} &= 0; \\ \frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y q_y}{h} \right) + gh \frac{\partial(h+z)}{\partial y} + \lambda \frac{q_y |q|}{2h^2} &= 0; \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} &= 0,\end{aligned}\tag{6.33}$$

где q_x и q_y – проекция удельных расходов воды на оси координат; z – отметка дна; λ – коэффициент гидравлического трения.

На основе этой системы уравнений была разработана математическая модель потока в русле с поймой, позволяющая рассчитывать его основные гидравлические характеристики (скорости, гидравлические сопротивления и др.). Для контрольных расчетов был выбран участок русла р. Тетерев у с. Михалевичи с двухсторонней поймой сложного рельефа, отличающейся разнообразием морфологических форм. Параметризация модели осуществлена подбором коэффициентов шероховатости посредством сравнения измеренных на пойме скоростей течения с аналогичными, определенными по модели.

В результате расчетов были получены поля отметок свободной поверхности воды на пойме и средних скоростей течения. Анализ результатов расчетов позволил детализировать скоростное поле пойменного потока, выявить зоны взаимодействия потоков, движущихся с различными скоростями, оценить влияние рельефа поймы, характера, вида и распределения растительности на ней на пропуск поймой высоких вод.

Таким образом, разработанная математическая модель руслопойменного потока позволяет решать ряд важных для практики задач:

- рассчитывать пропускную способность пойм;
- учитывать воздействие рельефа и растительности на поймах на гидравлические сопротивления;
- выполнять расчеты процессов затопления и разгрузки пойм и пойменных массивов;

— рассчитывать гидравлические характеристики потоков не только при плавно изменяющемся их движении, но и для отрывных течений.

В то же время данная методика не лишена недостатков, к основным из них следует отнести следующие:

- процессы попуска высоких вод в руслах;
- детальный учет рельефа поймы и русла и распределения растительности по территории поймы приводит к чрезмерной перегрузке расчетных модулей и, как следствие, к неоправданно трудоемким расчетам и к снижению их точности. То же относится и к расчетам параметров на значительных по протяженности участках;
- параметризация данной модели осуществляется по натурным данным, т.е. на основе плановых характеристик. Однако это требует специальных исследований, методика которых иногда даже не разработана (например, методика измерений уклонов водной поверхности пойменных потоков).

В целом опыт применения данной методики показал ее эффективность при расчетах полей скоростей течений и отметок свободной поверхности руслопойменных потоков и необходимость устранения указанных недостатков.

6.4. Особенности построения кривых расходов воды на пойменных створах

Причины возникновения паводочных петель на кривых расходов воды на беспойменных участках рек

Закономерности движения потоков в руслах с поймами, приведенные в разд. 6.3, позволяют научно обоснованно вскрыть причины образования петель на кривых зависимостей $Q = f(H)$, $V = f(H)$, $I = f(H)$ при пропуске паводка по затопленным поймам.

Действительно, движение паводочной волны характеризуется нестационарностью и 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, 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 подсчета 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 (6.29) – (6.31). Как показывает анализ и расчеты, члены уравнений в

явном виде, учитывающие нестационарность процесса $\frac{\alpha_b}{g} \frac{\partial V}{\partial t}$, для

равнинных рек малы, составляя доли процента от уклона водной поверхности. Русловое регулирование, учитываемое членом урав-

нения $\frac{qV'}{gF'}$, 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.

Поэтому, 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 на каждом седьмом посту наблюдаются петлеобразные зависимости $Q = f(H)$, $V = f(H)$, $I = f(H)$. Их образование объясняется русловыми деформациями в створе измерений или местными причинами, к которым относят:

переменный подпор от нижерасположенного притока или инженерного сооружения, интенсивные деформации русла на ниже или вышерасположенном перекате, растительность, заломы, заторы и заторы и ряд других причин.

Причины образования и методика расчета петель на кривых расходах воды на пойменных створах

Процесс пропуска 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 60–80 % паводочных вод в период подъема уровней, отдавая их, за исключением потерь на испарение и заполнение бессточных пойменных емкостей в период спада уровней.

Руслопойменное регулирование действует однонаправлено. В период подъема уровней массы воды идут на заполнение русловых и пойменных емкостей. Тем самым уменьшаются расходы воды, и особенно максимальные, а также и уровни воды. В период спада уровней 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 принять в качестве основной причины образования петель на кривых расходах воды руслопойменное регулирование, то ветви подъема всегда 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 быть, по крайней мере, 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 пойменного потоков будет происходить по второму типу, а при спаде – по третьему. На основе этой концепции выполним анализ уравнения движения для руслового потока (6.19) и его применения к объяснению причин взаимного расположения ветвей кривой расходов воды. Применим его к периодам подъема и спада при постоянных расчетных уровнях и найдем разность значений в виде:

$$\Delta I = \left(\frac{V_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_n - \left(\frac{V_p^2}{C_p^2 h_p} \right)_c + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V_p^2}{2g} \right)_n - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_K V_p^2}{2g} \right)_c + \left(\frac{q_* V_p'}{g F_p'} \right)_n - \left(\frac{q_* V_p'}{g F_p'} \right)_c + \left(\frac{\alpha_B}{g} \frac{\partial V_p}{\partial t} \right)_n - \left(\frac{\alpha_B}{g} \frac{\partial V_p}{\partial t} \right)_c. \quad (6.34)$$

Сделав допущение об отсутствии деформаций русла в створе измерений и о неизменности режима перемещения наносов за период паводка, а также приняв, 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 движения паводка также примерно равны в периоды подъема и спада (последнее допущение не является строгим и нуждается в проверке и уточнении), получим:

$$\Delta I = \left(\frac{q_* V_p'}{g F_p'} \right)_n - \left(\frac{q_* V_p'}{g F_p'} \right)_c. \quad (6.35)$$

Простейшие преобразования уравнения (6.35) с учетом (6.27) для расчетного участка длиной Δl позволяют получить уравнение водного баланса:

$$\Delta Q = (\Delta Q_b - \Delta Q_p)_n + (\Delta Q_b - \Delta Q_p)_c. \quad (6.36)$$

Здесь ΔQ – расстояние между ветвями кривой расходов воды при расчетном уровне (рис. 6.25); ΔQ_v и ΔQ_p – изменение расхода воды в русловой части потока за счет эффекта взаимодействия потоков и руслопойменного регулирования. Индексы «п» и «с» обозначают, 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. 6.25, где в графической форме показаны значения параметров уравнения (6.36), значение ΔQ всегда является положительным. Поэтому уравнение (6.26) необходимо представить в виде:

$$\Delta Q = |\Delta Q_v - \Delta Q_p|_n + |\Delta Q_p - \Delta Q_v|_c. \quad (6.37)$$

Уравнение (6.37) позволяет определять и положение ветвей подъема и спада относительно друг друга. Действительно, если $(\Delta Q_v - \Delta Q_p)_n > 0$ и $(\Delta Q_v - \Delta Q_p)_c < 0$, то ветвь подъема располагается вправо от ветви спада и наоборот, что наглядно видно на рис. 6.25.

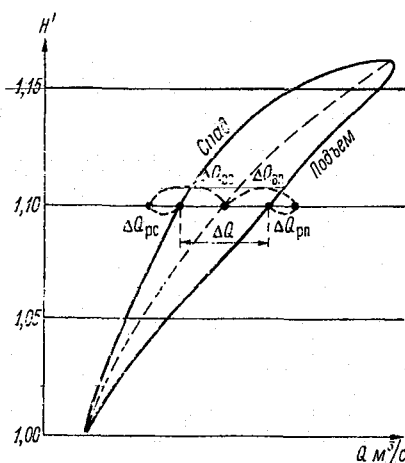


Рис. 6.25. Зависимость $Q = f(H)$, иллюстрирующая методику определения параметров уравнения (6.37).

Расчеты по уравнению (6.37), выполненные на примере 12 рек бывшего Советского Союза, показали, что погрешности расчетов

находятся в пределах точности измерений паводочных расходов воды.

Выражение, аналогичное (6.37), можно получить и из уравнения неразрывности (6.25). Для русловой части потока оно будет иметь вид

$$\frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\partial F}{\partial t} = q, \quad (6.38)$$

здесь $q = q_v + q_c$ — изменение расхода воды на единицу длины потока за счет эффекта взаимодействия (q_v) и склонового стока (q_c);

$\frac{\partial F}{\partial t} = q_p$ — учитывает русловое и пойменное регулирование стока.

Выражая (6.38) в конечных разностях и пренебрегая значением q_c , получаем $\Delta Q = (q_v - q_p)\Delta l$ или $\Delta Q = (\Delta Q_v - \Delta Q_p)$. Применив это уравнение к периодам подъема и спада и находя их разность, получим

$$\Delta Q_{\text{п}} - \Delta Q_{\text{с}} = (\Delta Q_v - \Delta Q_p)_{\text{п}} + (\Delta Q_p - \Delta Q_v)_{\text{с}}. \quad (6.39)$$

Обозначая выражение в левой части через ΔQ , получаем уравнение, аналогичное (6.37). Уравнения (6.37) и (6.38) 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 (6.34), учитывающего неравномерность движения потока в периоды подъема и спада уровней, на формирование петлеобразной зависимости $Q = f(H)$.

7. САМОРЕГУЛИРУЮЩИЕСЯ СИСТЕМЫ В ГИДРОЛОГИИ

7.1. Система «бассейн – речной поток – русло»

Природу в целом можно рассматривать как совершенную саморегулирующуюся систему. Что же под ней понимается? «Саморегулирующимися или спонтанными называются такие механические или природные системы, которые способны путем внутренней перестройки продолжать выполнение своих функций при ограниченных изменениях внешних условий, в которых они развиваются». Рассматривая природу как систему высшего порядка, обратим внимание на то, что она состоит из большого количества взаимодействующих между собой систем более низкого порядка или подсистем. Наиболее сложной из них и высокоорганизованной является сообщество людей, особенно его составляющие – люди.

Системный подход получил широкое развитие в различных отраслях науки, в ряде из них позволив достичь весомых результатов. Некоторыми исследователями даже сделаны попытки философского осмысливания этого подхода. Так, Н.С. Знаменская сформулировала семь постулатов, которыми, по ее мнению, необходимо руководствоваться при применении системного подхода к решению конкретных задач:

- иерархия строения, отображающая сложную организацию системы, состоящей из ряда элементов, которые сами по себе являются сложными системами и состоят из своих элементов, являющихся также сложными системами низших порядков и т.д.;

- эмерджентность – свойство системы отличаться от составляющих ее элементов своим собственным законом развития, не являющимся суммой законов развития элементов;

- принцип соответствия определяющих факторов процесса уровням организации системы, означающим, что закон развития каждого структурного уровня связан со своими собственными критериями или определяющими факторами;

- нелинейность природных систем – нелинейность аналитических выражений, описывающих ее главный процесс, и характер взаимосвязи двух или более сложных систем, опирающийся на некоторые функциональные, а не соответственные отношения;

- способность качественно идентичных систем иметь широкий диапазон своих количественных характеристик;
- ограниченность неоднородных компонентов или элементов системы и неограниченность (массовость) однородных элементов;
- консервативность системы, определяющая ее способность в определенных пределах внешних воздействий сохранять свои свойства.

Эти постулаты сформулированы в различные годы как самой Знаменской, так и другими исследователями и не являются равнозначными. Однако они вполне могут быть использованы при разработке системного подхода при исследовании различных гидрологических, морфометрических и гидравлических характеристик в системе «бассейн – речной поток – русло».

В последнее время резко усилилось антропогенное воздействие на природную систему в целом, что довольно часто приводит к общему нарушению процесса саморегулирования ее составляющих и, как следствие, к их разрушению, т.е. к экологической катастрофе. К сожалению, можно привести множество общеизвестных примеров, когда из-за недальновидной политики, сиюминутной выгоды или просто халатности людей происходят разрушения составляющих звеньев этой очень сложной системы. Наиболее типичными примерами являются Чернобыльская авария, полигоны в штате Невада и в Семипалатинске, Аральское море, наступление пустынь в Африке, вырубка лесов в Южной Америке и Африке и др.

Любая система работает при воздействии на нее как внешних, так и внутренних факторов. Основным внешним фактором, оказывающим решающее воздействие на любую естественную систему, находящуюся на земной поверхности, является солнечная энергия, которая способствует развитию живой природы и играет решающую роль в любых процессах, происходящих на Земле. Воздействие солнечной энергии и процессов, происходящих на Солнце, на природные системы в целом и, в частности, на рассматриваемую систему «бассейн – речной поток – русло», происходит как непосредственно, так и через другие факторы. Однако детальный анализ воздействия внешних факторов выходит за пределы данной дисциплины, поэтому ограничимся кратким их рассмотрением, а основное внимание уделим изучению внутренних факторов, их взаимосвя-

висимости и взаимодействию, обратив особое внимание на механизм саморегулирования системы.

Исследование природной системы в целом и создание ее математической модели – очень сложная задача, решение которой дело ближайшего будущего. Здесь же рассмотрим только одну из ее составляющих, а именно: саморегулирующуюся систему бассейн – речной поток–русло. В процессе саморегулирования этой системы принимает участие очень большое количество факторов, находящихся в сложной взаимосвязи и взаимодействии и часто подверженных воздействию различных случайных процессов.

Как уже указывалось, данную систему можно рассматривать как состоящую из двух взаимодействующих и взаимосвязанных подсистем: бассейна и подсистемы речной поток–русло. Рассмотрим, как же происходит процесс саморегулирования в подсистеме речной поток–русло, выделив предварительно из нее тесно взаимосвязанные и взаимодействующие блоки: жидкий сток, сток наносов и растворенных веществ, русловые процессы и их производную – форму сечения русла, гидравлические сопротивления, ограничивающие факторы и ряд блоков, в основном определяющих качество воды, в частности, биотические факторы. Последние, хотя и играют существенную роль в процессе саморегулирования исследуемой системы, но в данном учебнике детально не рассматриваются. Самостоятельным, приобретающим в последние годы исключительно важное значение, является блок антропогенных факторов.

Как видно на рис. 7.1, все блоки системы взаимосвязаны между собой, и любое внешнее воздействие на них через изменение гидравлических сопротивлений передается остальным блокам системы с целью приведения ее в состояние равновесия. Некоторым исключением из этого является бассейн реки, который не только регулирует жидкий сток и сток наносов, но и формирует их. Перейдем к краткому анализу роли перечисленных блоков в рассматриваемой системе, предварительно акцентировав внимание на ограниченных изменениях внешних условий. Под последними понимаются критические условия, т.е. те, при которых функционирование системы прекращается и система разрушается. Эта проблема в последние годы резко обострилась, так как из-за антропогенного воздействия наблюдается отмирание малых и даже средних рек.

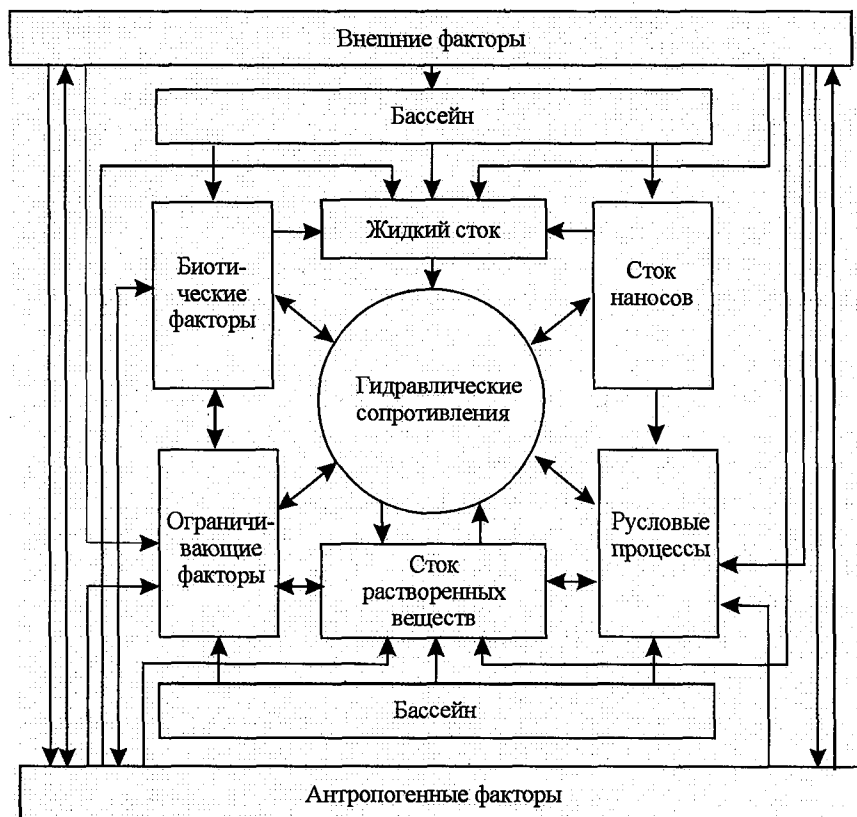


Рис. 7.1. Схема саморегулирующей системы «бассейн – речной поток – русло».

В то же время эта проблема исключительно сложна, так как функционирование системы зависит от очень большого количества факторов, анализ влияния которых будет выполнен в последующих разделах.

Можно провести аналогию с человеческим организмом, который, по данным медиков, рассчитан на очень большие перегрузки. Действительно, организм человека представляет собой близкую к идеальной саморегулирующуюся систему. Однако даже такая система может разрушаться при воздействии на нее различных стрессовых нагрузок.

Свидетельством этому являются летальные случаи от инсультов и инфарктов. В то же время практически разные люди, близкие по возрасту и здоровью, находящиеся в идентичных условиях под влиянием одинаковых стрессов ведут себя по-разному. Одни – умирают, а другие переносят их с наименьшими затратами энергии и здоровья.

Этот пример указывает на большую сложность проблемы критических условий и необходимость рассмотрения их в качестве самостоятельной проблемы. В настоящее время уже можно выделить несколько основных антропогенных факторов, оказывающих негативное воздействие на процесс саморегулирования системы. В первую очередь к ним относятся: интенсивная вырубка лесов, сопровождаемая распашкой площади водосбора. При этом нарушается дернина, значительно увеличивается доля поверхностного стока за счет подземного, сопровождаемая эрозией почв и, как следствие, резким увеличением поступления наносов в реки. Довольно часто количество последних таково, что поток не способен их транспортировать. Интенсивные отложения наносов в руслах малых рек в совокупности с поступлением удобрений и других биологически активных веществ могут приводить к заилению и зарастанию рек, а затем и к их отмиранию.

7.2. Бассейн реки и его роль в процессе саморегулирования системы «бассейн – речной поток – русло»

Бассейн реки – первый и главный регулятор внешних воздействий на систему. Основным их генератором является солнечная энергия. Другие же источники энергии пренебрежимо малы по сравнению с ней, так как их суммарная величина значительно меньше 1 % величины солнечной энергии. Однако помимо прямого последняя оказывает и косвенное воздействие, формируя климат, растительность и другие факторы. Еще в 1884 г. А.И. Воейков привел крылатую фразу: “Реки – суть продукта климата их бассейнов”, тем самым подчеркнув роль климата в формировании стока рек. Именно он определяет величину и распределение осадков как во времени, так и в пространстве, их агрегатное состояние, величину испарения, характер растительности и другие факторы. Поэтому роль климата трудно переоценить. Климат является зональным фактором, на который существенное влияние оказывают ряд азональных факторов (моря и океаны, рельеф местности и др.). Сложность

проблемы влияния климата на процесс саморегулирования исследуемой системы заключается в его изменчивости. В последние годы в научной литературе дискусируется вопрос о направлении в изменении климата. Особенно остро при этом стоит вопрос о соотношении антропогенной и естественной его составляющих. Действительно, глобальные изменения климата являются аperiodическими, т.е. происходят в различные периоды времени. Попытки выделить продолжительность циклов этих изменений неоднократно осуществлялись и будут осуществляться различными исследователями, но это привело и, видимо, в дальнейшем будет приводить к увеличению количества таких разнопериодных циклов от нескольких лет (11, 33 и др.) до нескольких тысяч и даже десятков тысяч лет (1800 и др.). Для выделения таких циклов обычно используются данные как инструментальных измерений различных метеорологических параметров, так и анализ косвенных признаков и методов, используемых в различных отраслях науки (геологии, гидрологии и палеогеографии и др.).

Из многочисленных методов определения тенденции изменения климата, по-видимому, наиболее перспективным является энергетический подход к этой проблеме. Так, если рассматривать только солнечную радиацию, пренебрегая другими источниками энергии, то энергетическое уравнение можно представить в виде

$$R = (I_s + i)(I - A)(E_3 - E_a), \quad (7.1)$$

где I_s — прямая и i — рассеянная (диффузная) солнечная радиация, приходящаяся на единицу горизонтальной поверхности земли; A — интегральное альbedo поверхности, т.е. доля отраженной поверхностью суммарной радиации ($I_s + i$); E_3 — уходящая в космическое пространство длинноволновое излучение поверхности земли; E_a — встречное излучение атмосферы, также тепловое по своей структуре; R — радиационный баланс земной поверхности.

Следует отметить, что практически все параметры уравнения (7.1) подвержены интенсивному антропогенному воздействию. Поэтому сложность данной проблемы заключается в выделении естественной тенденции в изменении климата и антропогенной составляющей. Тем более что эта проблема имеет большое практическое значение. В качестве примера можно привести исследования по проблеме колебаний уровня Каспийского моря. Действительно,

большинство исследователей в 60-е и в начале 70-х годов, существенно преувеличивая роль антропогенного фактора, прогнозировали дальнейшее падение уровня Каспийского моря и на этой основе разрабатывали крупномасштабные проекты переброски стока рек в бассейн Каспийского моря. Однако, начиная с 1977 г., направление тренда естественной составляющей климата изменилось на противоположное, что привело к значительному увеличению количества осадков, в частности, в бассейне р. Волги и, как следствие, к увеличению уровня моря, достигшему двух с лишним метров.

Не останавливаясь на анализе основных концепций изменения климата, который приведен в ряде последних работ, и будет рассмотрен в разделе, посвященном антропогенному воздействию на исследуемую систему, отметим лишь, что большинство исследователей, а также и ВМО прогнозируют в ближайшие годы его потепление в умеренных широтах. Это повлечет за собой изменение практически всех составляющих как уравнения (7.1), так и уравнения водного баланса бассейна:

$$X = Y + Z + \Delta U, \quad (7.2)$$

где X – слой осадков; Y – суммарный слой поверхностного и подземного стока; Z – слой испарения; ΔU – параметр, учитывающий изменение запасов влаги в бассейне, погрешности расчетов и другие факторы.

В связи с отсутствием надежного долгосрочного прогноза изменения климата, а следовательно, и составляющих уравнения водного баланса (7.2) при моделировании гидрологических процессов рассматриваются различные сценарии, в которых принимается ступенчатый график повышения среднегодовой температуры воздуха, как правило, через $0,5^\circ\text{C}$ (0,5; 1; 1,5 и т.д.). В этом случае переход от расчетного повышения температур к изменениям жидкого стока и стока наносов исключительно сложен, так как отсутствует объективная оценка, а тем более методика расчетов изменений составляющих уравнения (7.2).

Существенную роль играют и физико-географические условия бассейна реки: рельеф местности, геологическое строение, озерность, лесистость и др. В частности, ориентация склонов оказывает существенное влияние на величину и характер выпадения осадков и на испарение. Так, известно, что на склонах гор и возвышенностей,

ориентированных в направлении основных переносов влаги, количество выпадающих осадков резко превышает аналогичное на противоположных склонах и на равнинной местности. А именно осадки и являются решающим фактором в формировании речного стока. Существенна роль геологического строения бассейна, так как слагающие его породы также осуществляют регулирование стока, определяя величину и интенсивность фильтрации осадков, т.е. ту их часть, которая формирует подземный сток.

Интересную гипотезу предложил Б.Л. Соколов, которая может существенно изменить современные представления о формировании речного стока. Соколов считает, что доля подземного стока в общем и особенно в паводочном стоке значительно выше и, по его данным, может достигать 60–90 %, т.е. подземная составляющая стока в 2–3 раза больше, чем при классическом расчленении гидрографа стока.

Таким образом, почво-грунты являются одним из регуляторов паводочного стока, способствующим снижению максимальных расходов воды и увеличению продолжительности паводков и половодий. Другими регуляторами стока в бассейне реки являются озера и болота. Если регулирующая роль озер определена довольно четко, то влияние болот на этот процесс значительно сложнее и зависит от их типа и других факторов. Следует также отметить большое значение в регулировании паводочного стока растительности в целом, особенно леса. Длительные дискуссии о влиянии леса на сток, проходившие в 50 – 60-х годах прошлого столетия, показали различную степень регулирующего влияния леса на сток и зависимость этого влияния от климата, степени залесенности бассейна и даже от возраста, состава и пород деревьев.

7.3. Жидкий сток в саморегулирующейся системе

Как указывалось в предыдущем разделе, «реки – суть продукта климата их бассейнов», поэтому процесс формирования речного стока в первую очередь определяется климатическими условиями их бассейнов, хотя значительное влияние на него оказывают и физико-географические факторы. И действительно, многие параметры, определяющие его величину, имеют зональное распределение и даже картированы (модуль стока, слой стока и др.). Вопросам формирования и распределения речного стока посвящено большое коли-

чество исследований. Здесь же рассмотрим лишь процесс естественного регулирования стока и те факторы, которые оказывают на этот процесс решающее воздействие. К таковым в первую очередь относятся бассейн реки, поймы, перекаты и растительность. Особенно велика в регулировании стока роль бассейна. Основными регуляторами стока в нем являются озерность, заболоченность, почвогрунты, лесистость и др. Так как анализ регулирующей роли этих факторов выполнен в курсах гидрология суши, гидрологические расчеты и др., то кратко оценим лишь роль некоторых из них, особенно озерности. Озера являются аккумуляторами паводочного стока. При большой степени озерности гидрограф годового стока в значительной степени выравнивается, т.е. уменьшаются максимальные расходы воды и увеличиваются меженные. Это приводит к тому, что на таких реках пойма, как правило, отсутствует. Наиболее типичным примером таких рек является р. Нева, в бассейне которой, помимо малых и средних озер, расположено два крупнейших озера Европы – Онежское и Ладожское. Объем последнего примерно равен 16 объемам годового стока р. Невы. Озерность ее бассейна составляет около 18 %, а амплитуда колебания расходов воды в период открытого русла от 1250 до 4750 м³/с при среднемноголетней величине 2500 м³/с.

Роль других факторов, регулирующих сток в бассейне рек, значительно меньше, а амплитуда колебаний расходов воды на таких реках России значительно больше. Поэтому на равнинных реках с большой амплитудой колебания расходов и уровней воды почти всегда имеется пойма, служащая для пропуска и регулирования паводочных вод. Ее роль в регулировании стока трудно переоценить. Так, по данным Н.Б.Барышникова, на поймах может аккумулироваться до 70–80 % паводочного стока в период подъема уровней с последующей отдачей его в русло реки в период их спада за исключением потерь на испарение и фильтрацию. Таким образом, пойменное регулирование паводочного стока приводит к существенному уменьшению максимальных расходов воды и значительному увеличению продолжительности половодий и паводков. Действительно, на р. Оби и ее притоках, имеющих большие (шириной до 70 км) поймы, продолжительность половодий и паводков увеличивается настолько, что в отдельные годы они охватывают практически весь навигационный период.

Однако регулирующая роль поймы в пропуске высоких паводков и половодий этим не ограничивается. Действительно, в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого столетия был вскрыт эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков. Для условий стационарного режима Н.Б. Барышниковым была предложена типизация процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков, в основу которой положены особенности морфологического строения поймы и русла на участке, расположенном ниже расчетного створа. В качестве их интегральной характеристики был принят угол α между динамическими осями руслового и пойменного потоков, впоследствии условно приравненный к углу между геометрическими осями русла и поймы. В этой типизации выделено пять типов взаимодействия руслового и пойменного потоков (см. рис. 6.6).

Каждому типу взаимодействия потоков соответствует свой характер изменения скоростей при уровнях, превышающих уровни затопления бровок прирусловых валов. Так, при первом и третьем типах взаимодействия потоков пойменный поток оказывает тормозящее воздействие на русловой и скорости последнего уменьшаются при увеличении уровней воды до достижения ими критического значения, а затем снова начинают увеличиваться. Интенсивность такого уменьшения скоростей находится в прямой зависимости от величины угла пересечения динамических осей потоков. При третьем типе и углах пересечения осей потоков, равных или превышающих 90° , скорости руслового потока могут уменьшаться до нуля и даже изменяться на обратные. При втором типе взаимодействия скорости руслового потока увеличиваются при увеличении уровней воды. Интенсивность их увеличения находится в прямой зависимости от величины угла α (рис. 7.2). При четвертом типе взаимодействия изменение скоростей руслового потока при увеличении уровней происходит в зависимости от особенностей морфологического строения русла и поймы на расчетном участке и может происходить соответственно второму или третьему типам.

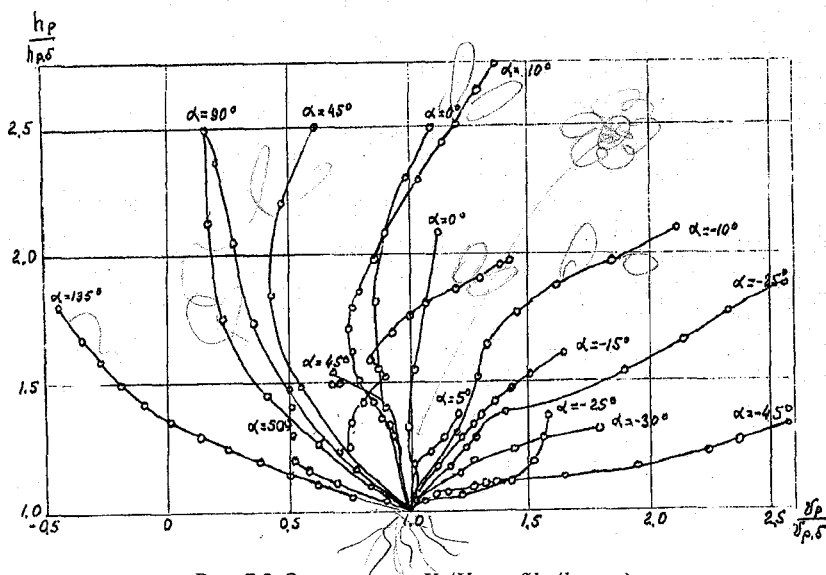


Рис. 7.2. Зависимость $V_p/V_{p,6} = f(h_p/h_{p,6}, \alpha)$.

Более важным для исследований регулирующего воздействия поймы на паводочный сток является неустановившееся движение, которым и характеризуется период пропуска паводков и половодий по затопленным поймам. Действительно, уровни в русловой части потока при пропуске половодий и паводков увеличиваются быстрее, чем в пойменной, из-за большого сопротивления поймы движению потока по ней. Как образно выразился М.А. Великанов, «вода по руслу бежит быстрее, чем по пойме». Это является причиной возникновения поперечных уклонов водной поверхности, направленных от русла к пойме и, как следствие, растекания масс руслового потока по пойме. Таким образом, в период подъема уровней характер взаимодействия руслового и пойменного потоков соответствует второму их типу по приведенной типизации.

В период спада уровней при пропуске паводков и половодий скорости в русловой части потоков уменьшаются значительно быстрее, чем в пойменных, что приводит к образованию поперечных уклонов водной поверхности, направленных от пойм к руслу. Следовательно, в этот период массы пойменных потоков, вторгаясь в русло, тормозят русловые потоки, что по существу близко к треть-

ему типу взаимодействия потоков, который характеризуется уменьшением скоростей последних.

Таким образом, эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков в условиях неустановившегося движения половодий и паводков приводит к увеличению скоростей и уклонов водной поверхности руслового потока в периоды подъема уровней и соответственно к их уменьшению – в периоды спада. Такой характер изменения скоростей и уклонов водной поверхности руслового потока в различные фазы паводков и половодий свидетельствует о процессе саморегулирования жидкого стока в исследуемой системе.

Аккумуляция паводочного стока поймами в период подъема уровней и его срабатывание в период их спада совместно с эффектом взаимодействия руслового и пойменного потоков приводят к уменьшению максимальных расходов и уровней воды, увеличению продолжительности половодий и паводков и, как следствие, к сглаживанию гидрографа стока. Следует также отметить, что взаимное воздействие этих двух факторов (аккумуляция стока и эффект взаимодействия потоков) позволили Барышникову не только объяснить причины образования петель на кривых расходов воды, средних скоростей и уклонов водной поверхности, но и сделать вывод о том, что на пойменных створах петлеобразные кривые являются правилом, а их отсутствие – исключением из него. Этот вывод был основан на анализе уравнений неразрывности и движения потока с переменным по длине расходом воды.

Уместно отметить, что в ряде региональных управлений Росгидромета, к сожалению, довольно часто бракуют данные измерений, если они не соответствуют однозначной зависимости расходов воды от уровней на участках с недеформируемыми или слабдеформируемыми руслами.

На страницах ряда американских журналов была проведена дискуссия, посвященная пропуску катастрофических паводков. М.А. Стивенс, обобщивший итоги этой дискуссии, пришел к выводу о том, что катастрофические паводки редкой повторяемости (1 раз в 400–1000 лет) в экваториальной и тропической зонах, как правило, полностью ликвидируют меженное извилистое русло и частично пойму, создавая на их месте новое широкое прямолинейное (канализованное) русло, ширина которого равна суммарной

ширине поймы и русла. При этом растительность на пойме полностью уничтожается.

В последующие меженные периоды и паводки, имеющие близкую к средней повторяемость, постепенно снова формируется узкое извилистое русло с поймой. Таким образом, Стивенс считает, что формирование русла и поймы в первую очередь определяется последовательностью паводков и их мощностью. Однако паводки, как отмечает Стивенс, не являются единственным фактором, вызывающим изменение формы речного русла.

Аналогичный пример приводит В.Р. Хаусфуртер, выполнивший анализ изменений, происшедших в русле р. Симаррон, протекающей на юго-западе штата Канзас. Он отмечает, что "в конце прошлого и начале нынешнего столетия это была небольшая речка, шириной около 15 м. В 30-е годы, вследствие неоднократных наводнений и повышения уровня воды, русло расширилось до 370 м и заняло большую часть поймы, но в 60-е годы русло вновь сузилось до 150 м. Пример р. Симаррон показывает, насколько важно учитывать все факторы, влияющие на речную систему".

Влияние катастрофических паводков, вызывающих коренные преобразования русла и поймы, сведения о которых приведены Стивенсом и другими авторами, выявлены на реках, расположенных в экваториальных и тропических широтах. В России это справедливо только для рек Дальнего Востока, на которых необходимо учитывать возможность образования катастрофических паводков при прохождении тайфунов и муссонных дождей и вызванных ими коренных переформирований речных русел и пойм.

Так, осенью 1981 г. тайфун "Филлис", а также другие, прошедшие в последующие годы, вызвали катастрофические паводки на ряде рек Сахалина, Хабаровского и Приморского краев. Отметки уровней на реках этого региона часто превышали исторические горизонты, а на ряде малых и средних рек даже были затоплены речные водоразделы. Однако даже эти паводки по своему воздействию на русло и пойму нельзя сравнить с теми, которые наблюдались в Индии, Венесуэле и других странах, расположенных в экваториальных и тропических широтах.

При высоких паводках меженное русло может полностью заноситься донными наносами в местах, где углы пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков достаточно велики

(около 90° и более). Массы воды из русла, захватывая частицы наносов, поступают на поймы или пойменные массивы, охватывая при катастрофических паводках участки пойм большого протяжения. В качестве иллюстрации этого можно привести натурные данные по р. Оби у г. Барнаула, полученные З.М. Великановой и Н.А. Ярных, и лабораторные исследования Н.С. Знаменской.

Рассмотрим процесс саморегулирования речного стока в меженные периоды, когда питание рек осуществляется за счет подземных вод и находится в прямой зависимости от скорости их истощения. Как же осуществляется это саморегулирование? Русла с неизменными глубинами и площадями поперечного сечения по длине встречаются только в каналах. Речные же русла представляют собой чередование перекатных и плесовых участков. Последние характеризуются большими глубинами и небольшой шириной, другие же, наоборот, — малыми глубинами и большой шириной русел.

В регулировании стока роль перекатов особенно велика. В маловодные, засушливые периоды они выполняют функции подпорных сооружений, поддерживая уровни воды в плесах, не давая им снижаться до критических значений. Это приводит к уменьшению величины напора подземных вод и тем самым к уменьшению скоростей их поступления в русла рек, а следовательно, к увеличению продолжительности периода расходования запасов последних в бассейнах рек.

В связи с возросшим вниманием к проблеме малых рек уместно отметить, что принцип регулирования запасов подземных вод раньше умело использовался посредством строительства разборных плотин, которые в значительной степени увеличивали период расходования этих запасов.

Следует отметить роль растительности в процессе саморегулирования в летний меженный период. Действительно, большинство равнинных рек России в летний период зарастает растительностью, которая, создавая большое гидравлическое сопротивление движению речного потока, создает подпор, т.е. повышение уровней при пропуске тех же расходов воды.

Следовательно, результат воздействия растительности близок к роли перекатов, т.е. она так же, как и перекаты, уменьшая величину напора подземных вод в меженный период, способствует уменьшению скорости их истощения и тем самым, являясь одним из факто-

ров саморегулирования, способствует сохранению жизнедеятельности исследуемой системы и, в частности, сохранению малых рек.

Таким образом, в системе «бассейн – речной поток – русло» осуществляется процесс саморегулирования жидкого стока, начиная с момента выпадения осадков на территорию бассейна как в самом бассейне, так и непосредственно в русле реки. Причем это регулирование стока направлено на сглаживание его гидрографа за счет снижения максимальных и увеличения минимальных расходов воды с целью продления периода жизнедеятельности реки.

7.4. Природные факторы, ограничивающие процесс саморегулирования в исследуемой системе

К таким природным факторам, которые И.В. Поповым названы ограничивающими, следует отнести особенности геологического строения бассейна реки, вечную мерзлоту, физико-географические условия, к ним, в частности, относятся ледовые явления и некоторые, менее существенные факторы.

Наибольшее значение имеют особенности геологического строения бассейна. Именно они в значительной степени определяют условия бассейнового регулирования жидкого стока, величину, состав и характер поступления наносов в реки. Более того, особенности геологического строения бассейна определяют запасы подземных вод и характер их поступления в русла рек. Действительно, наличие высокорасположенных водоупоров приводит к тому, что запасы подземных вод ограничены. Наличие карста в бассейнах рек и особенно карстовых воронок, способствует быстрому переводу поверхностного стока в подземный. В качестве примера можно привести р. Оредеж, бассейн которой в значительной степени закарстован. Это приводит к тому, что на ней наблюдается довольно высокий меженный сток как летний, так и зимний. Более того, бассейн р. Оредеж подпитывается подземными карстовыми водами за счет бассейнов соседних карстовых рек. В частности, это подтверждается постоянством температуры воды (около 4 °C), попадающей в русло реки из подземных источников.

Особенности геологического строения бассейна реки определяют ее продольный профиль, а следовательно, уклоны дна и водной поверхности. Наиболее характерно это прослеживается на поверхностях трудноразмываемых, в том числе скальных пород. При этом

на границе их расположения на равнинных реках могут происходить существенные изменения продольного профиля, иногда сопровождаемые образованием водопадов. Типичным примером может служить водопад на р. Саблинке в Ленинградской области в районе поселка Ульяновка, где наблюдаются выходы трудноразмываемых известняков. Величина перепада уровней в этом месте около 3 м.

Велика и роль вечной мерзлоты, которая занимала 48% территории бывшего СССР. В настоящее время в связи с его распадом от России отошли значительные южные и юго-западные территории – территории самостоятельных республик СНГ. Это привело к тому, что процент территории, занятый вечной мерзлотой в России, существенно увеличился и в настоящее время превышает 60%.

Воздействие вечной мерзлоты на процесс саморегулирования исследуемой системы изучено недостаточно. В то же время можно утверждать, что она, как правило, замедляет его. Действительно, в зоне залегания сплошной вечной мерзлоты реки значительную часть года находятся в состоянии, когда все процессы, происходящие в них, резко замедляются. Более того, многие реки этого региона, особенно на Крайнем Севере, перемерзают в основном из-за истощения запасов подземных вод. В то же время перемерзание рек может быть обусловлено и местными причинами. В этом случае поступающая с верхних участков вода, вырываясь на поверхность, образует наледи.

Кратко рассмотрим влияние еще одного фактора, который очень близко примыкает к данному блоку и оказывает существенное влияние на процесс саморегулирования в рассматриваемой системе, а именно ледовые явления. Как известно, последние той или иной продолжительности наблюдаются почти на всех реках бывшего СССР, за исключением небольшого их количества, находящегося на юге Кавказа.

Не останавливаясь на детальном анализе влияния этого фактора в течение всего зимнего периода, рассмотрим лишь некоторые, наиболее неблагоприятные, точнее экстремальные периоды. Действительно, велико влияние ледовых явлений на распределение стока и русловые процессы в периоды вскрытия и замерзания, которые на многих реках, особенно протекающих с юга на север, сопровождаются интенсивным ледоходом и заторно-зажорными явлениями. К таковым относятся большинство рек Сибири и часть рек ЕТР (Пе-

чора, Сев. Двина, Онега и др.). Заторы и зажоры резко нарушают процесс саморегулирования, создавая ледовые плотины, частично или полностью перегораживающие реки, что часто приводит к значительным подъемам уровней воды и, как правило, к большим деформациям русел рек. При разрушении таких ледовых плотин возникают волны прорыва, часто вызывающие катастрофические наводнения и производящие большие деформации русел и пойм.

В качестве примера можно привести затор, образовавшийся в нижнем бьефе Красноярского гидроузла на нижней кромке полыньи при пропуске расчетного зимнего расхода воды, равного $3500 \text{ м}^3/\text{с}$. В результате подъем уровней достиг нескольких метров. После прорыва затора образовавшаяся волна, двигавшаяся с большой скоростью, затопила пойму, вызвав значительные деформации русла и поймы. И если при обычном ледяном покрове процесс саморегулирования системы не нарушается, т.е. она довольно легко приспосабливается к таким условиям, то при заторах и зажорах возникают значительные осложнения, заставляющие систему работать в критическом режиме. Еще один наглядный пример: заторы на р. Лене, приведшие к затоплению нескольких городов и поселков (г. Ленск и др.) и нанешие большой экономический ущерб.

Таким образом, ледовые явления, и особенно заторы и зажоры, оказывают существенное воздействие как на гидрологический режим рек, так и на русловые процессы. По-видимому, они оказывают дестабилизирующее воздействие на процесс саморегулирования, заставляя систему работать в околокритическом режиме.

Следует отметить влияние еще одного фактора, а именно наледей, которые, в частности, на многих реках Сибири и Северо-Востока России достигают очень больших размеров. Так, например, «длина и ширина самой большой в России Момской наледи Улахан Тарын (бассейн р. Индигирки) сопоставимы с аналогичными характеристиками ледника Федченко на Памире... ее площадь в конце зимнего периода достигает 150 км^2 , а объем – 400 млн м^3 ». На ее образование в течение зимы расходуется около $16 \text{ м}^3/\text{с}$ подземных вод. В теплое время года в результате таяния наледи в р. Мому в среднем поступает $30 \text{ м}^3/\text{с}$.

На территории Северо-Востока России, по данным Б.Л. Соколова, «обнаружено около 10 тысяч наледей, общая площадь которых составляет около 14 тыс. км^2 . Суммарный объем воды, аккумуля-

лированной в наледях, оценивается в 30 км^3 или 25 мм слоя по отношению к площади их распространения, равной $1\,210\,000 \text{ км}^2$. Запасы же воды в наледях на территории России оцениваются в 50 км^3 . Приведенные цифры показывают, насколько велика роль наледей в режиме стока рек мерзлотной зоны.

Краткий, далеко не полный, анализ влияния природных факторов, ограничивающих механизм работы саморегулирующейся системы, обусловлен недостаточностью исходной информации, ограниченностью объема учебника, а также желанием хотя бы кратко описать воздействие многочисленных факторов, влияющих на процесс саморегулирования этой сложнейшей системы.

7.5. Роль гидравлических сопротивлений речных русел в саморегулировании подсистемы «речной поток – русло»

Рассмотрим влияние одного из основных блоков, учитывающего гидравлические сопротивления, на процессы саморегулирования в этой сложнейшей подсистеме речной поток – русло. К сожалению, несмотря на очень длительный период и большое количество исследований по этой проблеме, она остается одной из узловых в гидравлике, особенно в ее речной составляющей. Основной причиной этого является попытка решения проблемы в отрыве от системы, т.е. односторонний внесистемный подход заранее обречен на неудачу. И если в технической гидравлике достижения вполне ощутимы, даже, можно сказать, солидные, то в речной гидравлике положение с проблемой гидравлических сопротивлений остается крайне сложным и часто неопределенным. Поэтому ее решение находится только в переходе к системному подходу оценки гидравлических сопротивлений в сложном комплексе многочисленных взаимодействующих блоков. Отрыв какого-либо из них из этой системы при рассмотрении проблемы не может дать положительных результатов.

В связи с тем, что вопросам гидравлических сопротивлений посвящена глава 3, в которой детально рассмотрено состояние этой проблемы, ограничимся кратким изложением их роли в процессе регулирования работы подсистемы «речной поток – русло». Известно, что равнинные реки протекают в руслах, дно которых сложено аллювиальными отложениями, т.е. речные потоки сами формируют эти отложения. Следовательно, они сами формируют и высоту выступов шероховатости, определяющих величину сопротивлений. В

частности, при интенсивных размывах русла обычно потоком сначала смываются мелкие и средние частицы отложений, а самые крупные оседают на дне, тем самым существенно увеличивая как величину сопротивления, так и величину критической скорости размыва.

Более того, речные потоки на равнинных реках сами изменяют режим перемещения наносов из безгрядной формы в донногрядовую, тем самым существенно изменяя величину гидравлических сопротивлений. Речные русла в отличие от каналов, как правило, представляют собой чередование плесов и перекатов, существенно изменяя по длине форму сечения русла, а следовательно, и величину гидравлических сопротивлений. В то же время перекаты, являясь регуляторами не только стока наносов, но и речного стока, можно рассматривать как своего рода естественные подпорные стенки, в результате действия которых, на плесовых участках скорости течения существенно уменьшаются, а на перекатах, наоборот, увеличиваются.

Аналогичные процессы происходят и при зарастании речных русел растительностью. Последняя в меженные периоды, резко увеличивая сопротивления, уменьшает скорости течения и увеличивает уровни воды, тем самым уменьшая скорости истощения запасов воды как в русловой сети, так и подземных вод.

При пропуске паводков, особенно высоких, растительность под действием сил тяжести больших масс воды уплотняется в придонном слое. Причем плотность этого слоя тем больше, чем больше масса воды над ней, т.е. чем больше мощность паводка. В то же время при этом гидравлические сопротивления значительно уменьшаются. Таким образом, и в этом случае процесс саморегулирования системы направлен на увеличение пропускной способности русла при пропуске паводков, т.е. когда пропускаются большие количества воды и, наоборот, на уменьшение пропускной способности русла в меженный период, когда воды недостаточно.

В предыдущей шестой главе выполнен анализ процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков при пропуске паводков и половодий при затопленной пойме. При этом установлено, что при подъеме уровней за счет растекания потока по пойме происходит увеличение уклонов водной поверхности в русловой части потока, а следовательно, и его скоростей и пропускной способности русла.

Таким образом, с помощью гидравлических сопротивлений осуществляется процесс саморегулирования в исследуемой подсистеме.

теме. Действительно, в период подъема уровней, когда в реки поступает большое количество воды, система за счет регулирования увеличивает скорости течения руслового потока, следовательно, и пропускную способность русла. На спаде паводков и половодий, когда поступление воды в реки сокращается, система уменьшает скорости руслового потока и тем самым уменьшает пропускную способность русла. С учетом пойменного регулирования этот процесс приводит к значительному уменьшению максимальных расходов воды и к увеличению продолжительности паводков и половодий.

К сожалению, в настоящее время еще не разработана методика расчетов гидравлических сопротивлений на основе системного подхода. Это в значительной степени обусловлено отсутствием комплексной натурной информации, в частности, сведений о процессах, происходящих не только в руслах рек, но и на их водосборах.

7.6. Антропогенный фактор и его воздействие на саморегулирующуюся систему «бассейн – речной поток – русло»

Виды антропогенного воздействия

Антропогенный фактор оказывает все возрастающее воздействие на природную систему в целом и ее составляющие. Предполагается, что это воздействие будет продолжаться с увеличивающейся интенсивностью и в XXI в. Его формы исключительно многообразны, хотя и распределены неравномерно по территории земного шара. Наиболее велико оно в промышленно развитых странах Западной Европы, США, Японии, Южной Кореи и др. В то же время это воздействие в значительной степени зависит не только от промышленного потенциала и уровня технологий, но и от плотности населения.

Как правило, антропогенное воздействие оказывает негативное влияние, дестабилизирующее процессы саморегулирования природной среды. В ряде случаев при нагрузках, превышающих критические, интенсивные воздействия приводят к полному, необратимому нарушению процесса саморегулирования геосистем и, в конечном итоге, к их разрушению. Можно привести многочисленные примеры гибели такого типа геосистем, как малые и даже средние реки России и других стран.

В большинстве развитых стран уже осознали и оценили опасность негативных последствий антропогенного воздействия, и для борьбы с ним ассигнуются значительные материальные средства и проводятся комплексы различных мероприятий. В частности, в Германии принимаются радикальные меры по борьбе не только с загрязнением рек, в чем достигнуты весьма значительные результаты, но и намечается ряд радикальных мероприятий по восстановлению природных комплексов, вплоть до восстановления таких больших рек, как Рейн, Эльба и другие, и доведения их до состояния, близкого к бытовому.

В США, как известно, несмотря на огромные материальные затраты, проведена очистка от загрязнений некоторых из Великих озер. В большинстве стран приняты суровые законы, направленные на борьбу с негативными последствиями антропогенных воздействий. В частности, проекты всех сооружений обязательно проходят экологическую экспертизу.

Рассмотрим различные виды антропогенного воздействия на исследуемую систему. Их можно подразделить на прямые и косвенные. К последним относятся воздействия на климат и физико-географические условия бассейна реки. К прямым – комплекс гидротехнических сооружений и водохозяйственных мероприятий в руслах и на поймах рек.

Наиболее сложным и наименее изученным из этих видов является антропогенное воздействие на климат, хотя этой проблеме в последнее время уделяется очень большое внимание, о чем свидетельствуют многочисленные отечественные и зарубежные публикации, в которых авторы, выполняя анализ причин изменения, предлагают различные сценарии дальнейшего его изменения. Учитывая, что эти изменения происходят постепенно, рассматриваемая система, как правило, успевает адаптироваться к ним. Этой проблеме посвящен специальный курс, поэтому в данном учебнике она рассматриваться не будет.

Примерно такое же положение с антропогенным воздействием на бассейн реки. Эта проблема также хорошо освещена как в отечественной, так и в зарубежной литературе, а также в учебном курсе «Гидрология суши». Особенно большое внимание в литературе уделено влиянию озер, болот и леса, его вырубке и осушению болот

с последующим сельскохозяйственным использованием этих территорий на процессы саморегулирования в исследуемой системе.

Поэтому основное внимание целесообразно уделить воздействию различных гидротехнических сооружений и водохозяйственных мероприятий в руслах и на поймах рек на процессы саморегулирования.

7.7. Воздействие гидротехнических сооружений и водохозяйственных мероприятий в руслах и поймах рек на экологию и процесс саморегулирования исследуемой системы

Воздействие гидротехнических сооружений и водохозяйственных мероприятий на жидкий сток, гидравлические, морфометрические и другие характеристики рек посвящена обширная научная литература. В частности, в работе «Антропогенное воздействие на русловые процессы» Н.Б. Барышникова выполнен детальный анализ их воздействия на русловые и пойменные процессы. Все гидротехнические сооружения и водохозяйственные мероприятия по степени их воздействия на русловые процессы подразделяются на активные и пассивные. С небольшими дополнениями эту типизацию можно распространить и на другие гидрологические и морфометрические характеристики речных русел и рек в целом (рис. 7.3). Любая типизация – это схема, необходимая для разработки расчетных методик и др. В данную типизацию внесены небольшие изменения.

Так, продольные дамбы обвалования большой протяженности и карьерные участки, коренным образом изменяющие русловые процессы на участках большой протяженности, а также оказывающие значительное влияние на гидравлику потока и его гидрологические характеристики, отнесены к первой категории активных сооружений.

В учебнике не представляется возможным выполнить детальный анализ воздействия всех видов этих сооружений на экологию и процесс саморегулирования исследуемой системы. Поэтому ограничимся рассмотрением влияния лишь основных активных сооружений.



Рис. 7.3. Типизация речных инженерных сооружений по их воздействию на русловые процессы (по Б.Ф. Снищенко).

Воздействие регулирующих водохранилищ

К активным, в первую очередь, относят регулирующие водохранилища, оказывающие исключительно большое влияние на жидкий сток и сток наносов, русловые процессы и другие характеристики. Они коренным образом изменяют морфологическое строение русел и пойм на участках большого протяжения, особенно на равнинных реках. При этом изменяются как величина годового стока за счет увеличения испарения с поверхности водохранилищ, так и его внутригодовое распределение, особенно под воздействием водохранилищ многолетнего регулирования.

Процессы, происходящие в верхних бьефах водохранилищ, принципиально отличаются от аналогичных, происходящих в нижних бьефах. Поэтому рассмотрим их отдельно, начав с верхних бьефов.

При возведении водохранилищ, особенно на равнинных реках происходит затопление и подтопление больших площадей пойменных и других земель. Так, по данным С.Л. Вендрова, на территории бывшего Советского Союза площадь водного зеркала водохранилищ превысила 25 млн га. В то же время, по данным Н.Н. Пельт, примерно 40 % этих площадей приходится на затопляемые поймы. Следовательно, общую площадь затопленных пойм на территории бывшего СССР следует оценить примерно в 10 млн га. Однако эти цифры не включают в себя площади подтопляемых земель и в первую очередь пойм, на которых из-за значительного повышения уровня грунтовых вод резко изменяется характер растительности. Вместо высокопродуктивных пойменных лугов образуются непродуктивные болотные массивы, и тем самым подтопленные поймы почти полностью исключаются из сельскохозяйственного использования. Следует отметить, что водохранилища выводят из сельскохозяйственного и другого назначения затопляемые и подтопляемые земли не только на основном водотоке, но и на его притоках.

В то же время Н.И. Хрисанов и Н.В. Арефьев приводят другие цифры. Так, общая площадь затопления на территории бывшего СССР на 1990 г. составляла 6,47 млн га. Эта цифра примерно в 4 раза меньше приведенной С.Л. Вендровым. По-видимому, здесь применяются различные методики расчетов.

В верхних бьефах часто происходят затопления и подтопления различных населенных пунктов, иногда даже городов, особенно расположенных на поймах. Как правило, их переносят на более высокие места, находящиеся вне зоны подтопления водохранилищами. Например, в зону затопления и подтопления водохранилища Красноярской ГЭС попало 133 населенных пункта, водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС – 19 поселков.

Следует отметить, что водохранилища часто вызывают ряд негативных процессов, как правило, обусловленных просчетами, допущенными при проектировании, строительстве и эксплуатации ГЭС. Так, на ряде водохранилищ, созданных в восточных регионах страны, их чаши предварительно не вычищались, миллионы кубометров леса не были вырублены, а были затоплены при заполнении водохранилищ. Наиболее наглядными примерами являются водохранилища Братской и Саяно-Шушенской ГЭС, где затоплено несколько миллионов кубометров строевого леса. Помимо убытков от неиспользования этого леса в народном хозяйстве его затопление приводит к авариям водного транспорта и, что самое главное, затопленные деревья являются причиной резкого снижения качества воды, иногда приводя к загниванию весьма больших участков водохранилища. Для ликвидации последствий на Братском водохранилище было создано специальное подразделение, задачей которого являлась очистка чаши водохранилища от затопленного леса. Это один из ярких примеров бесхозяйственности и хищнического отношения к природным ресурсам. На некоторых водохранилищах, где процесс их затопления осуществлялся без предварительного очищения их чаши, наблюдалось образование торфяных островов. Площадь последних достигала нескольких квадратных километров, а толщина нескольких метров.

В южных регионах «болезнью» водохранилищ является зарастание их сине-зелеными водорослями. Их быстрый рост обусловлен интенсивным поступлением в водохранилища органических и минеральных удобрений, смываемых с полей и поступающих из других источников. Быстрый рост, последующее отмирание и гниение таких водорослей приводит к резкому ухудшению качества воды и невозможности ее использования не только для питья, но и для хозяйственных целей.

Большие водохранилища оказывают существенное влияние на климатические условия прилегающей территории, особенно в летне-осенние периоды. Наиболее четко это проявляется в регионах с резко выраженной антициклонной деятельностью. В качестве примера можно привести изменение климата в районе г. Красноярска под влиянием Красноярского водохранилища, где произошли значительные изменения погодных условий, выразившиеся в резком увеличении влажности и осадков в виде дождей в летне-осенние периоды.

Остро стоит вопрос о негативных последствиях строительства больших водохранилищ на горных реках, где высота плотин довольно часто превышает сотни метров. Например в Китае плотина Лоньянся высотой 178 м, Дун Цзян – 157 м, Эртрань – 240 м и др. В Индии в 1969 г. построена каменная плотина Нагарджана Сагар высотой 124,7 м. На реках Средней Азии также построено несколько плотин, высота которых превышает 200 м. Это плотины Рангунской и Нурекской ГЭС высотой соответственно 330 и 305 м. На Кавказе – Ингульская ГЭС с плотиной высотой 271,5 м и многие другие.

При таких высоких плотинах создаются водохранилища объемом в десятки и даже сотни кубических километров, что в сейсмически опасных районах, а большинство горных районов таковыми и являются, может приводить, а иногда и приводило к землетрясениям. Катастрофическими являются и обрушения больших массивов горных пород в водохранилищах из-за волнения и других причин, приводящие к образованию мощной волны, способной разрушить не только прибрежные селения, но даже плотину водохранилища.

Рассмотрим процессы, происходящие в нижних бьефах гидроузлов. Как уже указывалось, в них поступает лишенная наносов осветленная вода со скоростями, равными или большими бытовых. Это сразу же приводит к образованию воронки местного размыва, глубины в которой могут достигать десятков метров. По мере стабилизации воронки размыва поток перестает насыщаться наносами, что приводит к деформациям общего размыва, распространяющимся на десятки, а иногда и сотни километров. Этот процесс весьма продолжительный, на равнинных реках он может формироваться десятки, а иногда и сто лет. Характер этих деформаций заключается в однонаправленном врезе русла и понижении отметок уровней и дна.

В связи с регулированием стока максимальные расходы воды, как правило, существенно уменьшаются, особенно в нижних бьефах водохранилищ многолетнего и сезонного регулирования. Меженный же сток, наоборот, существенно увеличивается. Это хорошо иллюстрируется на примере р. Волги у с. Лебяжье (рис. 7.4), где приведены гидрографы стока за 1956 г., т.е. до строительства выше расположенного водохранилища Волгоградской ГЭС, и за 1975 г. после его строительства при близких значениях среднегодовых расходов воды.

Как видно на рис. 7.4, максимальный расход воды уменьшился примерно до 18 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$ в 1975 г. по сравнению с 25 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$ в 1956 г., а летний и зимний меженный сток за этот же период увеличился примерно в 1,5–2 раза.

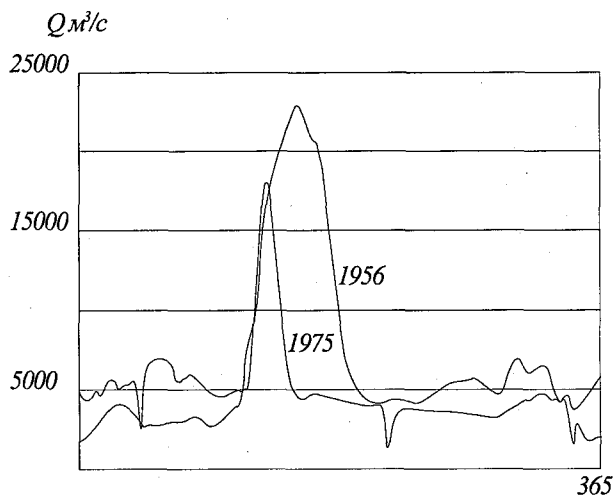


Рис. 7.4. Гидрографы стока р. Волги у с. Лебяжье за 1956 и 1975 гг.

Врезание русла и следующая за ним сработка уровней обычно приводят к снижению уровней грунтовых вод, а следовательно, и к уменьшению их запасов в маловодные периоды.

Как уже указывалось, в нижних бьефах ГЭС пики паводков снижаются и паводочные воды на ряде рек не затопливают поймы, что в аридной зоне приводит к их остепнению и необходимости орошения. Однако орошение также не компенсирует уменьшения продуктивности пойм из-за отсутствия мелких гумусовых частиц,

приносимых паводками в бытовых условиях. Так, Вендров приводит пример остепнения ранее высокопродуктивной поймы р. Иртыша, вызвавшего необходимость специальных попусков Бухтарминской ГЭС. Весьма значительные попуски производятся из водохранилищ Волгоградской и Куйбышевской ГЭС с целью обеспечения нерестилищ рыб и продуктивности Волго-Ахтубинской поймы. Эти попуски производятся в ущерб энергетике.

В Казахском научно-исследовательском институте энергетики провели детальные наблюдения по реализации проектов восстановления биологической продуктивности поймы р. Иртыша на участке ниже Бухтарминской ГЭС. В период наполнения водохранилища (1960–1963 гг.) прекратилось затопление пойменных лугов, которое было основой их урожайности. Продуктивность этих лугов сократилась с 17 до 3–4 ц/га из-за прекращения их обводнения.

Такое положение привело к необходимости сельскохозяйственных попусков из водохранилища Бухтарминской ГЭС в ущерб энергетике. “Схема” таких попусков, основанная на теории трансформации паводочной волны при ее совмещении с паводками основных притоков на этом участке рек Убы и Ульбы, была разработана в ГГИ. Несмотря на приближенный характер “схемы” и ряд ее недостатков, она была реализована при проведении попусков в 1962, 1964–1972 гг. Первый попуск 1962 г. не привел к затоплению поймы, но его опыт позволил резко повысить их эффективность в последующий период.

Основные результаты попусков приведены в табл. 7.1. Анализ данных этой таблицы показывает, что, несмотря на большие энергетические потери, только в 1964 г. урожайность лугов достигла и даже несколько превысила соответствующую в естественных бытовых условиях. Это объясняется тем, что пойма перед попуском четыре года «отдыхала», и в 1964 г. были израсходованы запасы питательных веществ, накопленных на пойме в предыдущий период. В последующие 1965–1972 гг. урожайность лугов составляла только 55–87 % их естественной продуктивности. Это обусловлено резким уменьшением поступления питательных веществ при попусковом затоплении пойм по сравнению с их естественным затоплением, а также частичным заболачиванием и переувлажнением лугов. Пойма как аккумулятор плодородия сама регулировала и гарантировала свое плодородие. В условиях попуска пойма подвержена в первую оче-

редь регулярному “ударному” воздействию волны попуска, освещенные массы воды которого “раскачивают” плодородный слой и бесполезно вымывают из озер и углублений накопившийся годами ил.

Таким образом, следует отметить, что попуски для восстановления продуктивности пойменных лугов вполне оправданы как временная мера, но из-за ряда негативных последствий для интенсификации сельскохозяйственного производства на поймах целесообразно перейти на регулярное орошение пойменных земель с одновременной их мелиорацией. В качестве радикального было принято решение о строительстве на р. Иртыше каскада ГЭС.

Однонаправленное врезание русла в нижнем бьефе приводит к снижению базиса эрозии притоков, что, в свою очередь, приводит к врезанию их русел, т.е. к изменению типа русловых, а следовательно, и пойменных процессов и существенному уменьшению затопляемости пойм.

Другим следствием врезания русел является падение или посадка уровней, приводящая к значительному увеличению уклонов водной поверхности притоков и их скоростей, а также выносу крупных фракций наносов в основное русло. Последние, отматывая русло, замедляют или прекращают процесс его размыва.

Таким образом, в нижних бьефах ГЭС из-за направленных деформаций размыва русла основного водотока и его притоков, как правило, происходит увеличение площадей их сечения, а следовательно, и пропускной способности русел. Это приводит к значительному уменьшению частоты и продолжительности затопления пойм, что в совокупности с уменьшением мутности приводит к уменьшению количества наносов, отлагающихся на них.

В последние годы в связи со строительством и эксплуатацией ГЭС, расположенных на реках, протекающих в суровых климатических условиях, особенно остро встала проблема затопления пойм зимними паводками. Действительно, регулирующие водохранилища, накапливая воду в паводочный период, существенно увеличивают летний и зимний сток. Пропуск высоких зимних расходов воды при сечении реки, забитом льдом и шугой, происходит при низких зимних коэффициентах k_z , что часто приводит к затоплению пойм.

Рассмотрим эту проблему более детально на примере Красноярской ГЭС, где в 1968–1974 гг. были проведены специальные ис-

следования пропуска повышенных, с учетом аварийной нагрузки, расходов воды ($3500 \text{ м}^3/\text{с}$).

В нижнем бьефе ГЭС формируется полынья, размеры которой зависят от суровости зимы, режима попусков ГЭС, температуры воды, поступающей из водохранилища, и от объемов и температуры промышленных вод, сбрасываемых предприятиями, расположенными ниже ГЭС. На Красноярской ГЭС минимальные размеры полыньи в период наблюдений с 1968 по 1974 г. изменялись от 50–70 км в суровую зиму 1968–69 г. (при $Q = 1200 \div 1500 \text{ м}^3/\text{с}$) до 140 км в 1970–1974 гг. (обычные зимы). Наибольшие размеры полыньи, достигающие 300 км, наблюдались в марте.

В условиях попускового режима работы ГЭС, когда расходы воды изменяются в значительных пределах от 1200 до $3500 \text{ м}^3/\text{с}$, происходит взлом кромки льда и забивка русла льдом и шугой, т.е. образование заторов и зажоров, что вызывает максимальное повышение уровней воды. При прорыве происходит затопление пойм и поселков, расположенных на них.

Расчеты зимних коэффициентов, выполненные в Гидропроекте, показали, что их значения не превышают наблюдающихся в бытовом режиме (табл. 7.2).

Таблица 7.2

Минимальные значения зимнего коэффициента

Пост	Месяц					
	XI	XII	I	II	III	IV
Атаманово	0,21	<u>0,22</u>	<u>0,17</u>	<u>0,17</u>	<u>0,18</u>	0,25
	–	0,29	0,29	0,32	0,47	–
Павловщина	–	<u>0,16</u>	<u>0,21</u>	<u>0,26</u>	<u>0,28</u>	0,33
	–	0,24	0,27	0,22	0,18	–
Залив	0,15	<u>0,15</u>	<u>0,25</u>	<u>0,28</u>	<u>0,31</u>	0,33
	–	0,23	0,17	0,22	0,22	–
Казачинское	0,15	<u>0,17</u>	<u>0,21</u>	<u>0,21</u>	<u>0,22</u>	0,29
	–	0,22	0,25	0,23	0,26	–

Примечание. В числителе дроби – бытовые условия, в знаменателе – попусковый режим.

Как показали исследования института Гидропроект, зимние коэффициенты при увеличении расходов воды до $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ практически не зависят от последних, что объясняется зажорными явлениями и перемещением кромки льда при изменении температуры воздуха и расходов воды. При расходах воды от 3000 до $4000 \text{ м}^3/\text{с}$ вы-

явлена слабая зависимость зимних коэффициентов от расхода воды. Однако коэффициент корреляции этой зависимости мал, а среднее квадратическое отклонение велико. Кроме того, данные измерений расходов воды у пос. Атаманово в полынье несколько выше кромки льда показали, что значения зимних коэффициентов близки к 0,30 из-за подпора от льда и шуги. Все это привело к необходимости принять для расчетов уровней воды зимнего периода минимальные, близкие к естественным, значения зимних коэффициентов.

Таким образом, в зимний период проектировщики вынуждены решать обратную задачу, т.е. рассчитывать уровни затопления пойм по расчетным значениям попусковых расходов воды, минимальным значениям зимних коэффициентов и кривой расходов воды летнего периода.

По данной методике выполняются расчеты для ряда ГЭС, расположенных в суровых климатических условиях (Саяно-Шушенской, Бурейской, Вилюйской и др.).

Недостатками методики являются недоучет русловых деформаций, обусловленных как общим размывом нижнего бьефа, так и зажорно-заторными явлениями, и ориентировочные значения зимних коэффициентов. Более совершенной является методика расчета зажорных уровней в условиях попускового режима работы ГЭС, разработанная В.А. Бузиным, но и она требует значительной доработки. По-видимому, совершенствование такой методики, являющейся крайне важной в условиях строительства ГЭС на реках, протекающих в зоне с суровыми климатическими условиями, дело ближайшего будущего.

Рассмотрим другие проблемы, возникающие при возведении регулирующих водохранилищ. Одной из наиболее острых проблем является снижение рыбопродуктивности рек. В первую очередь это обусловлено тем, что плотины гидроузлов, перегораживая реки, закрывают проходным рыбам доступ к местам нерестилищ. Различные приспособления, применяемые для улучшения пропуска рыб (рыбоходы, рыбоподъемники и др.) пока малоэффективны. Нерестилища многих видов рыб располагаются на затопливаемых поймах. Если же последние не затопляются, то рыбам необходимо приспособляться к изменившимся условиям. При этом значительная их часть гибнет. Помимо этого, различные озера и другие пониженные части пойм, часто соединяющиеся с руслом различными протоками, являются хорошими местами выгула мальков рыб.

Действительно, если сравнить рыбопродуктивность таких величайших сибирских рек, как Обь и Енисей, имеющих близкую водность, то рыбопродуктивность р. Оби до зарегулирования ее стока была примерно в десять раз больше рыбопродуктивности р. Енисея. Это объясняется тем, что р. Обь имеет широкие, до 70 км, затопляемые продолжительный период времени поймы. В то время как на р. Енисей поймы небольшие, да и затопляются они на непродолжительный период времени.

Резкое понижение уровней, достигающее в нижних бьефах некоторых рек 1,5–2,0 м, вызывает трудности с эксплуатацией ряда важных гидротехнических сооружений: водозаборов, водовыпусков, причалов и др. Действительно, водозаборы при низких уровнях обнажаются и требуются капитальные работы, чтобы восстановить такие сооружения.

Довольно большие затруднения вызывает посадка уровней для судоходства. Так, например, на участке р. Волги ниже Горьковской ГЭС от Городца до Нижнего Новгорода, длиной около 54 км, для обеспечения судоходства в период до заполнения водохранилища Чебоксарской ГЭС ежегодно выбиралось свыше 10 млн м³ грунта. Несмотря на такие большие объемы, достичь необходимых транзитных глубин в маловодные периоды не представлялось возможным, и поэтому речные суда преодолевали этот затруднительный участок в период специальных попусков из водохранилища Горьковской ГЭС.

Имеется и гидрологический аспект проблемы, обусловленный существенным падением уровней из-за русловых деформаций. Действительно, при значительных падениях уровня воды в нижних бьефах их отметки в маловодные периоды становятся меньше отметок нулей графиков. Таким образом, отсчеты уровней в этот период становятся отрицательными несмотря на то, что отметки нулей графиков назначаются на 0,5 м ниже наинизших уровней.

Опыт проектирования некоторых гидроузлов на равнинных реках и последующая экологическая экспертиза показали резко отрицательное их воздействие на окружающую среду. Необходимо было либо внести коренные изменения в проекты, либо отклонить их. Примером последнего является разработка проекта Нижне-Обской ГЭС на р. Оби мощностью около 40 млн кВт. При создании водохранилища этой ГЭС площади затопления и подтопления составили

бы сотни тысяч квадратных километров, а экологические последствия были бы не предсказуемы. Иная участь была у ГЭС на р. Тикантино притоке р. Амазонки, где проектировалось строительство гидроузла Тукуруи. Реализация проекта привела бы к затоплению 2160 км² тропического леса. Поэтому было рекомендовано отклонить проект и предусмотреть внесение в него коренных изменений, направленных на снижение негативных экологических последствий. В противном случае гниение древесины привело бы к интенсивному выделению различных вредных газов, гибели биоты и ухудшению качества воды. Известны также случаи приостановки строительства ГЭС правительством из-за недостаточного экологического обоснования, как это было с плотиной Элк Крик в США.

Интересные данные приводятся Н.И. Хирсановым и Н.В. Арефьевым, которые отмечают, что «...недостаточно глубокий анализ экологических вопросов на ряде гидроэнергетических и водохозяйственных комплексов привел к прекращению их проектирования и строительства (Даугавпилская ГЭС, Армянская и Краснодарская АЭС и др.). Из-за нерешенности экологических вопросов приостановлено проектирование Туруханской, Катунской, Гилуйской, Нижнеамурской, Бестюбинской ГЭС, Дальнереченского ГЭК, Ржевского гидроузла и др. Задержано завершение строительства и наполнение водохранилищ Чебоксарской, Нижнекаменской, Саяно-Шушенской ГЭС».

Таким образом, водохранилища, особенно большие, нарушают процесс саморегулирования в исследуемой системе. Для его восстановления, точнее приспособления к новым условиям жизнедеятельности реки, необходим длительный период адаптации. Последний может наступить только после того, как сформируются новые условия, фактически новая система.

В большинстве случаев водохранилища, построенные без объективной экологической экспертизы, оказывают резко негативное воздействие на экологию прилегающего региона.

В то же время сооружение небольших водохранилищ на малых реках, которые в основном служат для поддержания напора и практически не осуществляют регулирования паводочного стока, оказывают положительное влияние на процесс саморегулирования исследуемой системы, и главное — негативно не воздействуют на экологию окружающего региона. Типичным их примером являются

мельничные плотины и создаваемые при них водохранилища. В период пропуска половодий и паводков они, как правило, не действуют, а аккумулируют сток только после их пропуска, подпирая уровни на высоту нескольких метров. Это приводит к уменьшению скоростей истощения запасов подземных вод и сохранению жизнедеятельности реки в меженные периоды.

Таким образом, обеспечение проблемы экологической безопасности проектирования строительства гидротехнических сооружений в последние годы приобретает решающее значение. В предшествующие годы значительные просчеты по этой проблеме привели к негативным последствиям.

Такое положение с проблемами экологической безопасности привело как к разработке ряда нормативных документов, пока еще недостаточно научно обоснованных, так и к интенсификации научных исследований в этом направлении. В частности, к разработке различных классификаций экологических воздействий при гидротехническом строительстве. Их анализ приведен в работе Н.И. Хрисанова и Н.В. Арефьева. Авторы рекомендуют разделить антропогенные воздействия на три типа.

1. Детерминированные антропогенные воздействия (при проектировании):

- затопление и подтопление земель;
- берегопереработка;
- эрозия почв;
- ликвидация полезных ископаемых;
- изменение гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов;
- изменение климата и ландшафта;
- изменение наземной флоры и фауны;
- тектонические изменения (повышение сейсмичности).

II. Временные антропогенные воздействия (при строительстве):

- акустическое загрязнение;
- загрязнение атмосферы при работе строительной техники;
- замутнение воды, сбросы нефтепродуктов;
- строительно-хозяйственные постройки, склады, коммуникации;
- строительно-хозяйственные отходы, залповые сбросы и выбросы загрязнений, плановые строительные воздействия;
- нарушение почвенного и растительного покрова;

– комплексные воздействия на флору и фауну.

III. Стохастические антропогенные воздействия (в ходе эксплуатации):

– засуходоливание поймы, зимние затопления земель, ледотермические и климатические изменения в нижнем бьефе;

– тепловые, механические (наносообразование), химическое загрязнение водохранилищ;

– биологическое, органическое (естественное и искусственное), биогенное и бактериальное загрязнения;

– загрязнение ядохимикатами и нефтепродуктами;

– изменение органолептических свойств;

– аварийные воздействия на все природные сферы.

В последние годы эта проблема продолжает тщательно изучаться в ряде научных и проектных организаций.

Рекомендации по оценке экологических воздействий различных видов и их учета при гидротехническом и водохозяйственном строительстве продолжают совершенствоваться. Их учет при проектировании и строительстве является обязательным.

Воздействие мостовых переходов

Интенсивное дорожное строительство во всем мире вызвало необходимость совершенствования методов проектирования и строительства мостовых переходов с учетом требований экологии. Действительно, протяженность железных и автомобильных дорог с твердым покрытием составляет миллионы километров. Они пересекают большое количество различных водотоков – от мелких временных до больших рек, имеющих широкие поймы. В среднем на 0,8–1,0 км дороги приходится одно водопропускное сооружение (труба, мост или мостовой переход). Учитывая специфику поставленной задачи, ограничимся рассмотрением воздействия только мостовых переходов, перекрывающих поймы сплошными дамбами. Как известно, мостостроители стремятся не строить на поймах мосты, ограничиваясь сооружением их только в руслах. Более того, если русло не пропускает максимальный расход расчетной обеспеченности, то предпочитают его уширение за счет прирусловой поймы. Мосты же на поймах строят лишь в исключительных случаях, когда это обусловлено объективно обоснованными требованиями различ-

ных водопользователей, в частности, для рыбного хозяйства, мелиорации и др.

В учебнике представляется нецелесообразным приводить методы расчетов максимальных расходов воды, русловых деформаций и другие, так как они обычно регламентированы различными нормативными документами и широко освещены в специальной литературе. Здесь же рассмотрим только вопросы воздействия мостовых переходов на экологию и процесс саморегулирования в системе «бассейн – речной поток – русло».

Мостовые переходы включают в себя мосты, дамбы или эстакады и различные регуляционные сооружения. Положение мостовых переходов определяется направлением трассы дорог, но, учитывая, что они являются наиболее дорогостоящими сооружениями, разрабатывается несколько их вариантов. Окончательный же вариант принимается на основе технико-экономических расчетов. При этом ось моста обычно располагают перпендикулярно оси русла, если по нему проходит 70 % и более максимального расхода воды расчетной обеспеченности, и перпендикулярно оси поймы, если по ней проходит 70 % и более максимального расхода воды. Строительство переходов под различными углами к осям русла и поймы допускается только как исключение из-за косоструйности течения и трудностей, возникающих при пропуске льда.

Мостовые переходы, перекрывающие поймы сплошными дамбами, оказывают большое влияние на гидравлические характеристики потока и морфометрические характеристики русел и пойм только на участках ограниченной длины. Размеры последних в основном зависят от степени сжатия паводочного потока и размеров реки. Любые мостовые переходы, впрочем, как и мосты, сужают сечение и тем самым увеличивают удельные расходы воды, а следовательно, и средние скорости течения в подмостовом русле. Сужая сечение, они создают предмостовой подпор, при котором уменьшаются скорости потока и его транспортирующая способность, что приводит к осаждению донных наносов. В подмостовом русле образуется гидравлический прыжок, при котором значительно увеличиваются уклоны водной поверхности и скорости потока. Отсутствие или малое количество поступающих сверху наносов и скорости потока, значительно превышающие бытовые, приводят к

интенсивным деформациям размыва, распространяющимся на значительные расстояния ниже перехода.

Мостовые переходы, создавая подпор, повышают уровни затопления пойм в верхних бьефах выше бытовых и увеличивают продолжительность их затопления. Около дамбы обвалования образуются застойные зоны. На больших реках на затопленных поймах могут возникать ветровые волны, разрушающие коренные берега.

Ниже перехода на пойму вместо мелких наносов, гумуса и других питательных веществ выносятся продукты подмостового размыва, т.е. русловой аллювий, который ухудшает структуру пойменных почв и снижает их сельскохозяйственную продуктивность.

В качестве примера можно привести р. Верхнюю Уссурку приток р. Усури, на которой расположено несколько мостовых переходов. При пропуске в 1989 г. паводка, близкого к 1 %-й обеспеченности, для борьбы с наводнением было проведено несколько мероприятий, в частности, переброшена часть стока в соседний бассейн. Однако это не оказало существенной помощи в решении проблемы, поэтому решено было взорвать часть пойменной дамбы и создать проран в ней. К сожалению, это было сделано со значительным запозданием по времени, когда выше дамбы уровни достигли критических значений и перепад между верхним и нижним бьефами достиг значительной величины. Поэтому хотя проран в дамбе и привел к некоторому снижению уровня в верхнем бьефе, но вызвал образование волны прорыва. Последняя при своем движении разрушила часть расположенного ниже по течению г. Дальнереченска, нанеся ему значительный материальный ущерб.

В последние годы построено несколько мостовых переходов на участках больших рек (Волга, Кама и др.), находящихся в подпоре от нижерасположенных водохранилищ ГЭС. Особенности их эксплуатации состоят в резко выраженном неуставившемся движении воды, а также в том, что поймы, расположенные как выше, так и ниже перехода, в течение всего года находятся в затопленном состоянии. Типичным примером является мостовой переход через р. Волгу в 20 км выше города Казани на автомобильной дороге Нижний Новгород – Казань. Этот участок находится в подпоре от нижерасположенного водохранилища Самарской ГЭС и подвержен пусковому режиму работы вышерасположенной Чебоксарской ГЭС. Мостовой переход состоит из сплошной земляной дамбы дли-

ной 4,5 км, перекрывающей левобережную пойму, и мост через русло р. Волги длиной около 1 км (рис. 7.5).

При проектировании и строительстве этого перехода были допущены серьезные просчеты. Поэтому при пропуске первого же паводка обеспеченностью, близкой к 50 %, сосредоточенный по прирусловой протоке пойменный поток направился на регулирующее сооружение и разрушил его. Скорости потока были настолько велики, что был вымыт 18-метровый металлический шпунт. В результате возникла угроза размыва дамбы. Для предотвращения этого строители вырыли на пойме канал шириной в 300 м и глубиной 10–12 м, который впадал в русло Волги примерно в 400 м выше дамбы мостового перехода. В этом канале был сосредоточен пойменный поток. Однако возникла угроза, что в результате регрессивной эрозии может быть перехвачен русловой поток Волги, что могло привести к огромным убыткам. Поэтому пришлось проводить дополнительные изыскания для оценки ситуации и разработки фоновый прогноз пойменных деформаций. Последний показал, что развитие этой эрозии в дальнейшем будет затухать.

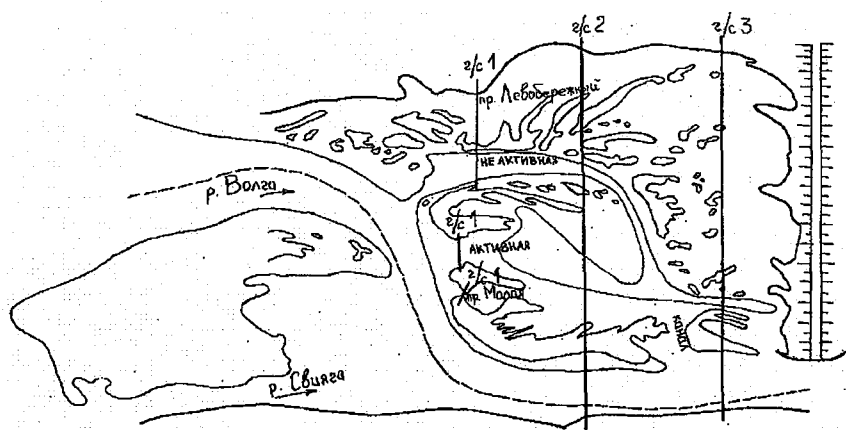


Рис. 7.5. Предмостовой участок р. Волги выше мостового перехода
Казань – Нижний Новгород.

Этот пример не является типичным, так как он обусловлен просчетами проектирования. Более важным является анализ воздействия мостовых переходов на экологию. С этой точки зрения большое

значение имеет то, что поймы, расположенные как в верхнем, так и в нижнем бьефах, находятся в затопленном состоянии в течение всего года. В меженные и даже в паводочные периоды на них имеются большие участки застойных зон или зон с ограниченным водообменом. На мелководных, особенно прибрежных участках пойм, куда интенсивно поступают различные органические и минеральные удобрения и происходит значительный прогрев воды, наблюдается интенсивный рост водорослей.

Как в верхнем, так и в нижнем бьефах, поймы сложены песчаными отложениями глубиной более 20 м, вполне пригодными для производства силикатного кирпича, необходимого для жилищного и производственного строительства как г. Казани, так и других городов Татарстана. В то же время аналогичный песок добывался в карьере площадью около 30 га, расположенном в сосновом бору в зеленой зоне г. Казани. По-видимому, было бы целесообразно перевести карьер для добычи песка на пойму. Это несколько улучшило бы ее экологическое состояние, так как в карьере значительно увеличались бы глубины и уменьшился бы прогрев воды.

Таким образом, мостовые переходы ухудшают экологическое состояние русел и пойм на участках ограниченной длины. Они также нарушают процесс саморегулирования в исследуемой системе на тех же участках. Его восстановление происходит после формирования нового динамически устойчивого русла.

Воздействие карьеров в руслах и на поймах рек

Интенсивное развитие народного хозяйства страны, строительство большого количества промышленных предприятий, гидротехнических сооружений, жилищное и другое строительство требовали все большего объема нерудных материалов. Одним из наиболее дешевых способов их получения считалась добыча песка и гравия из русел и пойм рек с помощью различных земснарядов. Однако при этом не учитывалось отрицательное воздействие на экологию. И действительно, интенсификация добычи нерудных материалов из русел рек привела к ряду негативных последствий, основным из которых является посадка уровней, в ряде случаев достигающая 4–5 м и приводящая к обнажению водозаборов и водовыпусков, подмыву мостовых опор и переходов нефтегазопроводов, нарушению устой-

чивости портовых гидротехнических сооружений, осложнению работы портов и ухудшению судоходных условий.

На ряде рек страны: Томи, Оби, Кубани, Уфе, Иртыше, Стрые и других объемы извлекаемого грунта, в основном аллювия, во много раз, а иногда даже на один-два порядка, превышали годовой сток донных 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 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 русловый режимы. 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. К тому же такие карьеры довольно быстро заполняются наносами, поступающими с вышерасположенных участков рек.

Резко отличное воздействие потока происходит на дно 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. Помимо этих двух видов карьеров в практике применяется и третий способ – добыча грунта на большом участке реки, длина которого может достигать десятков километров, как это наблюдалось на р. Иртыше и р. Белой, на участке большой длины.

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 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 врезания 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.

Рассмотрим негативное влияние разработки карьеров для добычи песка и гравия, создаваемых в руслах рек на примере рек Иртыша и Томи. Воздействие таких карьеров на гидрологический режим и русловые процессы сказывается локально в основном в районе больших городов. Например, в районе рейда Омского порта, где добыча песка и гравия особенно велика.

Добыча песка осуществляется на участке с границами 1845–1905-й км от устья реки. Здесь также систематически поводятся дноуглубительные работы для обеспечения достаточно судоходных глубин, расположены причалы Омского порта, эксплуатируются

водозаборы коммунального и промышленного водоснабжения, дюкерные переходы нефтепроводов и линии связи и набережные города. Важное народнохозяйственное значение участка делает любое нарушение гидрологического режима и русловых процессов в рассматриваемом районе особенно ощутимым для многих отраслей народного хозяйства: промышленности, речного транспорта и городского хозяйства.

За последние десятилетия глубинная эрозия русла вследствие добычи из русловых карьеров песка непрерывно возрастала. Суммарное увеличение вместимости русла, по данным ГГИ, составило 27 млн м³, достигая на отдельных участках 0,8 млн м³ на 1 км. Образовавшиеся объемы вместимости должны были бы заполняться аллювием за счет донных и взвешенных наносов. Однако из-за зарегулированности стока вышерасположенными водохранилищами сток наносов р. Иртыша у г. Омска резко сократился, и поэтому заполнение указанных емкостей происходит медленно и не может компенсировать объема выемки. Действительно, за последние 20 лет было извлечено около 38 млн м³ песка, а компенсировано за счет стока наносов только 30 % этой величины. К тому же и состав наносов существенно изменился. Вместо крупного песка и гальки в русле откладываются частицы пыли, ил и мелкий песок.

Выполняемые Иртышским бассейновым управлением пути дноуглубительные работы для поддержания судоходных глубин не оказали существенного влияния на вместимость русла, так как извлекаемый грунт транспортировался за пределы судового хода, но откладывался в том же русле.

Увеличение вместимости русла в результате добычи из него строительного песка повлекло весьма существенное изменение руслового процесса и посадку уровней воды, резко проявляющиеся в период межени.

Анализ данных наблюдений показывает, что до 1955 г. посадки уровней незначительны, несмотря на дноуглубительные работы для улучшения судоходных условий. В дальнейшем из-за карьерных разработок русла наметились значительные посадки уровней, которые могут быть определены по изменению положения зависимости $Q = f(H)$, наблюдаемой с 1955 г. Анализ кривых расходов по Омскому гидрологическому посту за 1936–1983 гг. показал, что посадки уровней за период с 1955 г. достигли 100–141 см (табл. 7.3).

Таблица 7.3

Снижение уровня воды на гидрологическом посту Омск за период 1955–1983 гг.

Расход воды, м ³ /с	Уровень воды над "0" графика		Снижение уровня, см
	при естественном режиме (1955 г.)	при антропогенном воздействии (1983 г.)	
1000	100	0	100
800	60	–54	114
600	13	–128	141
500	–14	–136	122
400	–42	–166	124
Среднее	–	–	120

На гидрологическом посту Красноярска, расположенном ниже Омского поста на 60 км (наблюдения начаты с 1958 г.), посадки уровней значительно меньше и составляют 19–34 см (табл. 7.4). В то же время на гидрологическом посту Покрово-Иртышское, расположенном в 105 км выше (по течению) Омского поста, т.е. выше расположения карьеров, значимого снижения уровней не обнаружено, хотя дноуглубительные работы на этом участке проводятся и проводились с той же интенсивностью.

Таким образом, значительное влияние на посадку уровня на р. Иртыш зафиксировано на участке длиной 60 км. По-видимому, эта величина несколько больше, но установить точное расстояние не представляется возможным из-за отсутствия постов ниже пос. Красноярки. Однако ориентировочные расчеты, хотя и грубо приближенные, показывают, что посадки уровней, постепенно уменьшаясь, могут наблюдаться на расстоянии около 100 км от г. Омска.

Таблица 7.4

Снижение уровней на гидрологическом посту Красноярска за период 1958–1982 гг.

Расход воды, м ³ /с	Уровень воды над "0" графика		Снижение уровня, см
	при естественном режиме (1958 г.)	при антропогенном воздействии (1982 г.)	
1000	340	321	19
800	284	260	24
600	222	188	34
Среднее	–	–	26

Особенно неблагоприятные условия сложились на р. Томи в районе г. Томска, где в результате разработки карьеров по добыче песка и гравия и за счет выполнения дноуглубительных работ для поддержания все возрастающих габаритов судового хода с 1950 по 1990 г. произошло снижение проектного уровня на 2,6 м. Ежегодные выемки грунта, в основном гравия, достигли 1 млн м³ при среднегодовом стоке наносов р. Томи в 20–25 тыс м³, что, естественно, не могло привести к компенсации вынутого грунта. К тому же добыча гравия и частичное заполнение карьеров песчаными наносами резко уменьшило значения критических скоростей.

Это привело к обнажению городских водозаборов и водовыпусков, ухудшению работ речного порта и другим негативным последствиям.

Снижение уровня довольно четко иллюстрируется рис. 7.6, на котором приведены кривые расходов воды по гидрологическому посту г. Томска.

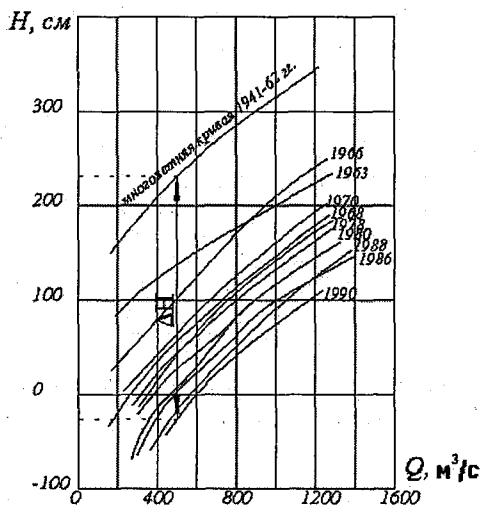


Рис. 7.6. Кривые расходов воды за 1941–1990 гг. р. Томи, г. Томск.

Как видно на рисунке, до 1962 г. наблюдалась довольно устойчивая однозначная зависимость $Q = f(H)$, а в последующие годы кривая расходов стала резко смещаться вправо, т.е. одни и те же расходы воды стали проходить при более низких уровнях, чем в 1962 г. и предшествующие ему годы. Иногда падение уровней сме-

нялось его увеличением (1966, 1968 гг. и др.), несмотря на то что объемы добычи этих материалов не уменьшались. По-видимому, это объясняется повышенным стоком донных наносов в эти годы (рис. 7.6). В чем же причина падения уровней? Она заключается в том, что при разработке перекатов и других выпуклых форм рельефа резко увеличиваются глубины, что ведет к уменьшению гидравлических сопротивлений и, как следствие, к падению уровней. Вторым фактором, который имеет особенно существенное значение на горных реках, является разработка крупных отложений (галька, валуны и др.), в бытовых условиях, выполняющих роль отмостки, и тем самым увеличивающих гидравлические сопротивления.

Таким образом, величина падения уровня в основном зависит от двух факторов; годовых объемов добычи аллювия (W_a) и стока наносов (W_n), т.е. $\Delta H = f(W_a, W_n)$.

При этом на величину падения уровней существенное влияние оказывают не только объемы аллювия, изъятые в текущем году, но и в предшествующие годы. По-видимому, и сток наносов за предшествующие годы также оказывает воздействие на величину падения уровня.

В данном разделе было рассмотрено воздействие на саморегулирующуюся систему только части активных сооружений, производящих наиболее дестабилизирующее воздействие на процесс саморегулирования в подсистеме «речной поток – русло». Учитывая ограниченный объем учебника, в нем не выполняется анализ воздействия на эту систему других сооружений. Однако это не означает, что остальные активные гидротехнические сооружения не оказывают дестабилизирующего воздействия на исследуемую систему. Детальный анализ воздействия остальных сооружений приведен в учебном пособии Н.Б. Барышникова «Антропогенные воздействия на русловые процессы».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барышников Н.Б.* Морфология, гидрология и гидравлика пойм. – Л.: Гидрометеоздат, 1984.
2. *Барышников Н.Б., Попов И.В.* Динамика русловых потоков и русловые процессы. – Л.: Гидрометеоздат, 1988.
3. *Барышников Н.Б.* Антропогенное воздействие на русловые процессы. – Л.: изд. ЛГМИ, 1990.
4. *Барышников Н.Б., Самусева Е.А.* Антропогенное воздействие на саморегулирующуюся систему «бассейн – речной поток – русло». – СПб.: изд. РГГМУ, 1999.
5. *Барышников Н.Б.* Гидравлические сопротивления речных русел. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003.
6. *Гиргидов А.Д.* Турбулентная диффузия с конечной скоростью. – СПб.: изд. СПбГТУ, 1996.
7. *Гиргидов А.Д.* Механика жидкостей и газа (гидравлика). – СПб.: изд. СПбГПУ, 2002.
8. *Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометеоздат, 1962.
9. *Гринвальд Д.И., Никора В.А.* Речная турбулентность. – Л.: Гидрометеоздат, 1988.
10. *Гришанин К.В.* Основы динамики русловых потоков. – М.: Транспорт, 1990.
11. *Дебольский В.К. и др.* Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря. – М.: Наука, 1994.
12. *Железняков Г.В.* Пропускная способность русел каналов и рек. – Л.: Гидрометеоздат, 1981.
13. *Зегжда А.П.* Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. – Л.-М.: Госстройиздат, 1957.
14. *Карасев И.Ф.* Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. – Л.: Гидрометеоздат, 1980.
15. *Карасев И.Ф., Коваленко В.В.* Стохастические методы речной гидравлики и гидрометрии. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992.
16. *Никитин И.К.* Турбулентный русловой поток и процессы в прирордной области – Киев.: изд. АН УССР, 1963.
17. *Стицын И.П., Соколова В.А.* Общая и речная гидравлика. – Л.: Гидрометеоздат, 1990.
18. *Чоу В.Т.* Гидравлика открытых каналов. – М.: Стройиздат, 1969.
19. *Чугаев Р.Р.* Гидравлика. – Л.: Энергоиздат, 1982.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
Введение	6
1. ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ	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. Силы, отрывающие вихри от стенки	28
2. СКОРОСТНОЕ ПОЛЕ ТУРБУЛЕНТНОГО РУСЛОВОГО ПОТОКА	35
2.1. Распределение скоростей по глубине потока. Осредненные и пульсационные скорости	35
2.2. Начальная скорость отделения вихря от стенки	44
2.3. Поля скоростей и сопротивлений потоков в руслах прямоугольного сечения	49
2.4. Распределение скоростей по сечению руслового потока	61
3. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ	65
3.1. Параметры, характеризующие гидравлические сопротивления. График Зегжды	65
3.2. Гидравлические сопротивления речных русел простых форм сечения	74
3.3. Влияние зернистой шероховатости на гидравлические сопротивления	79
3.4. Влияние глубин на коэффициенты Шези и шероховатости	90
3.5. Влияние формы сечения на гидравлические сопротивления речных русел	112
3.6. Влияние донных гряд на гидравлические сопротивления речных русел ..	122
3.7. Гидравлические сопротивления зарастающих русел. Дополнительные сопротивления водной растительности	131
3.8. Пограничный слой. Гладкие и полугладкие стенки. Турбулентное рассеивание	141
4. ПОТОКИ ПОД ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ	155
4.1. Общие положения	155
4.2. Равномерный поток под ледяным покровом	158
4.3. Гидравлическое сопротивление потоку в период ледохода	169
4.4. Неравномерный поток при зажорах и заторах льда	169
4.5. Зимний коэффициент	171
4.6. Неустановившийся поток под ледяным покровом	172
4.7. Напорный поток подо льдом	175
4.8. Распространение примесей в подледных потоках	177
5. ИЗГИБ И ДЕЛЕНИЕ РУСЛОВОГО ПОТОКА	179
5.1. Изгиб руслового потока	179
5.2. Расчет параметров потоков при их делении	199

6. ПОТОКИ В РУСЛАХ С ПОЙМАМИ	205
6.1. Влияние пойм на пропускную способность и сопротивления русел. Регулирование паводочного стока поймами	205
6.2. Поле скоростей и пропускная способность русел с поймами и с резко изменяющейся по ширине шероховатостью. Роль вторичных течений	221
6.3. Учет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в методиках расчета пропускной способности пойменных русел и измере- ний расходов воды	242
6.4. Особенности построения кривых расходов воды на пойменных створах	258
7. САМОРЕГУЛИРУЮЩИЕСЯ СИСТЕМЫ В ГИДРОЛОГИИ	264
7.1. Система «бассейн – речной поток – русло»	264
7.2. Бассейн реки и его роль в процессе саморегулирования системы «бас- сейн – речной поток – русло»	268
7.3. Жидкий сток в саморегулирующейся системе	271
7.4. Природные факторы, ограничивающие процесс саморегулирования в исследуемой системе	278
7.5. Роль гидравлических сопротивлений речных русел в саморегулирова- нии подсистемы «речной поток – русло»	281
7.6. Антропогенный фактор и его воздействие на саморегулирующуюся систему «бассейн – речной поток – русло»	283
7.7. Воздействие гидротехнических сооружений и водохозяйственных ме- роприятий в руслах и на поймах рек на экологию и процесс саморегули- рования исследуемой системы	285
Литература	309

CONTENTS

Foreword	4
Introduction	6
1. INTERNAL STRUCTURE AND MECHANISM OF STREAMFLOW MOTION	14
1.1. Regimes of fluid motion in rivers and channels. Calculations of laminar flow parameters	14
1.2. A set of hydromechanics equations for description of turbulent stream-flow motion	16
1.3. Kinematics structure of turbulent streamflow motion. Description of its characteristics	19
1.4. Eddy structure of a stream. Forces separating eddies from a wall	28
2. A VELOCITY FIELD OF A TURBULENT STREAMFLOW.	35
2.1. Velocity distribution along the stream depth. Averaged and pulsation velocities	35
2.2. Initial velocity of vortex separation from a wall.	44
2.3. Velocity field and flow resistance in rectangular channels	49
2.4. Velocity distribution in natural streams	61
3. HYDRAULIC RESISTANCES IN RIVER CHANNELS	65
3.1. Parameters describing hydraulic resistances. Zegjda Graph	65
3.2. Hydraulic resistances in river channels of simple cross sections	74
3.3. Effect of roughness on hydraulic resistances	79
3.4. Effect of depths on Chezy and roughness coefficients	90
3.5. Effect of the cross section shape of river channels on hydraulic resistances	112
3.6. Effect of bottom ridges on hydraulic resistances of river channels	122
3.7. Hydraulic resistances in weed-infested channels	131
3.8. Boundary layer. Smooth and semi-smooth walls. Turbulent dissipation ..	141
4. STREAMS UNDER ICE	155
4.1. General statements	155
4.2. A uniform stream under an ice cover	158
4.3. Hydraulic resistances to a streamflow in the freeze-up period	169
4.4. Nonuniform flow at ice jams and dams	169
4.5. Winter coefficient	171
4.6. Unsteady flow under an ice cover	172
4.7. Pressure flow under an ice cover	175
4.8. Distribution of admixtures in subglacial flows	177
5. CURVING AND SEPARATION OF A FLOW.	179
5.1. Curving of a streamflow	179
5.2. Calculation of parameters of flows at their separation	199
6. STREAMFLOWS IN CHANNELS WITH FLOODPLAINS	205
6.1. Effect of floodplains on channel capacity and channel resistance. Regulation of flood flow by floodplains	205
6.2. Velocity field and capacity of channels with floodplains and with roughness sharply varying across the channel breadth. Role of secondary flows	221

6.3. The account of a coupling effect of the channel and floodplain streams in calculation procedures for channel capacity of floodplain channels and water discharge measurements	242
6.4. Features of plotting of water discharge for floodplain cross sections	258
7. A SELF-REGULATING BASIN - RIVER STREAM - CHANNEL SYSTEM AND ITS COMPONENTS	264
7.1. A self-regulating basin – river stream – channel system	264
7.2. River basin and its role in the process of self-regulation in a basin – a river stream – channel System	268
7.3. Liquid discharge in a self-regulating system	271
7.4. Natural factors limiting the self-regulation process in the system under investigation	278
7.5. Role of hydraulic resistance of river channels in a self-regulating river stream – channel system	281
7.6. The anthropogenous factor and its action on a self-regulating basin - river stream – channel system.	283
7.7. The impact of hydraulic structures and water management activities in channels and floodplains on the ecology and process of self-regulation of the system under examination	285
References	309

Учебное издание

Николай Борисович Барышников

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Учебник

Редакторы: И.Г. Максимова, Л.В. Ковель

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 23.04.07. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 19,7. Уч.-изд.л. 19,7. Тираж 400 экз. Заказ № 30/07
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 80/2.
