А-14

С. Х. Абальянц

УСТОЙЧИВЫЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ РЕЖИМЫ В ИСКУССТВЕННЫХ РУСЛАХ

ТС-149
556.5

С. Х. Абальянц

УСТОЙЧИВЫЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ РЕЖИМЫ В ИСКУССТВЕННЫХ РУСЛАХ

ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1981

УДК 556.536

Рецензент: д-р техн. наук Н. С. Знаменская

В книге рассмотрены вопросы гидравлики каналов, проложенных в деформирующих земляных руслах.

На основе большого опытного материала и его анализа получены практические решения по вопросам режима наносов, гидравлических сопротивлений, предельных по началу подвижности состояний, плановой устойчивости, а также моделирования деформируемых русел.

Книга предназначена для специалистов-гидрологов и гидравликов, работающих в проектных и научных водохозяйственных организациях, а также для студентов указанных специальностей.

А $\frac{20806\text{-}084}{069(02)\text{-}81}$ 49-81 1903030200

© Гидрометеоиздат, 1981 г.

ВВЕДЕНИЕ

В книге рассматривается устойчивость искусственных русел или отрытых в грунтах неукрепленных каналов, повсеместно применяемых в современном водном хозяйстве. Канал — гидротехническое сооружение, используемое с древнейших времен,— переживает свое новое рождение, определяемое современными задачами. В историческом развитии водного хозяйства можно выделить три стадии, которые впрочем, сосуществуют и в настоящее время. Первая стадия представляет непосредственную реализацию водных ресурсов в их естественном состоянии. Вторая знаменуется регулированием речного стока с помощью водохранилищ. Характерным отличием третьей стадии является межбассейновая переброска стока.

Переброска стока в последнее время приобретает особо важное значение в нашей стране, располагающей богатыми, но крайне неравномерно распределенными водными ресурсами. Основным техническим средством переброски наряду с плотинами и водохранилищами являются каналы, сравнимые по своим размерам и протяженности с крупными реками.

Наиболее широкое применение находят каналы в орошении. В Средней Азии и Закавказье, где орошение развито с давних времен, накоплен большой опыт устройства и эксплуатации каналов. В последние годы в целях орошения и водоснабжения осуществляется проектирование и строительство ряда систем каналов, преимущественно в низовьях Волги и Днепра. Предстоит устройство новых каналов, в частности, в связи с переброской стока.

Между тем опыт ирригации в нашей стране и за рубежом показывает, что наряду с примерами многолетней устойчивой работы ряда каналов имеется много случаев их повреждений и недолговечного существования по тем или иным причинам. В этой связи приходится отметить, что реализация ряда достигнутых научных и практических результатов, разбросанных в разных научных изданиях, затрудняется из-за отсутствия систематического и целенаправленного их изложения. Поэтому оказались возможными некоторые недавние случаи неудачного проектирования и осуществления каналов, приведшие к ощутимому ущербу. Кроме того, в связи с современным развитием водохозяйственного строительства возникли новые задачи, требующие ответа для принятия практических решений. Эти обстоятельства побудили автора изложить в настоящей книге опыт и теорию устройства устойчивых каналов в земляном русле.

Основную задачу книги составляет анализ и реализация положительного опыта работы каналов, проложенных в несвязных грунтах, при питании их мутной водой из рек или водой, осветленной в водохранилищах, с учетом современных данных по механике турбулентного потока. Исследуемая область материала русла и наносов ограничивается по крупности песками, а соответствующие им скорости течения — небольшими числами Фруда. Возникла необходимость использовать в некоторых случаях для анализа смежные области знаний. В первую очередь это относится к науке о русловых процессах. В литературе существует тенденция прямого переноса закономерностей, выявленных в речных руслах, на каналы. Однако решающие факторы формирования русел рек и каналов различны, и такой перенос без критической оценки недопустим.

Предметом гидравлики является главным образом движение в недеформируемых руслах. Деформируемые песчаные русла отличаются прежде всего динамикой своей макрошероховатости. Опыт гидравлики необходим для лучшей оценки явлений в рассматриваемой области. То же относится к гидравлическому транспорту, применяемому в строительстве и промышленности. Приложение решений о взвесенесущей способности потока к области больших насыщений необходимо для проверки общности выдвигаемых гипотез и предложений.

Главным фактором устойчивости или деформаций в канале, так же как и в реке, является взаимодействие потока и русла, проявляющееся в размывах и заилении, общих и местных. На стыке этих двух процессов находится устойчивое состояние, когда русло канала не подвергается общему размыву или заилению и не претерпевает плановых деформаций. Основу книги составляет исследование названных процессов, предпринятое с конечной целью выработки соответствующих практических решений. Ниже приводится краткое изложение основного содержания книги.

Запросы практики в конце прошлого столетия обусловили постановку натурных наблюдений на каналах и их эмпирические обобщения, начало которым положено известной работой Р. Кеннеди (1894 г.). В нашей стране работа Кеннеди была изложена В. В. Чиковым (1915 г.). В тот же период были начаты натурные наблюдения на каналах Голодной степи. Широкое развитие получили в нашей стране натурные наблюдения в годы первых пятилеток. Обобщения этих наблюдений и основанные на них расчетные зависимости, предложенные В. В. Поспавским, Е. А. Замариным и др. исследователями, сыграли значительную роль в развитии водохозяйственного строительства.

В 30-е годы в ряде стран началось изучение движения наносов, преимущественно влекомых, в лабораторных условиях. Обобщение этих работ в нашей стране, связанное с именами М. А. Великанова, В. Н. Гончарова, И. И. Леви, И. В. Егиазарова и других ученых, привело к ряду расчетных зависимостей, основанных на анализе условий равновесия и движения слагающих русло частиц под действием водного потока.

К последующему периоду относятся разработки механики взвесенесущего турбулентного потока, не доведенные, однако, до приложений. К ним относятся работы Ф. И. Франкля, В. М. Маккавеева, Г. И. Баренблатта и в более позднее время А. К. Дюнина. В первой главе книги содержится краткий обзор названных исследований, связанных с работой каналов и движением наносов в русловых потоках.

Вторая глава содержит изложение теории взвешивания тяжелых частиц в русловом потоке, основанной на современных представлениях о структуре турбулентных водных потоков. Физическую основу теории, сформулированной автором в 1958 г., составляет гипотеза о недостатке или перепаде давления в потоке близ его дна в области восходящих крупномасштабных токов как главном факторе взвешивания. Недавние исследования по механике взвесенесущих потоков [55, 56] подтверждают роль перепада давления внутри потока как основного фактора взвешивания. Последующее выяснение условий подъема со дна и взвешивания тяжелых частиц позволяет внести дополнение в основную гипотезу, важное для крупных взвесей в режиме, близком к началу взвешивания.

Единственный, по существу, параметр, содержащийся в полученном уравнении взвешивания, представляет физически определенную величину — дисперсию вертикальной пульсационной скорости. Его значения, выясненные из большого количества наблюдений в каналах (малые насыщения), лотках и трубах (большие насыщения), подтверждают правомерность принятой гипотезы взвешивания.

В третьей главе приводится большое количество данных, служащих опытной основой для выполненных во второй главе разработок. В их составе — натурные наблюдения в оросительных каналах в широком диапазоне расходов, данные о напорном и лотковом гидравлическом транспорте и данные некоторых наблюдений в речных руслах. В начале главы излагается принятый метод анализа опытных данных, исключающий возможность их субъективного освещения.

В каналах, так же как и в речных руслах, при наличии наносов в потоке неизбежно их движение по дну в форме гряд. Грядовое движение свойственно наносам различной крупности — от ила до крупного песка. Кроме того, близ дна имеет место движение частиц сальтацией, не улавливаемое обычными измерениями взвешенных наносов. Оценке этих форм движения наносов для учета их в общем балансе посвящена четвертая глава. В ней же приводятся некоторые соображения о «транзите» наносов мелких фракций.

Гидравлические сопротивления во взвесенесущих потоках

составляют до настоящего времени предмет дискуссии, начавшейся в 30-е годы. Этому вопросу посвящена пятая глава, в котой изложены принципиальные вопросы, связанные с содержанием взвеси в потоке. Из их рассмотрения следует, в частности, что малое содержание взвеси, свойственное большинству русел, не может существенно повлиять на коэффициент шероховатости, за исключением особых случаев. Сделано обобщение большого количества натурных данных о коэффициентах шероховатости и даны некоторые рекомендации.

Важное значение для практики имеет шестая глава, содержащая условия существования плановой устойчивости земляных каналов. Принятое деление устойчивых каналов на три вида: статически устойчивые, динамически устойчивые с ограниченными деформациями и условно устойчивые с развитыми деформациями — является новым и актуальным для водохозяйственного строительства.

В предыдущем изложении переходные процессы — заиление и размыв — служили для надежного определения на их стыке критических режимов; взвесенесущей и размывающей способности русловых потоков.

В седьмой главе рассматривается динамика заиления, а также размыва на основе и в развитие метода, впервые предложенного А. Н. Гостунским. Практическим выходом из полученных обобщений по динамике заиления является метод расчета отстойников для оросительных систем, рекомендованный в Инструкции по проектированию отстойников и наносоперехватывающих сооружений для оросительных систем. ВСН-П-15—77. (Москва, 1977. Союзгипроводхоз.)

Книга завершается главой о моделировании русловых процессов в речных руслах и каналах. В этой главе, написанной автором совместно с канд. техн. наук М. Р. Карапетян, развиты некоторые концепции по моделированию, нашедшие применение в современной практике исследований в САНИИРИ.

В процессе работы над книгой были приняты во внимание советы и пожелания проф. Г. В. Железнякова, д-ра техн. наук Н. С. Знаменской, проф. И. Ф. Карасева, проф. Н. Е. Кондратьева и проф. И. В. Попова, которым автор выражает благодарность.

Сознавая возможность отдельных неточностей и упущений в содержании, неизбежных при освещении любой сколько-нибудь сложной проблемы, автор все же полагает, что идеи, заложенные в книге, опирающиеся на большой фактический материал, создают надежную методическую основу для оптимального проектирования каналов, в том числе больших, соразмерных с реками.

Глава 1. РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ДВИЖЕНИЯ НАНОСОВ

1.1. Натурные наблюдения на каналах

Цель наблюдений на каналах — определение их параметров, обеспечивающих устойчивую форму и недопущение заиления или размыва в процессе эксплуатации. По мере накопления опытных данных возникали обобщающие предложения в виде различных расчетных формул.

Первым исследованием, получившим отражение в литературе, была известная работа Р. Кеннеди [163], выполненная по данным наблюдений 1890—1894 гг. на устойчивых участках каналов системы Бари-Доб в Индии. По результатам обследования ряда участков главного канала и распределительной сети Кеннеди предложил формулу (здесь и ниже величины даются, кроме оговоренных случаев, в системе СИ — килограмм, метр, секунда)

$$U = 0{,}545H^{0{,}64}, \qquad (1.1)$$

где U — средняя скорость; H — глубина.

Впоследствии подобные наблюдения проводились и на других системах Индии, Египта, США и СССР; они послужили основой для формул типа (1.1) с постоянными или переменными параметрами. Для этих наблюдений характерно отсутствие сведений о крупности взвешенных наносов: например, Кеннеди приводит лишь состав донных отложений. Ряд последующих работ за рубежом (Е. Линдлей, Дж. Лейси и др.) посвящен определению устойчивой формы каналов (см. гл. 6).

Развитие орошения в Средней Азии и Закавказье после Октябрьской революции сопровождалось организацией научных исследований. В частности, были начаты наблюдения за режимом наносов в каналах оросительных систем в связи с тем, что опыт применения формул типа Кеннеди при проектировании и строительстве новых каналов привел в ряде случаев к отрицательным результатам. Первые такие наблюдения были проведены б. Среднеазиатским опытно-исследовательским институтом водного хозяйства ОИИВХ (ныне САНИИРИ им. В. Д. Журина). В процессе этих работ, начатых в 1926—1930 гг. на системах нижнего течения р. Амударьи, измерялась мутность и гранулометрический состав взвешенных наносов.

Первоначальное обобщение этих наблюдений произвел В. В. Пославский [162], рекомендовавший для местных условий следующую формулу:

$$\bar{\mu} = A_1 R i, \tag{1.2}$$

где $\bar{\mu}$ — средняя мутность, кг/м³; R — гидравлический радиус; i — уклон потока; A_1 — коэффициент, изменяющийся в пределах 17 000—24 000.

Зависимость (1.2) сыграла определенную положительную роль в водохозяйственном строительстве того периода.

Крупность взвесей в виде ее среднего по весу значения введена в расчетную формулу Кеннеди А. А. Черкасовым [162], использовавшим установленное В. Г. Глушковым понятие о «гидромеханическом эквиваленте наносов» — работе свободного падения частиц взвеси за одну секунду:

$$F_\tau = \frac{\gamma_\tau - \gamma}{\gamma} \bar{\mu}\bar{w}; \quad \bar{w} = \frac{\int_0^{\mu} w\, d\mu}{\bar{\mu}},$$

где $\bar{w}$ — средняя гидравлическая крупность: γ_τ; γ — плотность частиц и воды.

Это понятие нашло впоследствии широкое применение под названиями «работы взвешивания» и «нагрузки» потока наносами. Опытной основой Черкасову служили упомянутые наблюдения на каналах в низовьях Амударьи и наблюдения на Азизбековской системе на р. Араксе и Имперской системе на р. Колорадо.

Наиболее полная сводка наблюдений периода до Великой Отечественной войны приведена в работе Е. А. Замарина [65]. Он привел данные о 212 наблюдениях на системах Амударьи, Аракса и Колорадо, на основе которых предложил следующие расчетные формулы:

для взвесей со средней гидравлической крупностью 0,002—0,008 м/с

$$\bar{\mu} = 0{,}022 \left(\frac{U}{\bar{w}}\right)^{3/2} \sqrt{Ri}, \tag{1.3}$$

для взвесей крупностью 0,0004—0,002 м/с

$$\bar{\mu} = 11U \frac{\sqrt{RiU}}{\bar{w}}. \tag{1.4}$$

Формулы (1.3) и (1.4) вошли в ГОСТ 3908—47.

Формуле (1.2) в последующем был придан следующий вид [40]:

$$\bar{\mu} = \frac{2 \cdot 10^4 c}{\bar{w}} Ri, \tag{1.5}$$

где c — коэффициент, возрастающий с увеличением расхода в канале от 0,55 до 0,85.

Для предварительных расчетов С. А. Гиршкан рекомендует следующую формулу:

$$\bar{\mu} = \frac{c \cdot 10^4}{\bar{w}} Q^{0,4} i, \tag{1.6}$$

где Q — расход потока.

Данные предвоенного периода были также рассмотрены в работе Г. О. Хорста [158], в которой на основе 136 наблюдений преимущественно на системах нижнего течения Амударьи предложена следующая формула:

$$\bar{\mu}\bar{w} = 40URi, \tag{1.7}$$

В формулах (1.5) и (1.7) введением уклона устанавливается, по существу, связь между работой взвешивания и работой, затрачиваемой потоком при движении. В формуле (1.7) утверждается прямая пропорциональность между двумя видами работы, искаженная введением гидравлического радиуса. Уравнение пропорциональности двух видов работы с введением для соблюдения размерности обычно опускаемых постоянных коэффициентов имеет вид:

$$\delta\bar{\mu}\bar{w} = A\gamma Ui; \qquad \delta = \frac{\gamma_\tau - \gamma}{\gamma_\tau}. \tag{1.8}$$

К. М. Яблоков, анализируя предложение Г. О. Хорста, заметил, что отобранные последним точки могут служить основой и для зависимости вида (1.8) почти с такой же, довольно слабой степенью точности; по этим точкам им было получено уравнение

$$\bar{\mu}\bar{w} = 44{,}7Ui. \tag{1.9}$$

А. Н. Гостунский [159], сославшись на выводы Хорста и Яблокова, предложил обоснование пропорциональности между работой взвешивания и потерями потока при движении и на основе некоторых опытных данных по р. Амударье и крупным каналам в ее низовьях получил следующее расчетное уравнение для очень широкого канала:

$$\bar{\mu}\bar{w} = 3300 i^{3/2} H^{1/2}. \tag{1.10}$$

Уравнение (1.10) совпадает с (1.9) при коэффициенте Шези, равном 74, реальном для р. Амударьи и крупных каналов.

М. А. Великанов, высказав вначале предположение о функциональной связи в русловых потоках между работой взвешивания и потерями при движении [30], впоследствии пришел к выводу о наличии между ними прямой пропорциональности [32, 33]. В дальнейшем, ссылаясь на многочисленные опытные

данные, Великанов [35] устанавливает существование «закона куба скорости» для взвешивания

$$\bar{s} = A_2 \frac{U^3}{gH\bar{w}}, \qquad (1.11)$$

где $\bar{s} = \bar{\mu}/\gamma_т$ — относительная мутность или доля, занимаемая взвесью в единице объема потока.

Отличие уравнения (1.11) от (1.8) состоит в допущении постоянства коэффициента Шези, что справедливо лишь для динамически подобных потоков. Исключая уклон из уравнения (1.8), можно написать

$$\bar{s} = A_3 \frac{U^3}{gH\bar{w}} \qquad (1.12)$$

при постоянном значении численного коэффициента лишь в случае неизменности коэффициента Шези, ибо

$$A_3 = \frac{A_7 g}{\vartheta C^2}. \qquad (1.13)$$

В реальных условиях, например в оросительных каналах, значение коэффициента Шези возрастает, с увеличением расхода до четырех раз. Коэффициент A_3 уменьшается соответственно в 16 раз.

Зависимости, близкие к приведенным выше, получили А. С. Образовский [123] и в недавнее время А. А. Кадыров [74] на основе разработанных ими структурных гидравлических моделей русловых потоков.

В послевоенное время были проведены наблюдения на каналах амударьинских систем и в лабораторных условиях с улучшенной методикой работ. В течение 1950 и 1951 гг. экспедиция САНИИРИ (А. В. Ефремов) провела наблюдения на б. Бассага-Керкинской системе в среднем течении Амударьи. В результате была предложена таблица данных о 35 наблюдениях, соответствующих критическому режиму.

В 1952 и 1953 гг. экспедицией САНИИРИ (И. И. Горошков) проводились исследования на системах нижнего течения Амударьи, в результате которых получены данные 180 наблюдений на каналах в большом диапазоне расходов. В этот же период автором настоящей работы проводились наблюдения на специально построенных каналах в полевых и лабораторных условиях [8]. Представляют интерес также сведения, подобранные И. Я. Яковлевым о транспортирующей способности малых каналов системы в среднем течении Амударьи [10].

Расхождения формулы (1.10) с опытными данными, увеличивающиеся с уменьшением канала, побудили И. И. Горошкова предложить (преимущественно на основе собственных наблюдений) поправочные коэффициенты, в результате чего расчетная формула получила вид [10]

$$\bar{\mu}\bar{w} = 6420 i^{3/2} R^{1/2} \left(1 - \frac{U_0}{U}\right)\left(\frac{R}{H}\right)^4 A, \qquad (1.14)$$

где U_0 — начальная скорость для взвешивания; H — средняя глубина; A — коэффициент, применяемый при расходах менее 4 м³/с, равный $0{,}63Q^{1/2}$.

Следует отметить формулы для предельной мутности, полученные П. В. Михеевым [1] и А. Г. Хачатряном [157], положительной стороной которых является установление связей между взвешивающей способностью и главным ее фактором — вертикальной пульсационной скоростью в потоке.

Предложения А. Г. Хачатряна основаны на допущении, что в каждом элементарном объеме потока ΔV с вертикальной пульсационной скоростью v может содержаться в предельном состоянии взвесь гидравлической крупностью $w \leqslant v$ в количестве по весу

$$\Delta\mu_w = \gamma_т E \Delta V,$$

где значение коэффициента E приблизительно постоянно для всех элементарных объемов с различной вертикальной скоростью. Уравнение для предельной мутности Хачатрян получает интегрированием установленной им кривой распределения полностью насыщенной взвеси

$$\frac{d\mu}{dw} w = c_0 \left(\frac{1}{w} - \frac{1}{w_0}\right). \qquad (1.15)$$

В результате после преобразований и замен получается выражение для предельной мутности

$$\bar{\mu} = c_т \left(\ln \frac{w_0}{w_1} - \frac{w_0 - w_1}{w_0}\right), \qquad (1.16)$$

где $c_т$ — коэффициент, соответствующий предельным условиям взвешивания; w_0 — наибольшая гидравлическая крупность частиц, взвешиваемых потоком; w_1 — наименьшая гидравлическая крупность взвеси. Согласно опытным данным, $c_т = 200w_0$; $w_0 = 0{,}065$ $(U - 0{,}05)$.

Опытной основой для предложений Хачатряна служили преимущественно его наблюдения на отстойнике и каналах системы Куль-арык в среднем течении р. Амударьи. Уравнение (1.16) рекомендуется для расчетов в условиях предельного насыщения потоков, свойственных равнинным рекам.

Полученная автором в 1958 г. [10] зависимость для взвешивающей способности руслового потока, обоснованная большим

[1] Михеев П. В. Поток и наносы. Автореф. дисс. на соискание ученой степени д-ра техн. наук.— М.: Изд. ВНИИГиМ, 1952.— 16 с.

количеством опытных данных по оросительным каналам, имеет вид

$$\tilde{\mu} = Dk\frac{U_3}{gHw}. \qquad (1.17)$$

Коэффициент D имеет ту же размерность, что и мутность, и равен 0,20 кг/м³. Безразмерный коэффициент «крупности» k оказался для мелкой взвеси, характерной для низовьев рек, близким к 0,9; в общем случае его значение определяется расчетной формулой. Основное содержание работы [10] изложено с небольшими изменениями в главах 2 и 3.

В последующем формулу (1.11), отражающую «закон куба скорости», применили И. И. Леви и Н. П. Кулеш (1960 г.), Ф. С. Салахов (1963 г.), Н. А. Цветкова (1963 г.), К. И. Россинский (1964 г.); сведения об этих работах приводятся в гл. 3.

1.2. Исследования движения наносов

Первый опыт теоретического анализа процесса взвешивания и транспорта наносов в турбулентном потоке принадлежит Н. Е. Жуковскому [64]. Турбулентный поток он рассматривает в виде системы эллиптических вихрей с горизонтальной осью в составе осредненного движения. При распределении средней скорости по глубине по параболе получается зависимость, связывающая скорость течения с гидравлической крупностью взвешиваемых частиц и параметрами потока.

Предложение Жуковского, не будучи связанным с реальным характером турбулентного движения, выясненным значительно позже, не получило дальнейшего развития, однако содержащиеся в нем идеи оказались весьма плодотворными. Им впервые указана прямая связь между явлениями взвешивания и турбулентности [100]. Далее, впервые отмечено существование нижнего предела скорости, при которой, несмотря на турбулентный характер течения, не происходит движение наносов [162]. Наконец, показано, что основным фактором взвешивания является структурный характер турбулентности. Позже в работах М. А. Великанова и его школы установлено, что взвешивание тяжелых частиц руслового потока является главным образом следствием крупномасштабных структурных образований.

Работы М. А. Великанова оказали значительное воздействие на развитие в нашей стране исследований русловых процессов и движение наносов. В них нашли отражение особенности русловой турбулентности, ставились и решались актуальные задачи речной гидравлики. Крупным его достижением было основанное на наблюдениях Рюмелина (1913 г.) и Е. М. Минского (1934 г.) положение о постоянстве числа Струхаля для низкочастотных пульсаций скорости, подтвержденное исследованиями Б. А. Фидмана [148] и недавними натурными наблюдениями [48].

В 1950 г. М. А. Великанов и Н. А. Михайлова [37] экспериментально установили наличие прямой связи между крупномасштабными структурными образованиями и мутностью в потоке. Наблюденные и зафиксированные киносъемкой облака мутности в лабораторном лотке имели размеры, близкие к глубине потока. Другим показателем связи были корреляции мутности и скорости вдоль потока, показавшие одинаковый характер.

Разработанная Великановым гравитационная теория движения наносов (1952 г.) была впоследствие подвергнута справедливой критике. Наиболее существенное замечание в адрес теории Великанова состояло в том, что энергия, затрачиваемая потоком на перенос взвешенных частиц, заимствуется не непосредственно из энергии осредненного движения потока, а из его пульсационной энергии [91]. Вместе с тем вытекающий косвенно из гравитационной теории закон куба скорости, подтвержденный Великановым, приблизил понимание природы взвешивания. В этой связи уместным было замечание Ф. И. Франкля [153] по поводу формулы Великанова: «...ее нельзя считать основанной на гравитационной теории автора, но за нее говорят соображения подобия». Заметим, что Великанов неоднократно указывал на основную роль крупномасштабных пульсаций скорости во взвешивании потоком тяжелых частиц.

Начало исследований В. М. Маккавеева в области русловой гидродинамики и движения наносов относится к 1931 г. [77], когда он приступил к разработке динамических уравнений турбулентного потока и турбулентной диффузии; в них рассматривались процессы диффузионного переноса количеств движения, растворов и взвешенных веществ. В 1941 г. и в послевоенные годы Маккавеев усовершенствовал свою теорию, изложив ее на более строгой основе. В более позднем исследовании [107] Маккавеев склоняется к выводу о структурном характере пульсаций в потоке, о двух формах турбулентных образований: связанной с придонной областью и охватывающей основную толщу потока.

Работы В. М. Маккавеева развиваются в настоящее время А. В. Караушевым [77]. По разработанному им методу расчета, средняя мутность в потоке определяется исходя из ее распределения по глубине согласно диффузионной теории в форме, представленной Маккавеевым и его школой, а придонная мутность «взмыва», в соответствии с предложением В. М. Маккавеева,— пропорциональна квадрату придонной скорости течения, разделенной на глубину, или, иначе, числу Фруда, однако со своими переменными коэффициентами. Для определения состава придонной взвеси применяется прием деления потока на зоны с восходящими и нисходящими пульсационными токами и учитывается вероятность взвешивания

частиц по их гидравлической крупности в соответствии с гауссовым распределением пульсаций вертикальной скорости. Приведем кратко ход решения по этому методу.

Средняя мутность потока, отвечающая его транспортирующей способности, выражается уравнением

$$\bar{s} = s_{взм} \Gamma. \tag{1.18}$$

Мутность взмыва определяется по формуле

$$s_{взм} = 0{,}15 N \eta^2 \frac{U^2}{H}, \tag{1.19}$$

где H — средняя глубина потока; η — отношение донной скорости к средней; N — «характеристическое» безразмерное число,

$$N = \frac{MC}{g}. \tag{1.20}$$

Здесь g — ускорение свободного падения; C — коэффициент Шези; M — находится по формулам:

для $10 \leqslant C \leqslant 60$

$$M = 0{,}7C + 6, \tag{1.21}$$

для $C > 60$ $M = 48$.

Таким образом, мутность взмыва, согласно (1.19), зависит от трех величин: коэффициента Шези, глубины потока и придонной скорости и не зависит от состава наносов по их крупности. Мутность взмыва, по-видимому, величина условная; отсчет распределения мутности по глубине производится от «средней придонной мутности», которая уже зависит от состава наносов.

Количество, состав и распределение наносов по глубине потока учитываются вторым членом уравнения (1.18), который представляет собой функцию двух величин: коэффициента Шези и безразмерного отношения гидравлической крупности взвеси к средней скорости течения, т. е.

$$\Gamma = f(G, C); \quad G = \frac{w}{U}. \tag{1.22}$$

Эта функция, представленная в виде таблицы и графически, включает названную выше вероятность взвешивания частиц различной крупности.

Метод содержит варианты зависимости (1.18) для потоков, несущих большое количество наносов, и потоков под ледяным покровом. Расчет рекомендуется производить раздельно по фракциям наносов, суммарная мутность определяется сложением пофракционных значений. Расчет по средней гидравлической крупности взвеси может привести к большим ошибкам. Изложенный метод показал в применении к речным потокам, согласно Караушеву, наилучшие результаты. При анализе материалов, помимо расчетов, учитываются различные внешние факторы формирования мутности в естественных условиях: периоды нарастания и спада паводков, мутности смыва (с поверхности почвы) и размыва (русловые) и др. Достоинством метода является возможность расчета как по составу взвешенных, так и по составу донных наносов, однако, судя по примерам [77, табл. 15 и 16], расхождения при этом получаются значительные.

Привлекает внимание, что в расчетах А. В. Караушева начало подвижности донных наносов определяется по формуле В. В. Романовского ([77, с. 73]; обозначения по Караушеву),

$$v_н = u \sqrt{\frac{jfN}{x^2 N + jf}},$$

где u — гидравлическая крупность частиц; j, f — коэффициенты.

Таким образом, с уменьшением гидравлической крупности до нуля скорость начала подвижности также стремится к нулю, что противоречит указаниям и данным многих исследователей, начиная с Н. Е. Жуковского.

Перспективными являются разработки И. Ф. Карасева [75]. Опираясь на большое количество натурных данных, он получил новое решение задачи взвешивания и транспорта наносов и форму выражения диффузионной теории распределения взвеси по глубине, не ограниченную, в отличие от уравнения В. М. Маккавеева, малой крупностью взвеси. Некоторая сложность полученных им расчетных формул оправдывается расширенной областью применения: мутность и расходы взвешенных и влекомых наносов определяются в широком диапазоне крупностей, выясняются условия размыва и транспорта связных грунтов.

Первые исследования В. Н. Гончарова по режиму наносов опубликованы в 1933 г. [41]; в 1938 г. вышла его работа «Движение наносов в равномерном потоке» [42], а в 1954 и 1962 гг. опубликованы две монографии [43, 44]. Опытную основу исследований Гончарова составляют лабораторные наблюдения Г. Н. Лапшина и В. В. Роборовской 1935—1936 гг. в лотке шириной 20 см при глубине воды до 35 см; бóльшая часть опытов проведена с глубиной до 10 см. Опыты проводились с песками и гравием средней крупности: от 0,32 до 7 мм. Использованы также другие данные, в том числе В. С. Кнороза в трапецеидальном лотке. Представляют интерес опыты по движению наносов с песком крупностью 0,32 мм, проведенные в достаточно большом количестве (27 опытов). Подсчеты, произведенные по ним, показали сходство результатов с обработанными нами данными Кнороза, описанными в гл. 3.

Представления В. Н. Гончарова о характере турбулентности и механизме взвешивания отличаются от современных воззрений, поэтому ограничимся результатами выполненных им

обобщений опытных данных. В последних своих работах Гончаров отказался от первоначальных предположений о влиянии «потолка» взвешивания на расход наносов и деления их на донные и взвешенные и рассматривал движение наносов совместно; его обобщенная формула для погонного расхода наносов имеет вид

$$q_т = \frac{1+\varphi}{500} U d \left(\frac{U^3}{U_н^3} - 1\right)\left(1 - \frac{U_н}{U}\right), \qquad (1.23)$$

где φ — параметр турбулентности, увеличивающийся от единицы с уменьшением крупности от 1,5 мм; d — размер частиц; U, $U_н$ — средняя и предельная непередвигающая скорости потока. Гидравлическая крупность частиц в формуле отсутствует, а их размер находится в числителе, действительное влияние размера частиц отражается в формуле через параметр турбулентности и непередвигающую скорость.

В структуре формулы, по-видимому, отразилось смешение двух видов движения: грядового и во взвеси. Однако характерно, что у В. Н. Гончарова, так же как и у Г. И. Шамова и многих других исследователей, изучавших движение донных наносов, расход наносов при достаточно большой скорости течения пропорционален скорости в четвертой степени, т. е. так же как и расход наносов взвешенных. Такое сходство указывает на сходство механизма обоих видов движения наносов.

Исследования Гончарова в целом явились важным этапом в происшедшем за последние десятилетия процессе познания законов движения наносов и русловой гидравлики. Его формула для предельной скорости 1938 г. (см. гл. 4) применяется и в настоящее время.

Вопросы движения наносов И. И. Леви рассматривает преимущественно на основе опытных наблюдений В. С. Кнороза и других исследователей. Теоретические его разработки относятся преимущественно к движению донных наносов [100]. Ему принадлежит вывод уравнений начала подвижности и движения донных наносов; согласно последним, удельное насыщение (мутность) и расход донных наносов приблизительно пропорциональны средней скорости соответственно в третьей и четвертой степени. В связи с прямой зависимостью средней мутности потока в диффузионной теории от придонной мутности И. И. Леви считает возможным применить для определения последней свою формулу для донных наносов в виде

$$\mu_0 = c\left(\frac{U}{w}\right)^3 \left(\frac{d}{h}\right)^{0,25}. \qquad (1.24)$$

Однако он тут же замечает, что, согласно опытным данным В. С. Кнороза, придонная мутность при определенном насыщении потока взвесью всегда достигает предельно возможного для потока значения, а именно $s_0 = 0{,}3 \div 0{,}4$ (согласно М. А. Великанову, максимальная относительная мутность равна 0,38). В поздней своей работе И. И. Леви склоняется к применению для учета взвешенных наносов «закона куба скорости» [102].

1.3. Исследования механики взвесенесущих потоков

Изложение работ Г. И. Баренблатта [25] и Ф. И. Франкля [152, 154, 155] сделано Н. А. Михайловой [114] и др. Ограничимся здесь выяснением их особенностей в плане нашей задачи.

Для своей теории Баренблатт принимает следующие исходные положения: уравнение баланса турбулентной энергии установившегося движения, уравнение диффузионной теории мутности, уравнение Буссинеска и гипотезы А. Н. Колмогорова для локально-изотропной турбулентности. Привлечение гипотез Колмогорова ограничивает применимость теории областью течений, достаточно удаленных от стенок.

Решение Баренблатта ограничивается малостью частиц, малостью мгновенных ускорений потока по сравнению с ускорением свободного падения и допущением, что продольные компоненты мгновенной скорости частиц и жидкости совпадают. Наблюдениями Михайловой установлено, что средние скорости частиц мелкого песка и воды практически совпадают по всей глубине потока, кроме придонной области, но дисперсии продольной составляющей скорости частиц значительно меньше, чем воды [114, с. 75 и 79]. Полезным результатом в решении Баренблатта является доказательство уменьшения пульсаций с ростом содержания взвеси в потоке.

Важную роль в развитии теории играют работы Ф. И. Франкля, его система уравнений взвесенесущего потока. Система уравнений Франкля содержит уравнения неразрывности для жидкости и твердых частиц и уравнения осредненного движения, энергии осредненного движения и пульсационной энергии. Система уравнений незамкнута: количество неизвестных значительно превышает количество уравнений. Замыкание уравнений возможно с привлечением различных гипотез и допущений, один из способов предложил сам автор.

Дифференциальные уравнения Франкля послужили основой для последующего развития механики взвесенесущих потоков, прежде всего в работах А. К. Дюнина [55, 56]. Он отмечает следующие особенности, делающие их удобными для анализа: вместо обычного временного осреднения мгновенных физических величин применено их пространственно-временное осреднение по любой постоянной области и любому постоянному отрезку времени. При таком осреднении существенно разрывных функций получаются строгие уравнения дисперсоида, непрерывные в пространстве и времени, что не удается сделать при временном осреднении вследствие невозможности

нахождения в одной точке нескольких субстанций с различными физическими свойствами. Уравнения могут быть представлены в виде, не разделенном по компонентам, и тогда в уравнениях переноса компенсируются внутренние силы. Весьма важно, что уравнения Ф. И. Франкля справедливы во всех областях потока, в том числе и на его границах, что и реализует впервые А. К. Дюнин в своем исследовании.

В отличие от Ф. И. Франкля, А. К. Дюнин применяет способ последовательного осреднения — сначала по объемам компонент, а затем по промежуткам времени. Это дает возможность получить, в частности, уравнение турбулентной диффузии примесей Шмидта, положенное в основу современной диффузионной теории движения взвесей. Однако главным результатом исследования является выяснение факторов взвешивания тяжелых частиц турбулентным потоком.

Для этой цели составляются дифференциальные уравнения переноса импульса и массы для плоского квазистационарного, горизонтального и однородного вдоль по течению потока над плоскостью, поверх которой расположен тонкий «дефлируемый» слой (понятие, сходное с «активным» слоем русла); движение происходит в гравитационном поле. Интегрирование уравнений и анализ результатов показывают, что главным фактором взвешивания является перепад давлений в потоке по его глубине. Для подъема тяжелых частиц потоком определяется условие

$$j(x_3) = \Pi(x_3) - T(x_3) > 0, \qquad (1.25)$$

где j — «нагрузка» потока, равная массе (с учетом архимедовой силы) поднятого зернистого материала, отнесенного к единице площади подстилающей плоскости; $\Pi(x_3)$ — перепад нормального молекулярного давления по глубине потока без учета пульсаций в жидкой и твердой фазах; $T(x_3)$ — добавление к нормальному давлению, вызванное диагональными составляющими жидкой и твердой фаз,

$$T(x_3) = \rho(1-s)\overline{(v_3')^2} + \rho_s s\overline{(v_{s3}')^2}. \qquad (1.26)$$

Здесь ρ, ρ_s — плотности жидкой и твердой фаз; v_3', v_{s3}' — вертикальные составляющие пульсаций; полукруглая скобка означает пространственно-временно́е осреднение пульсаций.

В результате пониженного давления поток, по выражению Дюнина, как бы всасывает тяжелые частицы из придонного дефлируемого слоя. Анализ показывает также, что с насыщением потока взвесью пульсации жидкости должны уменьшаться.

Опыты с песко-ветровыми потоками, проведенные А. К. Дюниным и под его руководством, подтверждают наличие недостатка давления у дна осветленного потока, который умень-

шается или исчезает с насыщением потока взвесью. Характерно, что в исследовании и в описаниях опытов нет сведений о наличии крупномасштабных пульсаций в чистом потоке, однако обнаружено, что в опытах с потоком, насыщенным взвесью, появляются характерные крупномасштабные пульсации, сходные с описанными М. А. Великановым. В связи с этим низкочастотные пульсации скорости несущей компоненты играют, по-видимому, важную роль в процессе переноса примесей [56, с. 40].

В исследованиях Дюнина, относящихся преимущественно к воздушным потокам, содержатся решения, важные для водных потоков. Примером может служить вывод, что макропульсации продольной скорости определяют условия образования начальных грядовых форм русла; даются соответствующие уравнения.

Характерно, что в исследованиях Дюнину не понадобилось решение вопроса о распределении концентрации, или мутности, взвесей по глубине потока, имеющем решающее значение в диффузионной теории взвешивания. В целом направление исследований Дюнина представляется перспективным для развития теории движения русловых потоков.

Глава 2. ВЗВЕСЕНЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ РУСЛОВОГО ПОТОКА

2.1. О природе взвешивания

Решение задачи о взвешивании тяжелых частиц турбулентным водным потоком стало возможным на основе сложившихся представлений о его структуре. В потоке в результате трения о стенки возникает и поддерживается система крупномасштабных возмущений или вихрей, черпающих энергию из осредненного движения, с размерами, близкими к глубине потока. Эти возмущения, распадаясь на вихри меньших масштабов, образуют вместе с непрерывным вихреобразованием у стенок спектр пульсаций местной скорости различной частоты [33, 111].

Такое представление исходит из общего описания «каскадной» структуры турбулентности [90, 125, 181], которое в условиях водного потока дополняется естественным положением о доминирующей роли структурных крупномасштабных возмущений, ограниченных глубиной [31]. Их существование подтверждается постоянством числа Струхаля для низкочастотных пульсаций скорости [33, 111], а также визуальными наблюдениями.

Следя за движением в руслах можно заметить регулярно чередующиеся на поверхности потока зоны восходящих токов в виде растекающихся водных бугров и смежные области нисходящих токов с водными лобжинками, иногда водоворотами посередине. Эти бугры и понижения следуют на расстояниях, соразмерных с глубиной потока, и сохраняют свою индивидуальность в течение ощутимого периода времени.

Структурный характер крупномасштабных образований, напоминающих вихри, предсказанный Н. Е. Жуковским еще в 1919 г., был позже выявлен наблюдениями в лотке на поверхности И. Никурадзе [42] и внутри потока Б. А. Фидманом [148]. Хорошей их иллюстрацией являются фотоснимки шуги, сделанные А. Н. Гостунским на Амударье в 1935 г. (рис. 1). Аналогичный снимок получен и на другой реке [54]. Шуга, согласно обоим снимкам, движется кольцами различных диаметров, соразмерных с глубинами воды в реке. В недавних наблюдениях на р. Днестре [48] при подъеме уровня воды наблюдались «облака» мутности на поверхности в виде колец соразмерных с глубиной потока. Все это указывает на существование в потоке образований, или «вальцов», такого размера. Необходимо, однако, учесть замечание В. Н. Гончарова [42] об отличии этих образований от вихрей в их традиционном представлении.

Крупномасштабные образования в потоке представляются, согласно Великанову, в виде катящихся со скольжением вальцов, близких по форме к шару [35]. Небольшие отклонения измеренных значений числа Струхаля для них от единицы свидетельствуют о небольшом различии между продольными размерами и высотой этих образований. Имеются и другие пред-

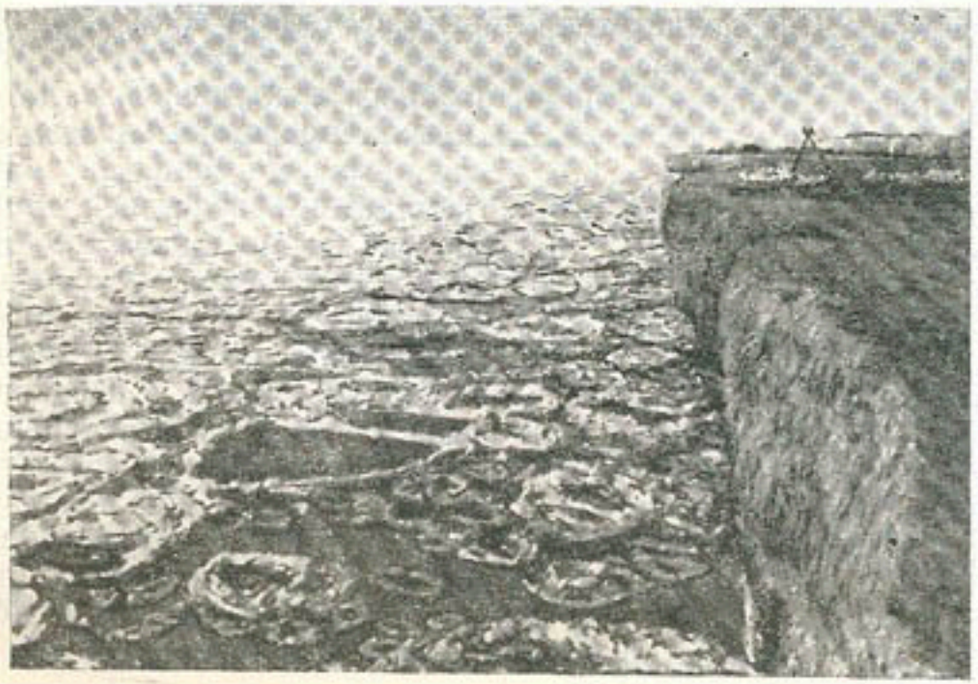


Рис. 1. Ход шуги на р. Амударье. Фото А. Н. Гостунского.

положения о их форме, основанные на «следящей» съемке в лабораторных лотках [48]. При их рассмотрении следует учесть условия стесненного формирования крупномасштабных образований в узких лабораторных лотках и возможность искаженного их изображения, зависящего от скорости следящей съемки.

Взвешивание тяжелых частиц потоком является главным образом следствием наличия в нем крупномасштабных образований [33, 91, 111]. Подтверждением этому служит синхронность крупномасштабных пульсаций скорости и мутности, показанная на рис. 2, а также облака мутности в лотке в начальный период взвешивания, обнаруженные Н. А. Михайловой [114].

Показательными являются сравнительные наблюдения и подсчеты энергетического спектра пульсаций скорости на р. Турунчук при ничтожно малой мутности (0,08 г/л)

и значительной (0,62 г/л), изображенные на рис. 3 [48]. Эксперимент показывает резкое уменьшение энергии крупномасштабных пульсаций и ощутимое перемещение спектра в сторону высоких частот в соответствии с предположением Е. Н. Теверовского [142].

Заметим, что энергетические затраты на движение наносов во взвеси составляют небольшую долю энергии водного потока: согласно М. А. Великанову, она заключается в пределах 3 %. По данным Д. И. Гринвальда, доля затрат на взвешивание от общего количества энергии, генерированной в турбулентном потоке, достигает 3,6 %. Если же отнести энергию взвешивания лишь к низкочастотной части спектра, то доля получится намного более весомой.

Исходя из роли крупномасштабных возмущений в потоке, можно представить связь между ними и вихрями, возникающими вследствие трения потока о дно таким образом, что последние, устремляясь в толщу потока, формируют восходящие токи крупномасштабных вихрей и, передав им свою энергию, распадаются. Нисходящие же токи естественно возникают как следствие неразрывности потока. Основной распад придонных вихрей происходит, по-видимому, в придонной области, где вертикальные пульсационные скорости достигают максимума.

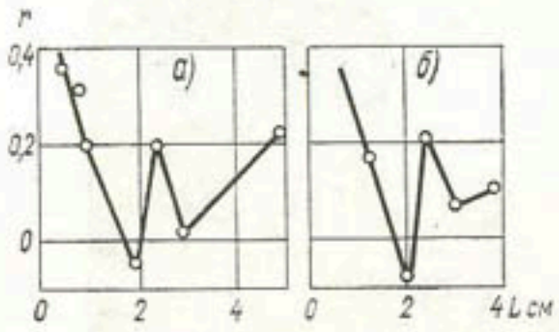


Рис. 2. Корреляция мутности (*а*) и скоростей (*б*) вдоль потока [111].

Рассматривая опытные данные об изменении дисперсии пульсационных скоростей по их глубине (рис. 4), можно заметить, что с приближением ко дну продольные пульсации быстро растут, в то время как вертикальные пульсации растут медленно и, достигнув близ дна максимума, плавно снижаются.

А. С. Монин и А. М. Яглом [117, с. 329], анализируя уравнение турбулентной энергии потока, показывают, что поперечные пульсации получают свою энергию от продольных пульсаций через пульсации давления. Отсюда можно предположить, что и максимальные пульсации давления находятся в зоне наибольших вертикальных пульсаций скорости, близ дна.

Устойчивое содержание взвеси в потоке можно представить себе как следствие динамического равновесия, установившегося в результате подъема со дна или придонной области одних частиц, увлекаемых восходящими токами, и опускания на дно или в придонную область других частиц. Естественно, что для такого обмена у дна должен быть режим, при котором выпавшие частицы могут вновь подняться, что проявляется в подвиж-

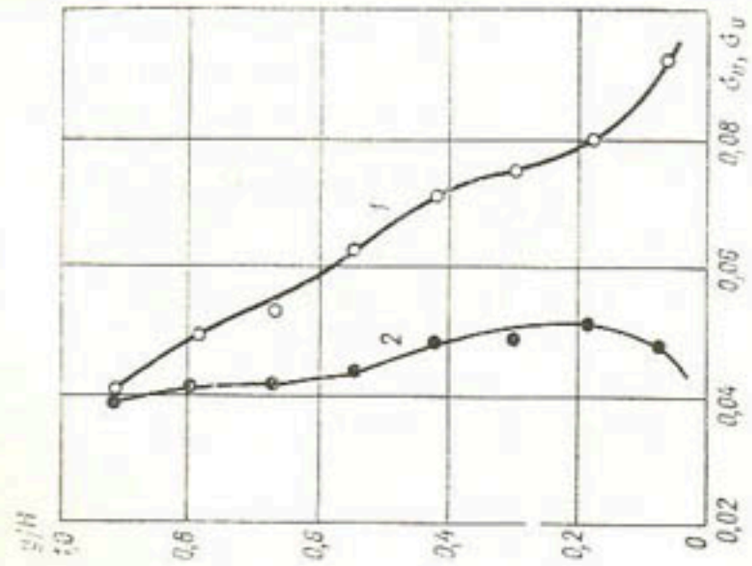


Рис. 4. Изменение по глубине отношений дисперсий продольной (*1*) и вертикальной (*2*) пульсаций скорости к наибольшей определенной скорости потока [111].

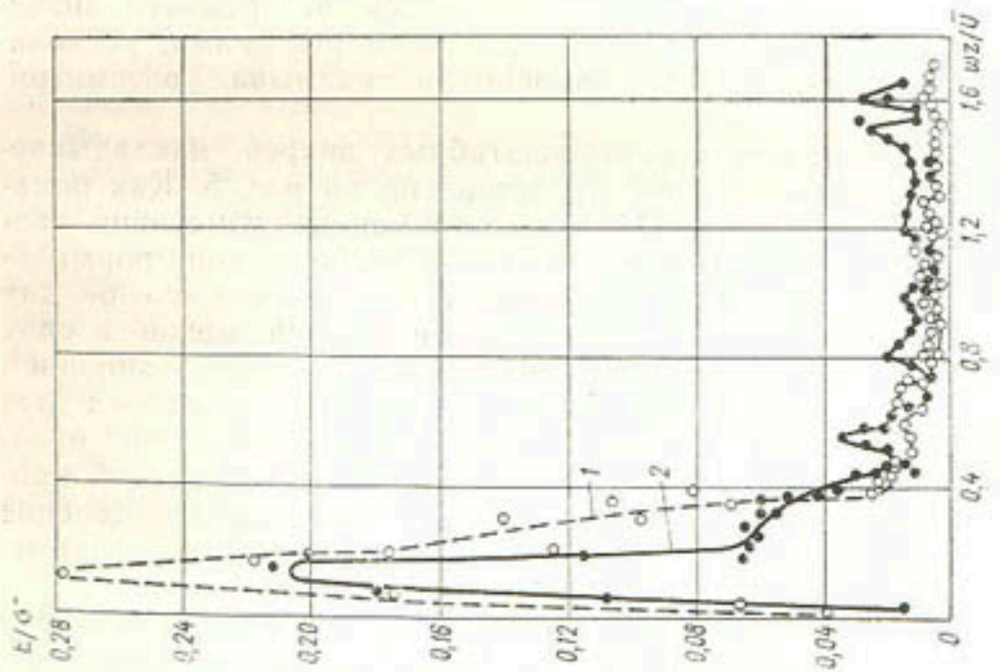


Рис. 3. Связь нормированной энергии пульсаций с их частотой при малой (*1*) и большой (*2*) мутности потока [48].

ности отложений. Оговоримся, что здесь имеются в виду отложения из мелкого песка, представленного во взвеси и составляющего по крупности основную часть нагрузки потока взвесью. Случай, когда поток несет мелкую взвесь, а русло сложено из более крупного материала, непередвигаемого потоком, аналогичен гидравлическому транспорту в жестком недеформируемом русле.

Далее опыт показывает, что каждое состояние руслового потока однозначно связано с его взвешивающей способностью. Избыток взвеси ведет к ее осаждению; при недостатке взвеси и наличии несвязных отложений происходит размыв и насыщение потока до устойчивого состояния. В наших опытах, проведенных в бетонном лотке длиной 40 м, шириной 50 см и глубиной воды до 34 см [4], после длительного прогона циркулирующей воды избыток взвеси, созданный взмучиванием осевшего на дно ила, выпадал и устанавливалась устойчивая мутность. Затем, с помощью рыхлителя отложения размывались и мутность увеличивалась, но по прекращении рыхления мутность опять снижалась до прежнего значения. Вопрос о связи между предельными режимами, устанавливающимися в результате заиления и размыва, рассматривается в гл. 3.

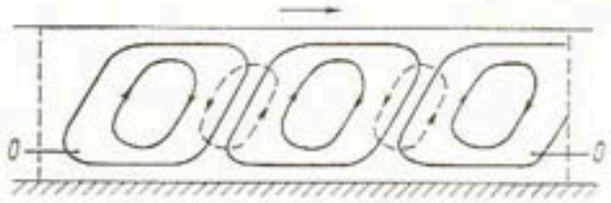


Рис. 5. Схема крупномасштабных пульсаций в отсеке потока.

Возможная схема крупномасштабных вихрей, накладываемых на осредненный поток, представлена на рис. 5. Как показывают данные опыта [111], пульсационные изменения скорости — вертикальные и продольные — следуют закону нормального распределения. Проведя сечение 0—0, параллельное дну в области наибольших вертикальных пульсаций, можно в силу этого считать, что распределение вертикальной пульсационной скорости по сечению в каждый момент времени также следует нормальному закону. Итак, в потоке можно мысленно представить наличие восходящей и нисходящей зон, в первой происходит подъем, а во второй — опускание частиц. Деление потока на две зоны для решения задачи о взвешивании применялось и ранее [46, 76].

Рассмотрим при этом обстановку близ дна потока. В нисходящей зоне давление будет выше, чем среднее гидростатическое, в связи с торможением скорости и преобразованием ее энергии в потенциальную. В восходящей же зоне давление в придонной области должно быть соответственно ниже среднего. Таким образом, в восходящей зоне должен существовать относительный перепад или дефицит давления.

Указанное можно иллюстрировать следующим примером: если представить себе струю, направленную вниз, в сосуде с жидкостью, то давление у дна под струей будет выше окружающего гидростатического на значение скоростного напора. Соответственно снизится давление, например, в тыловой части обтекаемой потоком пластинки. Можно также провести аналогию с циклоном в атмосфере, представляющим область низкого давления с восходящими воздушными токами.

Возникающий под действием крупномасштабных вихрей дефицит давления в восходящей зоне является, в нашем представлении, основным фактором взвешивания тяжелых частиц турбулентным потоком. При этом решающими для взвешивания являются условия в указанной выше придонной области потока, где вертикальные скорости имеют наибольшее значение. Заметим, что с такой гипотезой согласуется высказанное позже заключение, отмеченное в гл. 1 [56], о перепаде давления как основном факторе взвешивания.

В восходящей зоне происходит непрерывный подъем со дна насыщенных взвесью объемов воды, подбрасываемых в толщу потока придонными пульсациями. Насыщение потока взвесью приводит, с другой стороны, к уменьшению дефицита давления за счет того, что мутность и средняя плотность гидросмеси в восходящей зоне больше, чем в нисходящей: в этом можно убедиться, составив уравнение баланса твердого стока в обеих зонах. Уравновешивание дефицита давления в восходящей зоне повышенным давлением от взвеси и определяет критическое состояние потока в отношении его взвешивания или его взвешивающую способность.

Рассматривая предпринимаемое ниже решение задачи о взвешивании, основанное на указанных положениях, нужно учесть, что дефицит давления, с одной стороны, и компенсирующее повышение объемного веса потока от его насыщения взвесью — с другой, проявляются в результате пульсирующих, динамических процессов, на основной фактор накладываются явления местной динамики насыщения и выпадения частиц и конкретные формы осреднения в процессе становления устойчивого содержания взвеси в потоке нам точно неизвестны. Эти обстоятельства должны быть учтены при оценке и использовании получаемых решений.

2.2. Взвешивающая способность руслового потока

Выясним условия равновесия для частиц со скоростью падения в турбулентной среде, равной их гидравлической крупности w, в указанном выше придонном сечении нашего отсека. Распределение вертикальных крупномасштабных пульсационных скоростей в нем следует нормальному закону, изображен-

ному на рис. 6. Восходящая зона здесь представлена областью, ограниченной кривой и осями координат выше *oy*. Уравнение кривой распределения будет

$$y = \frac{1}{v_0\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{v^2}{2v_0^2}}. \qquad (2.1)$$

где v — вертикальная скорость; $v_0 = \sqrt{\overline{v^2}}$ — ее дисперсия.

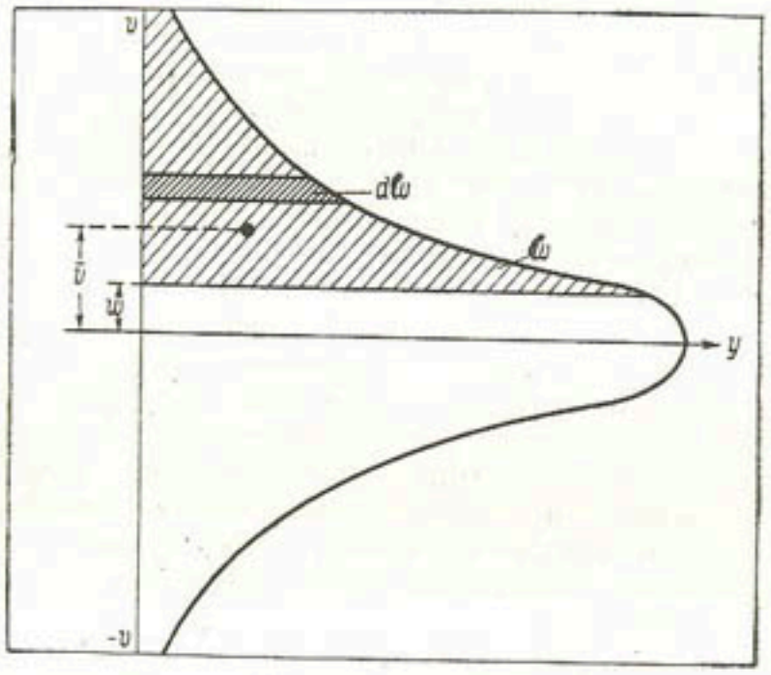


Рис. 6. Распределение вертикальной пульсационной скорости.

Элементарная площадка в сечении с вертикальной скоростью v

$$d\omega = y\,dv.$$

Обозначим через Φ_0 каждую из двух равных площадей, ограниченных на рис. 6 кривой и осями координат. Как известно,

$$2\Phi_0 = \frac{2}{v_0\sqrt{2\pi}} \int_0^\infty e^{-\frac{v^2}{2v_0^2}} dv = 1. \qquad (2.2)$$

Если на графике выше оси *oy* провести прямую, соответствующую гидравлической крупности w, то площадь ω выше прямой (заштрихованная) представит область $v > w$ подъема

частиц, остальная же площадь, где $v < w$, будет областью опускания частиц $(1 - \omega)$. Очевидно,

$$\omega = \int_w^\infty y\,dv; \qquad 1 - \omega = \int_{-\infty}^w y\,dv. \qquad (2.3)$$

Введя обозначения для интеграла

$$\int_0^w y\,dv = \Phi,$$

получим, согласно (2.2) и (2.3),

$$\omega = \Phi_0 - \Phi; \quad 1 - \omega = \Phi_0 + \Phi. \qquad (2.4)$$

Полагая

$$x = \frac{v}{v_0}; \qquad x_w = \frac{w}{v_0}; \qquad dx = \frac{dv}{v_0}, \qquad (2.5)$$

получим

$$\Phi = \Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{x_w} e^{-\frac{x^2}{2}} dx. \qquad (2.6)$$

Таким образом, величина Φ представляет собой интеграл функции нормального распределения при аргументе $x_w = w/v_0$. Значения интеграла $\Phi(x)$ приводятся в табличном виде в курсах теории вероятностей.

Для уравнения равновесия нужно выяснить, с одной стороны, избыток давления в области подъема, вызываемый повышенной мутностью, и с другой — дефицит давления в этой же области, связанный с системой восходящих и нисходящих токов в турбулентном потоке.

2.2.1. Избыток давления от взвеси

Условие равновесия по содержанию взвеси в рассматриваемом сечении потока определяется равенством вертикальных расходов взвеси в областях ее подъема и опускания. Примем следующие обозначения: μ — мутность, или количество взвеси по весу в единице объема потока, например в кг/м³; $\mu_в$, $\mu_н$ — мутности соответственно в областях подъема и опускания частиц; $s = \mu/\gamma_т$ — относительная мутность, или доля объема, занимаемая взвесью в единице объема потока; $\gamma_т$ — масса единицы объема взвеси, например для песка $\gamma_т = 2650$ кг/м³.

Элементарный расход взвеси через площадку $y\,dv$ в области подъема будет

$$dq_в = \mu_в y\,(v - w)\,dv.$$

Расход взвеси по всей области подъема взвеси

$$q_в = \int_w^\infty \mu_в y v\, dv - w \int_w^\infty \mu_в y\, dv. \tag{2.7}$$

Средняя мутность по сечению в области подъема выразится следующим образом:

$$\bar{\mu}_в = \frac{\int_w^\infty \mu_в y\, dv}{\omega}. \tag{2.8}$$

Запишем также выражение для средней вертикальной скорости в области подъема взвеси

$$\bar{v} = \frac{\int_w^\infty v y\, dv}{\omega}. \tag{2.9}$$

Здесь числитель представляет собой момент первого порядка; его значение можно получить, учитывая (2.1) и (2.5),

$$\int_w^\infty v y\, dv = \frac{v_0}{\sqrt{2\pi}} \int_{x_w}^\infty x e^{-\frac{x^2}{2}} dx.$$

После небольших преобразований получим

$$\int_w^\infty v y\, dv = v_0 \varphi, \tag{2.10}$$

где $\varphi = \varphi(x)$ — функция нормального распределения,

$$\varphi = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x_w^2}{2}}. \tag{2.11}$$

Значения $\varphi(x)$ также даются в табличной форме в курсах теории вероятностей.

Учитывая (2.10) и (2.4), получим среднюю вертикальную скорость в области подъема взвеси

$$\bar{v} = \frac{v_0 \varphi}{\Phi_0 - \Phi}. \tag{2.12}$$

Значения φ и Φ определяются из таблиц при аргументе, определенном по (2.5).

Далее, полагая

$$\int_w^\infty \mu_н y v\, dv = \bar{\mu}_{вв} \int_w^\infty y v\, dv,$$

$$\bar{\mu}_{вв} = \alpha_1 \bar{\mu}_в, \tag{2.13}$$

можем написать, учитывая (2.9) и (2.3),

$$\int_w^\infty \mu_в y v\, dv = \alpha_1 \bar{\mu}_в \bar{v} \omega. \tag{2.14}$$

Подставив (2.14) и (2.8) в (2.7), получим

$$q_в = \bar{\mu}_в \omega (\alpha_1 \bar{v} - w),$$

или заменив ω по (2.4),

$$q_в = \bar{\mu}_в (\Phi_0 - \Phi)(\alpha_1 \bar{v} - w). \tag{2.15}$$

Для области опускания частиц, охватывающей всю нисходящую зону и ту часть восходящей, где $v < w$, получим соответственно после небольших преобразований

$$q_н = \int_w^\infty \mu_н v y\, dv + w \int_w^\infty \mu_н y\, dv + 2w \int_0^w \mu_н y\, dv. \tag{2.16}$$

Обозначим через $\bar{\mu}_н$ по аналогии с областью подъема среднюю мутность в части области опускания от $-\infty$ до $-w$ выражаемую уравнением

$$\bar{\mu}_н = \frac{\int_w^\infty \mu_н y\, dv}{\int_w^\infty y\, dv}.$$

В оставшейся, сравнительно небольшой части области опускания от w до $-w$ мутность, по-видимому, должна приближаться от средней по сечению к средней в области опускания, поэтому можно без большой погрешности полагать

$$\frac{2\int_0^w \mu_н y\, dv}{2\int_0^w y\, dv} \approx \bar{\mu}_н.$$

Таким образом, $\bar{\mu}_н$ есть средняя мутность по всей области опускания. Тогда, введя аналогичные (2.13) и (2.14) обозначения, можем написать

$$q_н = \bar{\mu}_н [\alpha_1 \bar{v} (\Phi_0 - \Phi) + w (\Phi_0 + \Phi)]. \tag{2.17}$$

Приравнивая расходы по (2.15) и (2.17) получим

$$\bar{\mu}_н = \bar{\mu}_в \frac{(\Phi_0 - \Phi)(\alpha_1 \bar{v} - w)}{\alpha_1 \bar{v} (\Phi_0 - \Phi) + w (\Phi_0 + \Phi)} \tag{2.18}$$

или, введя вспомогательные обозначения,

$$\bar{\mu}_н = \bar{\mu}_в \frac{\alpha_1 \bar{v} - w}{\alpha_1 \bar{v} + xw}, \tag{2.19}$$

где

$$\alpha = \frac{\Phi_0 + \Phi}{\Phi_0 - \Phi}. \tag{2.20}$$

Средняя мутность по сечению будет, учитывая (2.4) и (2.19),

$$\bar{\mu}_д = \bar{\mu}_в \omega + \bar{\mu}_н (1 - \omega) = \bar{\mu}_в \frac{\alpha_1 \bar{v}}{\alpha_1 \bar{v} + \alpha w}. \tag{2.21$_1$}$$

Соответственно мутности в областях подъема и опускания

$$\left.\begin{aligned} \bar{\mu}_в &= \bar{\mu}_д \frac{\alpha_1 \bar{v} + \alpha w}{\alpha_1 \bar{v}} \\ \bar{\mu}_н &= \bar{\mu}_д \frac{\alpha_1 \bar{v} - w}{\alpha_1 \bar{v}} \end{aligned}\right\} \tag{2.22$_1$}$$

Применяя те же рассуждения, можно написать подобные выражения и для мутностей, осредненных по глубине потока, за исключением придонной области. Определение мутности в придонной области представляет самостоятельную задачу. Естественно предположение, что мутность книзу растет, достигая у дна наибольшего значения, однако наблюдения показывают обратное.

Согласно сообщению М. А. Дементьева и Н. Л. Граната [52] со ссылками на опытные данные, в придонной области потока, где происходит обмен частицами взвеси между дном и толщей потока, объемная концентрация, или мутность, взвеси растет от дна к границе области. Максимум мутности имеет место на некоторой высоте, близкой к вершинам массовых траекторий скачков частиц, взлетающих со дна. Заметим, что такое утверждение достаточно хорошо увязывается с рассматриваемой гипотезой взвешивания.

В силу указанного обстоятельства можно без большой погрешности принять средние мутности в придонной области равными средним мутностям в толще потока и выполнить осреднение по всей глубине потока. Таким образом:

$$\bar{\mu} = \bar{\mu}_{вс} \frac{\alpha_1 \bar{v}_c}{\alpha_1 \bar{v}_c + \alpha w}, \tag{2.21}$$

$$\left.\begin{aligned} \bar{\mu}_{вс} &= \bar{\mu} \frac{\alpha_1 \bar{v}_c + \alpha w}{\alpha_1 \bar{v}_c} \\ \bar{\mu}_{нс} &= \bar{\mu} \frac{\alpha_1 \bar{v}_c - w}{\alpha_1 \bar{v}_c} \end{aligned}\right\} \tag{2.22}$$

Здесь $\bar{\mu}_{вс}$; $\bar{\mu}_{нс}$; $\bar{\mu}$ — уже средние мутности по глубине: в области подъема, опускания и средняя по отсеку; $\bar{v}_c$ — средняя вертикальная скорость в области подъема; она определяется по уравнению, подобному (2.12),

$$\bar{v}_c = \frac{v_{oc} \Phi}{\Phi_0 - \Phi}. \tag{2.23}$$

Дисперсия вертикальной пульсационной скорости мало изменяется по глубине потока и лишь в придонной области она имеет максимум, превышающий среднее значение в остальной части примерно на 20 %.

Уравнения (2.22) показывают, что в области подъема частиц мутность больше, чем в области их опускания. Определим относительное увеличение давления у дна в области подъема, вызванное повышенной мутностью. Оно равно облегченному в воде весу столба избыточной мутности, а именно

$$\Delta p = \delta H (\bar{\mu}_{вс} - \bar{\mu}_{нс}),$$

где

$$\delta = \frac{\gamma_т - \gamma}{\gamma_т},$$

$\gamma_т$, γ — плотности частиц взвеси и воды.

Подставив значения мутности из (2.22), получим

$$\Delta p = \delta H \bar{\mu} \frac{w}{\alpha_1 \bar{v}_c (\Phi_0 - \Phi)}. \tag{2.24}$$

2.2.2. Дефицит давления в восходящей зоне

Перейдем к определению дефицита давления, создаваемого системой восходящих и нисходящих токов, в области подъема придонного сечения.

Восходящие токи вызовут снижение давления по отношению к гидростатическому, нисходящие же вызовут местное повышение давления. Условимся считать, что в обоих случаях среднее давление в каждой области изменится на величину, равную кинетической энергии соответствующих токов гидросмеси.

Имея в виду, что вода в придонной области подъема занимает часть $1 - s_в$; $s_в = \mu_в / \gamma_т$, а скорость восходящего движения частиц равна $v - w$, получим, что среднее давление в области подъема снизится на величину

$$\Delta p_{1в} = \frac{\int_w^\infty \left[\gamma (1 - s_в) \frac{v^2}{2g} + \mu_в \frac{(v - w)^2}{2g}\right] y \, dv}{\int_w^\infty y \, dv} =$$

$$= \frac{1}{2g} \frac{\int_w^\infty [\gamma v^2 + \mu_в (\delta v^2 - 2vw + w^2)] \, y \, dv}{\Phi_0 - \Phi}. \tag{2.25}$$

Осредненный квадрат вертикальной скорости или квадрат ее дисперсий в области подъема будет

$$\overline{v^2} = \frac{\int_w^\infty v^2 y\, dv}{\int_w^\infty y\, dv}. \qquad (2.26)$$

Здесь числитель — момент второго порядка функции. Выяснив его значение при помощи (2.1) и (2.5), а также выражения для Φ и φ, согласно (2.6) и (2.11), можно написать после небольших преобразований

$$\overline{v^2} = v_0^2 \frac{\Phi_0 - \Phi + x_w \varphi}{\Phi_0 - \Phi}. \qquad (2.27)$$

Для удобства записей введем величины

$$\bar{\mu}_в = \frac{\int_w^\infty \mu_в v^2 y\, dv}{\int_w^\infty v^2 y\, dv}; \quad \frac{\bar{\mu}_в}{\bar{\mu}_в} = \alpha_2. \qquad (2.28)$$

Тогда снижение среднего давления в области подъема по уравнению (2.25) будет

$$\Delta p_{1в} = \gamma \frac{\overline{v^2}}{2g} + \bar{\mu}_в \frac{\alpha_2 \delta \overline{v^2} - 2\alpha_1 \bar{v} w + w^2}{2g},$$

а заменяя среднюю придонную мутность в области подъема через среднюю придонную мутность по всему отсеку,

$$\Delta p_{1в} = \gamma \frac{\overline{v^2}}{2g} + \bar{\mu}_д \left(1 + \frac{\alpha w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) \frac{c}{2g}; \qquad (2.29)$$

$$c = \alpha_2 \delta \overline{v^2} - 2\alpha_1 \bar{v} w + w^2.$$

Соответственно определится избыток давления в области опускания частиц. В результате получим после сокращений:

$$\Delta p_{1н} = \frac{1}{2g} \frac{(\gamma \overline{v^2} + \bar{\mu}_н c)(\Phi_0 - \Phi) + \bar{\mu}_н c_1 2\Phi}{\Phi_0 + \Phi}, \qquad (2.30)$$

$$c_1 = \alpha_2 \overline{v^2} + w^2,$$

или после перестановок и замен

$$\Delta p_{1н} = \frac{\overline{v^2}}{2g(\Phi_0 + \Phi)} \left\{ \gamma (\Phi_0 - \Phi) + \right.$$

$$\left. + \frac{\bar{\mu}_д}{\overline{v^2}} \left(1 - \frac{w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) [c(\Phi_0 - \Phi) + c_1 2\Phi] \right\}. \qquad (2.31)$$

Складывая уравнения (2.29) и (2.31), получим следующее выражение для дефицита давления:

$$\Delta p_1 = \frac{\overline{v^2}}{2g} \frac{1}{\Phi_0 + \Phi} \left\{ \gamma + \frac{\bar{\mu}_д}{\overline{v^2}} \left(1 + \frac{\alpha w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) c(\Phi_0 + \Phi) + \right.$$

$$\left. + \left(1 - \frac{w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) [c(\Phi_0 - \Phi) + c_1 2\Phi] \right\}. \qquad (2.32)$$

Введем следующие обозначения:

$$\delta' = \frac{\left(1 + \frac{\alpha w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) c(\Phi_0 + \Phi) + \left(1 - \frac{w}{\alpha_1 \bar{v}}\right) [c(\Phi_0 - \Phi) + c_1 2\Phi]}{\overline{v^2}}, \qquad (2.33)$$

$$\gamma' = \gamma + \delta' \bar{\mu}_д.$$

Тогда уравнение (2.32) запишется окончательно так:

$$\Delta p_1 = \gamma' \frac{\overline{v^2}}{2g} \frac{1}{\Phi_0 + \Phi}. \qquad (2.34)$$

Заметим, забегая вперед, что при $w \ll \bar{v}$ получим из (2.33)

$$\delta' = \alpha_1 \delta; \quad \gamma' = \gamma + \alpha_1 \delta \bar{\mu}_д, \qquad (2.33_1)$$

а при $\alpha_1 = 1$

$$\delta' \approx \delta; \quad \gamma' \approx \gamma + \delta \bar{\mu}_д = \gamma_{пд}, \qquad (2.33_2)$$

где $\gamma_{пд}$ — средняя плотность гидросмеси в придонной области.

2.2.3. Уравнение равновесия

Приравнивая (2.24) и (2.34) в силу заранее принятого условия об уравновешивании давлений, получим

$$\delta H \bar{\mu} \frac{w}{\alpha_1 \bar{v}_c} \frac{1}{\Phi_0 - \Phi} = \gamma' \frac{\overline{v^2}}{2g} \frac{1}{\Phi_0 + \Phi}. \qquad (2.35)$$

Выделив искомую величину и подставив значения $\bar{v}_c$ и $\overline{v^2}$, согласно (2.23) и (2.27), получим после сокращений

$$\bar{\mu} = \frac{\gamma' \alpha_1}{\delta} \frac{\varphi v_{0c} v_0^2 (\Phi_0 - \Phi + x_w \varphi)}{2gHw(\Phi_0^2 - \Phi^2)}. \qquad (2.36)$$

Введем обозначение

$$\varphi' = \varphi \frac{\Phi_0 - \Phi + x_w \varphi}{2(\Phi_0^2 - \Phi^2)}. \qquad (2.37)$$

Тогда получим следующее выражение для средней мутности:

$$\bar{\mu} = \frac{\gamma' \alpha_1}{\delta} \frac{\varphi' v_{0c} v_0^2}{gHw}. \qquad (2.38)$$

Уравнение (2.38) показывает, что при заданных значениях глубины потока и гидравлической крупности взвеси взвеши-

вание определяется главным образом вертикальными пульсационными скоростями в потоке, а именно дисперсиями вертикальной пульсационной скорости: в придонной области и осредненной по глубине.

Учитывая небольшое различие в обеих дисперсиях, целесообразно оперировать с некоторой средней дисперсией вертикальной скорости

$$\sqrt{\overline{(\overline{v}^2)}_{\text{ср}}} = \sqrt[3]{v_{0c} v_0^2};$$

тогда связь вертикальных скоростей со средней скоростью потока выразится уравнением

$$\sqrt{\overline{(\overline{v}^2)}_{\text{ср}}} = \sigma U, \tag{2.39}$$

где σ — отношение средней дисперсии вертикальной скорости к средней скорости потока или ее безразмерная дисперсия. Согласно наблюдениям [111, 149, 120], это отношение для русловых потоков с малыми числами Фруда изменяется в узких пределах и для однородных русел, например земляных каналов, его можно считать постоянным.

Перепишем уравнение (2.38)

$$\bar{\mu} = \frac{\gamma' \bar{\varphi}' x_1}{\delta} \sigma^3 \frac{U^3}{gHw}, \tag{2.40}$$

где U — средняя продольная скорость потока.

Выясним значения коэффициентов α_1 и α_2, которые входят в уравнение (2.40): первый — непосредственно и оба через коэффициент δ' в выражении (2.33) для γ'. Значения α_1 и α_2 зависят от распределения мутности на постоянной глубине в областях подъема и опускания частиц взвеси в связи с распределением в них вертикальной скорости.

Естественно предположить, что в реальном потоке в результате процессов перемешивания, вызванного действием мелкомасштабных и неупорядоченным характером крупномасштабных пульсаций, действительное распределение мутности будет близким к равномерному с малыми отклонениями, что и наблюдается в натуре. Поэтому области больших вертикальных скоростей остаются, по-видимому, недосыщенными до соответствующего критического состояния, а области малых скоростей, наоборот, пересыщаются. Учитывая это, можно без особой погрешности вывести в исходных уравнениях (2.7), (2.16) и (2.25) значения $\mu_в$, $\mu_н$ за знак интеграла, считая их постоянными; соответственно будет иметь место равенство $\alpha_1 = \alpha_2 = 1$.

В этом случае уравнение (2.33) для δ' станет функцией отношения w/v — непосредственно или через посредство интеграла Ф. От этого же отношения зависит и выражение (2.37).

На графике (рис. 7) показано изменение отношений δ'/δ и φ'/φ_0 в диапазоне

$$0 \leqslant \frac{w}{v} \leqslant 0{,}5.$$

Как видим, в этих пределах, где лишь возможно взвешивание, отклонения обоих отношений от единицы не повлияют существенно на конечные результаты, поэтому можно принять:

$$\varphi' \approx \varphi_0, \quad \delta' \approx \delta,$$
$$\gamma' \approx \gamma + \delta\bar{\mu}_д = \gamma_{пд}, \tag{2.41}$$

где $\gamma_{пд}$ — средняя плотность гидросмеси в рассматриваемой придонной области потока.

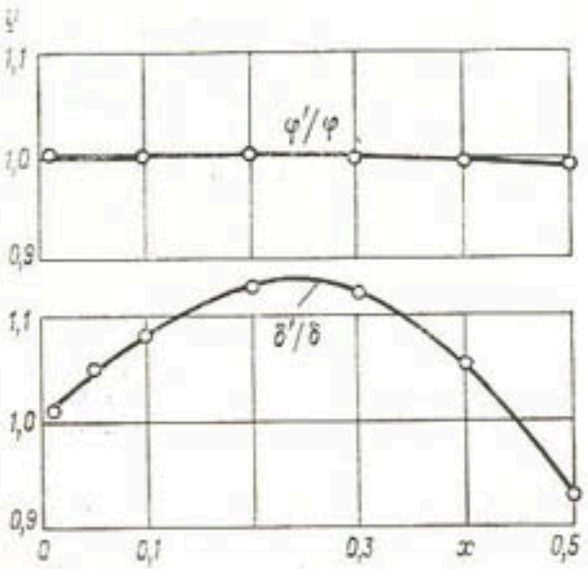


Рис. 7. Изменения δ'/δ и φ'/φ в зависимости от w/v.

Таким образом, уравнение взвешивания (2.40) связывается с неизвестной средней плотностью гидросмеси в придонной области. Следует различать эту область наибольших вертикальных пульсационных скоростей от непосредственно прилегающего ко дну слоя, где мутность и средняя плотность гидросмеси могут быть иными.

Отсутствие надежных зависимостей для распределения мутности по глубине вынуждает нас пойти на следующее упрощение. Основываясь на известных данных [33], можно считать, что при малых мутностях, свойственных русловым потокам, разница между средней плотностью всей гидросмеси $\gamma_п$ и ее средней плотностью в придонной области невелика ввиду сравнительной малости второго слагаемого в (2.41). При больших же мутностях (при гидротранспорте) значения ее по глубине выравниваются и разница между мутностями средней по глубине и придонной несущественна, поэтому можно считать в обоих случаях $\gamma_{пд} \approx \gamma_п$.

Перепишем с учетом изложенного уравнение (2.40)

$$\bar{\mu} = \gamma_п \frac{\bar{\varphi}_0}{\delta} \sigma_т^3 \frac{U^3}{gHw}. \tag{2.42}$$

Выделив сводный коэффициент

$$\gamma_п \frac{\bar{\varphi}_0}{\delta} \sigma_т^3 = D,$$

можно записать для практических расчетов

$$\bar{\mu} = D\frac{U^3}{gHw}. \qquad (2.43)$$

В (2.42) и (2.43) обе части уравнения имеют единицы измерения плотности (кг/м³).

В безразмерном виде уравнение взвешивания будет

$$\bar{s} = \frac{\bar{\mu}}{\gamma_т} = \frac{\gamma_п}{\gamma_т}\frac{\varphi_0}{\delta}\sigma_т^3\frac{U^3}{gHw}. \qquad (2.44)$$

В уравнениях (2.42)—(2.44) отсутствует коэффициент пропорциональности. Входящая в уравнения безразмерная дисперсия вертикальной скорости является единственным параметром, подлежащим определению косвенным путем, по опытным данным о взвешивающей способности потока в открытых руслах. Учитывая отличие значения дисперсии, полученной таким способом, от ее реального значения, она в уравнениях (2.42)—(2.44) записана с индексом.

Близость или сходство дисперсии вертикальной скорости, получаемой на основе опытных данных о взвешивающей способности потока, с ее реальными значениями, полученными путем прямых измерений, должны подтвердить правомерность принятой гипотезы взвешивания.

2.3. О распределении мутности по глубине потока

Решающую роль в распределении мутности по глубине потока должны играть по меньшей мере следующие факторы. Первым следует назвать спектр масштабов или высот крупномасштабных пульсаций, охватывающих придонную область как основных носителей, доставляющих взвесь в толщу потока.

Важным фактором, по-видимому, является и распределение дефицита давления, создаваемого близ дна восходящими токами, по глубине потока вплоть до поверхности. Поскольку вертикальные пульсации скорости, согласно А. С. Монину и А. М. Яглому [117], возникают вследствие пульсаций давления, вызываемых продольными пульсациями скорости, можно предположить существование связи между распределением мутности и вертикальных пульсаций по глубине; на такую возможность указывает Д. И. Гринвальд [48].

Наконец, определенное значение имеют и мелкомасштабные пульсации скорости и диффузионная передача взвеси в смежные области. Такая передача реальна для очень мелкой взвеси, которая проходит «транзитом», не участвуя в процессе взвешивания; вопрос о транзите рассматривается в гл. 4.

Названные выше факторы никак не учитываются в провозглашенных в свое время теориях взвешивания: диффузионной и

гравитационной [114], которые, по существу, решают лишь задачу распределения взвеси по глубине.

Решение задачи о взвешивающей способности потока, приведенное выше, не связано с распределением взвеси по глубине. Несомненно, что взвесь вообще должна сгущаться ко дну под действием силы тяжести, что обычно и наблюдается при достаточном осреднении во времени. Однако вопрос о закономерности изменения мутности по глубине потока пока не

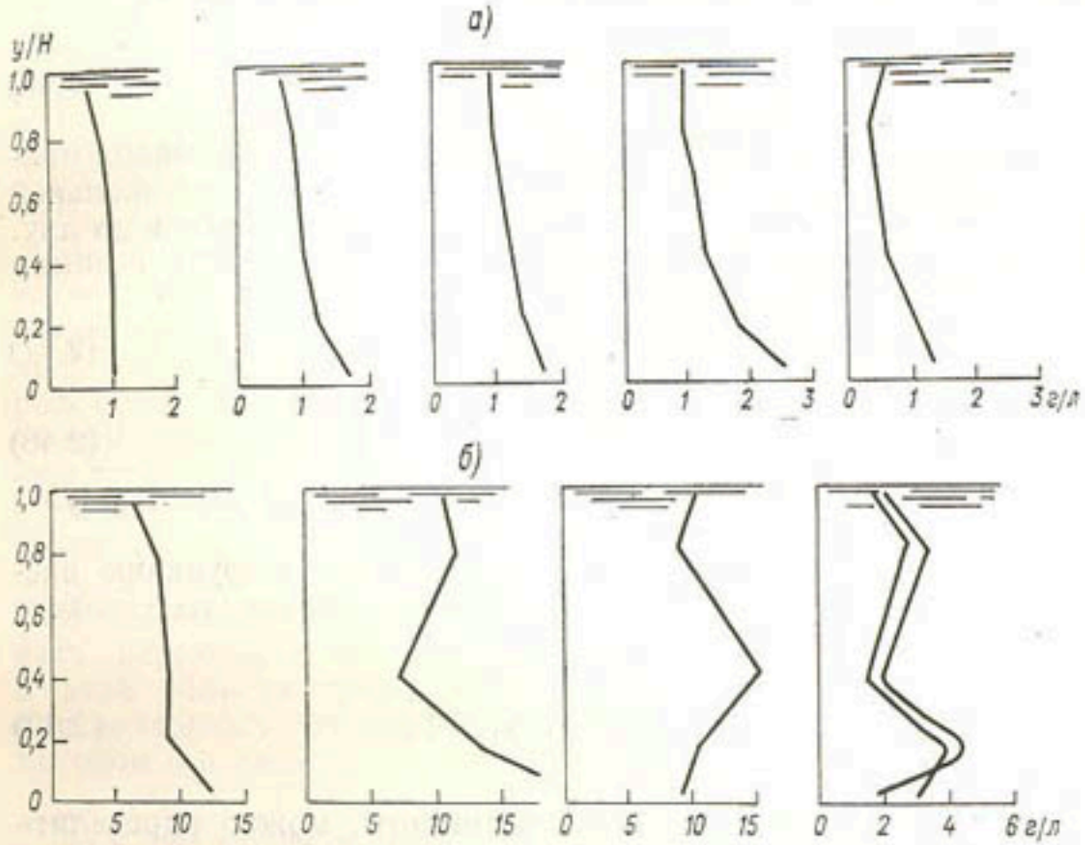


Рис. 8. Эпюры мутности по глубине потока.

а — р. Амударья [165], *б* — р. Вахш (справа показаны результаты двух последовательных измерений [27]).

получил обоснованного решения. На рис. 8 приведено несколько эпюр, иллюстрирующих многообразие форм распределения мутности по глубине в реальных потоках.

Произвести количественный учет названных выше основных факторов распределения взвеси по глубине потока не представляется возможным ввиду недостатка или полного отсутствия опорных опытных данных — лишь некоторые сведения о крупномасштабных пульсациях могут быть извлечены из лабораторных опытов. Ниже приводится попытка качественного учета первого фактора — спектра придонных крупномасштабных пульсаций — с целью выяснения принципиальной возможности решений подобного рода.

Представим себе фрагмент потока, где крупномасштабные придонные пульсации проникают в толщу потока лишь на высоту $H_i < H$. Для такого фрагмента можно написать аналогично (2.42)

$$\bar{\mu}_i = \gamma_n \frac{\varphi_0}{\delta} \frac{\sigma_i^3 U_i^3}{g H_i \bar{w}}. \qquad (2.45)$$

В зоне фрагмента выше высоты H_i проходит чистая вода, поэтому мутность, осредненная по всей глубине, будет

$$\bar{\mu}_{H_i} = \gamma_n \frac{\varphi_0}{\delta} \frac{\sigma_i^3 U_i^3}{g H \bar{w}}. \qquad (2.46)$$

Средняя скорость в толще потока изменяется мало, медленно увеличиваясь к поверхности. Дисперсия вертикальной скорости тоже изменяется мало, медленно увеличиваясь ко дну. Приняв изменения названных величин по глубине взаимно компенсирующими, можно написать

$$\sigma_i U_i \approx \sigma U, \qquad (2.47)$$

откуда получим

$$\bar{\mu}_{H_i} \approx \bar{\mu}, \qquad (2.48)$$

т. е. средняя мутность в потоке не зависит от высоты пульсаций.

Если обозначить через $f(H_i)$ нормированную функцию распределения высоты придонных пульсаций в потоке, то, согласно теории вероятностей, можно написать

$$\int_{H_д}^{H} f(H_i)\, dH_i = 1. \qquad (2.49)$$

Зная закон распределения их высоты, можно определить изменение мутности по глубине потока.

Рассмотренное здесь воздействие одного из названных выше трех основных факторов носит методический характер и лишь подтверждает сложность задачи распределения взвеси по глубине потока. Особый интерес представляет упомянутая выше обстановка в придонной области потока.

В каналах, несущих наносы песчаных фракций, имеет место грядовое движение по дну, которое оказывает влияние как на распределение взвеси, так и на пульсации в придонной области. Наблюдения вертикальных пульсаций в натурных условиях, известные нам [120], проводились лишь в одном случае и не показали различия с данными лабораторных наблюдений.

Можно предположить, что при грядовом движении решающая в задаче о взвешивании придонная область потока проходит над гребнями гряд, а придонные вихри, проникающие в толщу потока, формируются частью или полностью в крупные вихревые образования в подвальях гряд. В этой связи привлекает внимание, что длина гряд, согласно данным ряда исследователей, обычно бывает близкой к глубине потока или несколько ее превышает.

Однако при всем отмеченном выше несовершенстве принятой расчетной схемы гипотеза о дефиците или перепаде давления, возникающем от крупномасштабных пульсаций близ дна как главном факторе взвешивания находит, как выяснится ниже, свое подтверждение на большом и разнообразном опытном материале.

2.4. Придонный режим взвешивания

Из опыта известно о существовании нижней предельной средней скорости в потоке, при которой частицы данной крупности уже не взвешиваются; значение этой скорости растет с увеличением крупности частиц. Выше (см. п. 2.1) указывалось о существовании такой предельной скорости, ниже которой поток не обладает практически взвешивающей способностью в отношении частиц любой малой крупности, несмотря на еще турбулентный характер движения.

Эти явления не нашли отражения в полученном выше уравнении (2.42), которое можно назвать соответствующим развитому взвешиванию. Очевидно, что между состояниями развитого взвешивания и его полного отсутствия должна существовать переходная область. Выяснение факторов, действующих в этой области, представляется возможным путем рассмотрения придонных условий взвешивания и обмена наносами между потоком и руслом.

2.4.1. Учет крупности взвеси

Согласно изложенной в п. 2.1 схеме, подъем частиц взвеси со дна осуществляется придонными пульсационными объемами жидкости. Частота их пульсаций может быть охарактеризована каким-то средним полупериодом пульсаций t, а высота подъема — некоторой величиной h_0, сопряженной с областью наибольших вертикальных пульсаций. Если частицы, увлекаемые придонными пульсациями, имеют гидравлическую крупность, пренебрежимо малую по сравнению со скоростью подъема пульсационных объемов, то они поднимаются на одинаковую с ними высоту, где вертикальные скорости в потоке достигают наибольшего значения.

С увеличением же крупности частиц происходит их обратное движение вниз, и за полупериод пульсаций они не достигают области наибольших пульсационных скоростей, оказываясь тем ближе ко дну, чем они крупнее. Если пренебречь

начальным периодом выравнивания скорости падения частицы, то, обозначив через h высоту подъема частиц с гидравлической крупностью w, можно написать

$$h = h_0 - wt.$$

Для частиц с предельной крупностью w_0 будет соответственно

$$h_0 = w_0 t,$$

откуда имеем

$$\frac{h}{h_0} = \frac{w_0 - w}{w_0}.$$

Вертикальная пульсационная скорость, достигая наибольшего значения на высоте h_0, с приближением ко дну снижается до нуля или пренебрежимо малого значения по закону, вообще нам неизвестному. Обозначив, как и прежде, через σ_0 безразмерную дисперсию наибольших вертикальных пульсаций близ дна на высоте h_0 и через σ_h — дисперсию на высоте h ото дна, будем искать нужную нам связь в простейшей параболической форме

$$\frac{\sigma_h}{\sigma_0} = \left(\frac{h}{h_0}\right)^x$$

или, заменяя правую часть,

$$\sigma_h = \sigma_0 \left(\frac{w_0 - w}{w_0}\right)^x. \qquad (2.50)$$

Так как частицы крупностью w поднимаются придонными пульсациями не на высоту h_0 с наибольшей дисперсией σ_0, а лишь на высоту h с дисперсией σ_h, то в уравнение (2.38) и затем (2.42) следует внести поправку, согласно уравнению (2.50), в виде коэффициента крупности

$$k = \left(\frac{w_0 - w}{w_0}\right)^{2x}. \qquad (2.51)$$

Показатель степени в (2.51) должен быть найден опытным путем. Обработка опытов В. С. Кнороза по движению гидросмеси в лотке в большом диапазоне мутности и гидравлической крупности [84] дала следующие параметры к формуле (2.51): $2x=4$; $w_0=0{,}08U$. Как показали последующие расчеты, эти параметры удовлетворительно увязываются и с данными о движении наносов в оросительных каналах. Таким образом, расчетная формула для коэффициента крупности будет

$$k = \left(1 - \frac{w}{0{,}08U}\right)^4. \qquad (2.52)$$

В уравнении (2.52) наибольшая гидравлическая крупность представлена в функции средней скорости. Вообще же, по-видимому, она должна зависеть и от придонной скорости, которая, как известно, пропорциональна динамической скорости, т. е.

$$w_0 = w_0(U,\ v_*).$$

Действительно, придонная скорость является главным фактором «подачи» взвеси в толщу потока, свойства которой характеризуются больше средней скоростью потока. А. С. Образовский [124] предложил значение коэффициента крупности в форме, близкой к формуле (2.52), но у него наибольшая крупность принята равной динамической скорости. Учитывая это, можно предложить вариант формулы (2.52)

$$k = \left(1 - \frac{w}{v_*}\right)^4. \qquad (2.53)$$

Численные результаты по обеим формулам, как отмечено в [124], получаются довольно близкими.

2.4.2. Прекращение взвешивания

Процесс взвешивания происходит, как указывалось, следующим образом: в результате непрерывного подъема со дна или придонной области одних частиц и опускания других устанавливается динамическое равновесие, которому соответствует определенное предельное содержание взвеси в потоке — критическая мутность. Отсюда возникает условие взвешивания: придонный режим, при котором выпавшие частицы могут вновь подняться, является режимом подвижности мелких отложений.

Каждой частице данного размера и массы, лежащей на дне, соответствует определенное состояние предельного равновесия, при котором начинается ее движение по дну. Вопрос о начале подвижности был и остается предметом многих исследований, связанных с движением донных или влекомых наносов. Движение песчаных наносов по дну происходит в форме гряд: частицы перемещаются преимущественно сальтацией по поверхности гряд, проваливаются в подвалье за гребнем и засыпаются следующими частицами. Высота гряд с увеличением скорости течения растет, затем уменьшается и гряды выполаживаются [43, 68].

Из различных предложений о делении движущихся наносов принимается следующее: влекомыми по дну считаются наносы, участвующие в грядовом движении; все же наносы, движущиеся вне гряд, относятся ко взвешенным. М. А. Великанов [36] различает три формы движения наносов: во взвеси, сальтацией и по дну, причем первые две формы различаются лишь высотой скачков и продолжительностью пребывания в потоке.

Подъем со дна частиц на сколько-нибудь значительную высоту в потоке, бесспорно, связан с крупномасштабными

пульсациями. Выше (см. п. 2.3) было показано, что ограниченная высота подъема частиц не влияет на общую мутность, поэтому отнесение сальтирующих частиц к взвешенным вполне правомерно. Поскольку же преимущественной формой движения песка в составе гряд является тоже сальтация, можно считать, что к донным следует отнести наносы с сальтацией, ограниченной по высоте придонной областью, и с шагом, меньшим среднего шага гряд.

Вопрос о начале подвижности донных наносов рассматривается в гл. 4; приведем здесь лишь конечные результаты. Средняя скорость течения, соответствующая началу подвижности песчаных фракций, определяется формулой

$$U = 0{,}97\sqrt{gd}\left(\frac{R}{d}\right)^{1/4},$$

где d — средний размер частиц песка.

Весьма важно для нашей задачи определить предельную скорость, соответствующую началу подвижности наиболее мелких фракций. Согласно данным ряда исследователей, существует некоторое конечное наименьшее значение предельной скорости потока, при которой частицы любой малой крупности, лежащие на дне, остаются в покое. Это наименьшее значение предельной скорости соответствует приблизительно средней крупности песка 0,2 мм. С уменьшением крупности предельная скорость не уменьшается, а по некоторым данным [80], даже растет.

Указанная наименьшая предельная скорость, согласно анализу данных, выполненному в гл. 4, определяется формулой

$$U_{0\,\text{мин}} = 0{,}36R^{1/4}.$$

Условие прекращения взвешивания в связи с прекращением подвижности мелких донных наносов удобно отразить в формуле взвешивания через посредство коэффициента крупности в форме (2.53). На основе полученных в гл. 5 данных о гидравлических сопротивлениях в земляных каналах в мелкопесчаных руслах можно установить, что предельной минимальной скорости соответствует некоторая постоянная не зависящая от размера потока динамическая скорость $v_{*\,\text{мин}}$. Учитывая это, можно выразить момент прекращения взвешивания в потоке следующим условием. Формула коэффициента крупности (2.53) действительна при условии $v_* > v_{*\,\text{мин}}$; в случае же $v_* \leqslant v_{*\,\text{мин}}$ коэффициент крупности равен нулю независимо от гидравлической крупности взвеси.

При установлении численного значения $v_{*\,\text{мин}}$ нужно учесть следующее обстоятельство. Момент начала подвижности выявляется путем постепенного увеличения скорости течения при постоянной глубине. Существует, однако, и другое предельное состояние: момент полного прекращения движения частиц по

дну, достигаемый путем постепенного уменьшения скорости. Соответствующие скорости течения для первого предельного состояния больше, чем для второго, на 15—20 %. Г. И. Шамов [165] считает, что вторая предельная скорость меньше первой на 20 %. В нашем случае уместно принять за критерий прекращения взвешивания второе предельное состояние, чему соответствует значение динамической скорости

$$v_{*\,\text{мин}} = 0{,}020 \text{ м/с}. \tag{2.54}$$

Средняя скорость течения, при которой прекращается взвешивание, была найдена нами ранее в согласии с Е. А. Замариным и с учетом опытных данных [10]; она определяется формулой (в м/с)

$$U_{0\,\text{мин}} = 0{,}3R^{1/4}. \tag{2.55}$$

Результаты, получаемые по формулам (2.54) и (2.55) в условиях течения в мелкопесчаном русле, практически идентичны.

Турбулентный характер движения сохраняется и при скорости течения меньше предельной, определенной выше. Поэтому возникает вопрос о возможности в этих условиях устойчивого взвешивания мелких частиц, аналогичного движению без осаждения в недеформируемом русле.

В данном случае возможности такого движения препятствует придонный вязкий подслой, толщина которого становится соизмеримой с размерами мелкого песка. Наличие такого подслоя затрудняет возможность обратного подъема и взвешивания тяжелых частиц от мелкого песка и мельче. Более подробно вопрос этот рассматривается в гл. 4.

2.5. Переход к реальным условиям

Решение задачи о взвешивании, полученное выше (см. п. 2.2), необходимо подвергнуть проверке на опытном материале. Формула для средней мутности (2.42) содержит искомый коэффициент, представляющий реальную физическую величину — безразмерную дисперсию вертикальной скорости или отношение дисперсии вертикальной пульсационной скорости к средней скорости течения.

Используя опытные данные о критическом режиме в реальных руслах, можно вычислить дисперсию, входящую в формулу (2.42); ее приблизительное соответствие значениям дисперсии, полученным прямыми измерениями, должно, как указано выше, подтвердить изложенную в п. 2.1 гипотезу взвешивания. Допустимость соответствия, приблизительного, а не точного, мотивируется соображениями, приведенными в п. 2.1, а также некоторыми упрощениями при выводе формулы.

Задача облегчается следующими двумя обстоятельствами. Безразмерная дисперсия вертикальной скорости, как показывают опытные данные, мало изменяется при малых числах Фруда, в широком диапазоне шероховатостей. Сравнивая опыты Райхардта и Минского в трубе и лотке с гладкими стенками с опытами Фидмана при огромной относительной шероховатости [111], можно видеть, что дисперсия в трубе с шероховатой стенкой по сравнению с гладкой увеличилась с 0,06 до 0,084, т. е. на 40 %.

В проведенных автором в 1933 г. опытах [45] в лотке шириной 40 см при глубине воды 30 и 40 см высота выступов на дне составила 1 и 30 мм; последние устраивались в виде квадратных бетонных реек, укладываемых поперек течения с просветами, равными утроенной толщине реек. Вертикальные пульсации выявлялись с помощью красочного индикатора. Значения дисперсий, отнесенных к средней скорости потока, оказались равными 0,068 и 0,10, т. е. во втором случае в полтора раза выше.

Измерения пульсаций вертикальной скорости в натуре проводились И. К. Никитиным [120] с помощью сконструированного им прибора на оросительных каналах с разной шероховатостью. Измеренные им значения дисперсии, отнесенные к средней скорости, заключаются в пределах 0,065—0,080. Приведенные здесь данные позволяют считать практически неизменными значения безразмерных пульсаций в «однородных» руслах, например земляных каналах с мало изменяющейся шероховатостью.

Второе обстоятельство состоит в том, что в подавляющей части большого количества опытных данных по оросительным каналам, приводимых в гл. 3, взвешенные наносы состоят из мелких фракций и для них можно принять коэффициент крупности по формулам (2.52) и (2.53) постоянным и близким к единице. Учитывая эти два обстоятельства можно ожидать, что в уравнении взвешивания сводный коэффициент будет иметь постоянное значение.

Поскольку уравнения (2.42)—(2.44) относятся к двухмерному потоку, необходимо решить вопрос о переходе к реальным руслам. Из двух рассмотренных вариантов замены — средней глубиной и гидравлическим радиусом — был принят второй, показавший лучшее согласие с данными опыта. Соответственно за среднюю скорость принимается средняя скорость по сечению.

Состав взвесей практически всегда бывает разнородным по крупности, сложившимся в результате естественных процессов отмучивания или отвеивания. Обычной характеристикой состава взвеси по ее гидравлической крупности является средняя гидравлическая крупность, определяемая уравнением (3.1). Такую форму осреднения можно считать приемлемой и в нашем

случае, поскольку гидравлическая крупность входит в уравнение (2.42) линейно.

Известно, что в обычных песках с их сравнительно небольшой разнородностью при размыве ложа не возникает отмостка [165, 88, 132]. Это означает, что спектр пульсаций скоростей в потоке обеспечивает равномерный отбор при размыве всего спектра крупностей частиц, чем подтверждается взаимосвязанность обоих спектров. Поскольку в составе взвесей и в процессе взвешивания решающую количественную роль играют пески, можно считать это обстоятельство дополнительным подтверждением правомерности характеристики взвесей по их средней гидравлической крупности. К этому вопросу мы еще вернемся (см. п. 4.1.1).

В потоках имеет место еще транзит очень мелкой взвеси [42, 102]. Этот вопрос рассмотрен в гл. 4, здесь лишь укажем, что неучет транзита при обработке опытных данных, приведенных в гл. 3, не отражается на количественных результатах, за исключением отдельных, особо отмеченных случаев.

Уравнение (2.42) справедливо лишь для потоков с малой мутностью. В потоках с большой мутностью необходимо для правильного осреднения ввести под интегралы вместо гидравлической крупности действительную скорость падения частиц. Отсутствие данных об условиях падения частиц в стесненной среде с разнородной взвесью дает нам основание для определения влияния стеснения по общей мутности и средней гидравлической крупности взвеси как для однородного по крупности состава по известным зависимостям [112]. Такой метод оказался приемлемым в приложении к опытным данным и может быть рекомендован для применения. Практически дело сводится к введению в уравнения (2.42)—(2.44) вместо средней гидравлической крупности ее значения, умноженного на коэффициент стеснения.

С увеличением гидравлической крупности взвеси необходимо, как показано выше, введение в уравнение (2.42) коэффициента крупности. В этом случае формально необходима иная форма осреднения гидравлической крупности для смеси из разных фракций. Но и здесь, в первом приближении, можно сохранить прежнюю форму осреднения, учитывая малую изменяемость коэффициента крупности в обычных условиях практики. Таким образом, и в этом случае представляется возможным пользоваться средней гидравлической крупностью взвеси согласно формуле (3.1).

Учитывая изложенное выше, необходимо для применения полученных выше уравнений взвешивания в реальных условиях переписать их в следующем виде:

средняя мутность потока

$$\bar{\mu} = Dk \frac{U^3}{gR\bar{w}}, \qquad (2.56)$$

где сводный коэффициент

$$D = \gamma_{\text{п}} \frac{\varphi_0}{\delta} \sigma_{\text{т}}^3 \tag{2.57}$$

имеет одинаковую размерность со средней мутностью $\bar{\mu}$ и средней плотностью гидросмеси $\gamma_{\text{п}}$ (кг/м³);

коэффициент крупности определяется по формуле

$$k = \left(1 - \frac{\beta\bar{w}}{0{,}08U}\right)^4 \tag{2.58}$$

или

$$k = \left(1 - \frac{\beta\bar{w}}{v_*}\right)^4; \tag{2.59}$$

учет падения частиц в стесненной среде при высокой мутности производится введением коэффициента стеснения β, который определяется как для однородных частиц крупностью, равной средней гидравлической крупности взвеси $\bar{w}$.

Общее уравнение взвешивания в безрамерном виде будет

$$\bar{s} = \frac{\bar{\mu}}{\gamma_{\text{т}}} = \frac{\gamma_{\text{п}}}{\gamma_{\text{т}}} \frac{\varphi_0}{\delta} \sigma_{\text{т}}^3 k \frac{U^3}{gR\beta\bar{w}}. \tag{2.60}$$

Соответствующее значение критической скорости будет

$$U = \frac{1}{\sigma_{\text{т}}} \sqrt[3]{\bar{s} \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{п}}} \frac{\delta g R \beta \bar{w}}{k\varphi_0}}. \tag{2.61}$$

При малых значениях мутности $\gamma_{\text{п}} \approx \gamma$; $\beta \approx 1{,}0$.

2.6. Расчетные формулы и их анализ

Ниже приводятся основные сведения, служащие опытным обоснованием гипотезы взвешивания и вытекающего из нее уравнения взвешивающей способности потока. Это прежде всего результаты большого количества натурных наблюдений на оросительных каналах в нашей стране и за рубежом. Каналы имеют, как правило, приблизительно правильную форму и проложены в пойменных аллювиальных отложениях. Для этой категории русловых потоков приемлемо, как показано выше, уравнение взвешивания в форме (2.43) с учетом коэффициента крупности.

Обработка опытных данных привела к следующему постоянному значению сводного коэффициента при транспорте мелких взвесей:

$$D_1 = Dk = 0{,}18 \text{ кг/м}^3; \quad k = 0{,}9,$$

откуда (в кг/м³)

$$\bar{\mu} = 0{,}20k \frac{U^3}{gR\bar{w}}. \tag{2.62}$$

Расчетная формула для этой категории русловых потоков будет

$$\bar{\mu} = 0{,}18 \frac{U^3}{gR\bar{w}}. \tag{2.63}$$

Значение искомой безразмерной дисперсии вертикальной пульсационной скорости оказалось следующим:

$$\sigma_{\text{т}} = \left(\frac{D}{\gamma_{\text{п}}} \frac{\delta}{\varphi_0}\right)^{1/2} = 0{,}068. \tag{2.64}$$

Уравнение (2.62) получено как среднее для двух состояний равновесия потока: в результате заиления и в результате размыва. В гл. 3 приводится другое, более высокое значение коэффициента к формуле (2.4) для состояния, предельного по насыщенности взвесью руслового потока,

$$\bar{\mu}_{\text{пр}} = 0{,}23k \frac{U^3}{gR\bar{w}}. \tag{2.65}$$

Для этого случая имеем

$$\sigma_{\text{т}} = 0{,}071. \tag{2.66}$$

Как видим, дисперсия в обоих случаях оказалась близкой к ее значениям, полученным прямыми измерениями в оросительных каналах, а также в лотках и трубах малой шероховатости.

Следующая категория — опытные данные по лотковому гидротранспорту В. С. Кнороза и других исследователей — представляет ценность для выяснения общности уравнения взвешивания. В этих опытах мутность достигает 600 кг/м³ и наряду с песком наблюдалось движение «хвостов» плотностью 3,17 т/м³. В качестве расчетной формулы служит уравнение, вытекающее из (2.60),

$$\bar{\mu} = \gamma_{\text{п}} k \frac{\varphi_0}{\delta} \sigma_{\text{т}}^3 \frac{U^3}{gR\beta\bar{w}}, \tag{2.67}$$

где β — коэффициент стеснения, определяемый по Д. М. Минцу.

Соответственно для критической скорости

$$U = \frac{1}{\sigma_{\text{т}}} \sqrt[3]{\frac{\bar{\mu}}{\gamma_{\text{п}}} \frac{\delta g R \beta \bar{w}}{k\varphi_0}}. \tag{2.68}$$

Данные этой категории удовлетворительно описываются уравнением (2.68) при постоянном значении дисперсии $\sigma_{\text{т}} = 0{,}086$ для предельного незаиляющего режима и $\sigma_{\text{т}} = 0{,}081$ для предельного режима при размыве. Повышенное против земляных каналов значение коэффициента объясняется строгой прямолинейностью русла в плане и соответственно более высоким коэффициентом «полезного действия» потока в лотках как транспортирующей системы. Кроме того, движение в лотках

происходит при высоких значениях числа Фруда, когда пульсации заметно усиливаются.

В гл. 3 приведены также данные о движении в трубах пульпы с высоким насыщением. Хотя уравнение (2.68) получено для руслового потока, попытка его применения для напорного гидротранспорта в диапазоне крупностей 2,5—45 мм/с привела к положительным результатам. Значения $\sigma_т$ для труб оказались в этом случае переменными в зависимости от числа Рейнольдса частиц и, изменяясь в диапазоне 0,06—0,09, растут с увеличением гидравлической крупности. На величину $\sigma_т$ здесь, по-видимому, влияют побочные факторы, относительно которых можно пока лишь строить предположения. Однако и в этом случае значения $\sigma_т$ получаются близкими к физическим величинам дисперсий в турбулентном водном потоке.

Таким образом, уравнение взвешивания, основанное на гипотезе, изложенной в п. 2.1, получило опытное подтверждение в широком диапазоне условий.

Глава 3. УСТОЙЧИВЫЕ И ПЕРЕХОДНЫЕ РЕЖИМЫ В КАНАЛАХ

В настоящей главе приводится основной фактический материал, послуживший опытной основой для изложенной в гл. 2 теории взвешивания и транспорта наносов русловым потоком. В первую очередь это параметры участков оросительных каналов, проложенных, как правило, в аллювиальных отложениях, находящихся в стадиях заиления, размыва и устойчивых. Большое количество натурных данных такого рода, добытых неодинаковыми методами, побудило определить подход к ним, исключающий возможность систематических ошибок и субъективной их оценки.

Поскольку предложенная в гл. 2 теория взвешивания и транспорта наносов имеет общий характер, не ограничиваемый русловыми потоками, представилось уместным подтвердить ее правомерность в экстремальных условиях, а именно в условиях гидравлического транспорта с большими насыщениями. В последних двух параграфах главы приводятся материалы по гидравлическому транспорту в лотках и трубах.

3.1. Методика наблюдений и систематизация данных

3.1.1. Методика наблюдений

Ниже приводятся систематизированные сведения о гидравлических элементах и о количестве и гранулометрическом составе взвешенных наносов по материалам наблюдений, произведенных преимущественно в нашей стране, а также за рубежом. В наблюдениях по режиму наносов в каналах, проводимых в СССР начиная с 1930 г., методика была следующей: выбирались участки достаточно правильной формы, по возможности без поворотов в плане, наблюдения велись обычно в течение всего лета в режимах, близких к равномерному.

На начальном, конечном и промежуточных створах участка проводились измерения скоростей течения обычными в гидрометрии методами. На тех же створах и вертикалях брались пробы воды для определения местной мутности в пяти точках

на вертикали: у поверхности, на глубинах 0,2; 0,6; 0,8H и близ дна; при малых глубинах число точек было соответственно меньше. Пробы брались батометрами мгновенного действия (Жуковского) и длительного наполнения.

В наблюдениях на отстойнике Кипчакской системы на р. Амударье, проведенных в 1939 г. К. М. Яблоковым под руководством автора, пробы брались батометром длительного действия в виде полулитровой бутылки, закрепленной держателем на штанге, горлышком навстречу потоку под углом 15° к горизонту. Периодическое поступление пробы в бутылку порциями вслед за выходом из ее горлышка крупных пузырьков воздуха обеспечивало осреднение количества и состава наносов в полученной пробе. Подобные устройства для взятия проб применялись во многих последующих наблюдениях.

Определения средней мутности по вертикали, а затем по сечению проводились так же, как и определения средней скорости. Таким образом, если еще учесть обычно малые крупности взвешенных наносов, при которых средняя и пульсационная скорости их движения практически не отличаются от скоростей движения воды, то можно считать, что при описанном методе обеспечивается получение так называемой объемной мутности, т. е. масса твердых частиц в единице объема гидросмеси. Расходная мутность, в отличие от объемной, определяется как отношение количества наносов к объему потока гидросмеси, прошедшего через данный створ. Эти понятия в литературе известны [33, 168].

Расходная мутность должна быть несколько меньше объемной за счет отставания средней скорости движения частиц от воды и повышенной мутности придонных слоев с меньшими скоростями течения воды. Оба эти фактора становятся существенными лишь для относительно крупных частиц. По наблюдениям Н. А. Михайловой [114], отставание частиц крупностью 0,3 мм в потоке со средней скоростью 45 см/с было еще практически незаметным. Таким образом, наблюдаемые в натуре мутности могут рассматриваться как объемные, к которым собственно относятся приведенные в гл. 2 рассуждения и выводы.

Определения состава взвесей по крупности производились в 1930—1935 гг. преимущественно методом Сабанина, включающим искусственное измельчение высушенных навесок и диспергирование частиц. В результате крупность мелких фракций значительно занижается. Сравнительные анализы, сделанные А. В. Ефремовым методами Сабанина и более совершенным пипетки, показали, что в навесках, содержащих 16 % по массе песка, занижение средней гидравлической крупности по Сабанину было незначительным, а при отсутствии песка оно достигало шести раз. В среднем для амударьинских составов взвесей средняя гидравлическая крупность по Сабанину получается заниженной в полтора—два раза [10]. В приводимых ниже

данных искажающее влияние метода Сабанина сказалось лишь на одном объекте — наблюдениях в Южном Хорезме 1930 г., что подтверждается сравнением с наблюдениями на этих системах, проведенными в 1952 и 1953 гг.

В упомянутых выше наблюдениях на Кипчакском отстойнике в 1939 г. и во всех последующих натурных исследованиях, проведенных в САНИИРИ, определение состава взвесей производилось методом пипетки, дополненным отдельным определением количества и гидравлических крупностей, включая наибольшую, песка в составе взвеси. Анализы производились на воде источника в полевой лаборатории и по возможности вслед за взятием проб, которые хранились до анализа в бутылках без высушивания. Общее количество взвеси в пробе определялось взвешиванием ее в тарированной колбе, опущенной в осветленную воду с той же температурой.

Исследования, связанные с движением взвесей, обычно производятся применительно к однородным частицам и затем выясняются условия распространения результатов на разнородные по крупности смеси, с которыми мы встречаемся в науке и технике. Для этого выбирается некоторая характерная крупность смеси, относительно которой применимы выводы, полученные для однородного состава. За такую величину обычно принимается средняя гидравлическая крупность смеси

$$\bar{w} = \frac{\int_0^{p} w\, dp}{p}. \qquad (3.1)$$

В соответствии со структурой уравнения (2.42), полученного в гл. 2, осреднение в форме (3.1) является, как указывалось, приемлемым. Задача состоит в выборе правильного способа определения средней гидравлической крупности смеси по опытным данным о ее составе. Последний определяется в практике наблюдений пофракционно с количеством фракций от 3 до 7 % по массе.

Определение средней гидравлической крупности облегчается, если известен закон распределения смеси. В результате анализа данных о составе взвесей на реках Амударье, Сырдарье и Сурхан А. Н. Гостунский [159] предложил тип кривой распределения смесей по гидравлической крупности с тремя параметрами; для их определения достаточно разделения состава на четыре фракции. А. Г. Хачатрян [157] предложил иной вид распределения для условий полного насыщения с двумя параметрами. Обе кривые основаны на данных с преобладающим составом фракций гидравлической крупностью менее 0,2 мм/с и не могут считаться общими для всех, даже естественно сформировавшихся составов. Сделав общую характеристику большого многообразия составов, встречающихся в натуре,

В. Н. Гончаров [42] указывает на нецелесообразность в большинстве случаев математического их описания. Все же можно признать, что и для наносов, естественно сформировавшихся в речных руслах, наиболее общим видом распределения может служить логарифмически нормальная кривая А. Н. Колмогорова [92].

В обычной практике определение средней гидравлической крупности состава производится путем простого суммирования

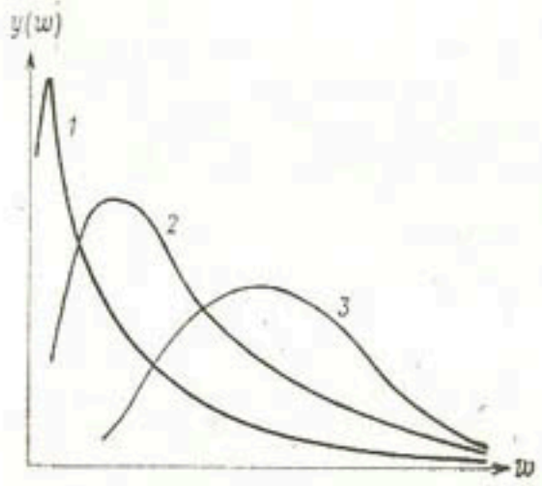


Рис. 9. Типы кривых состава взвесей.

$$\bar{w} = \frac{\sum_{i=1}^{n} p_i w_i}{100},$$

где p_i — массовая доля взвеси данной фракции в %; w_i — средняя гидравлическая крупность фракции; n — число фракций. Средняя гидравлическая крупность состава определится тем точнее, чем больше число фракций. При малом их числе большое значение приобретает способ определения средней гидравлической крупности каждой фракции. Для речных наносов обычно применяется одна из следующих формул:

$$\bar{w}_i = \frac{w_i + w_{i+1} + \sqrt{w_i w_{i+1}}}{3}; \qquad (3.2)$$

$$\bar{w}_i = \frac{3w_i + w_{i+1}}{4}. \qquad (3.3)$$

Проверка показала [10], что первая из этих формул дает лучшие результаты для составов со значительным содержанием песка, а вторая — для составов с малым его содержанием.

На рис. 9 показаны три вида кривых для наиболее распространенных составов речной взвеси. Кривая *1* типична для нижнего и среднего течения р. Амударьи. Максимум кривой соответствует весьма малым значениям гидравлической крупности. Для такого состава более подходит формула (3.3). Кривая *2* характерна для рек с повышенным содержанием песка во взвеси (Аракс, Вахш, Колорадо). Применение формулы (3.2) приводит в этом случае к сравнительно лучшим результатам. Наконец, третий тип кривой, характеризуемый малым содержанием мелких фракций, соответствует составам песчаной пульпы, но возможен и в условиях естественных русел. В этом случае целесообразно применение графического метода.

С увеличением количества фракций средняя гидравлическая крупность приближается к истинному значению. В наблюдениях САНИИРИ послевоенного периода производилось деление на семь следующих фракций: >32; 32—20; 20—12; 12—2; 2—0,2 и <0,2 мм/с с дополнительным определением наибольшей гидравлической крупности.

Средние гидравлические крупности составов взвеси в рассматриваемых ниже опытных данных приблизительно верно стражают истинные их значения с возможными, однако, отклонениями в обе стороны в пределах 10—12 %. Исключение составляют наблюдения в Южном Хорезме 1930 г. по упомянутым выше причинам. С учетом еще неизбежно накладывающихся ошибок при определениях мутности можно предположить возможность отклонений отдельных опытных данных от средних значений в целом (по произведениям $\mu\bar{w}$, с одной стороны, и по средней скорости — с другой) на 12÷15 % по отношению к мутности. Средством избежания ошибок в этом случае является достаточно большое количество исходных опытных данных.

3.1.2. Предельные режимы и систематизация данных

Критический режим в отношении взвешивания, т. е. состояние, когда в канале нет ни заиления, ни размыва, представляется, как отмечалось, в виде динамического равновесия, устанавливающегося в результате непрерывного подъема со дна или с придонной области одних и выпадения на дно (опускания в придонную область) других частиц. Критический режим может быть создан как в результате выпадения из потока избытка взвеси, так и путем размыва со дна несвязных отложений. Опыт показывает, что предельное содержание взвеси в потоке, полученное двумя этими путями, не одинаково: мутность, достигнутая первым путем, выше, чем вторым (рис. 10).

Некоторую аналогию можно провести с двумя пределами по подвижности русловых отложений: моментами начала и прекращения подвижности (см. п. 2.4.2). Однако природа начала взвешивания, как указано в гл. 2, отличается от подвижности донных наносов. Наши же наблюдения на опытных каналах в лаборатории САНИИРИ и в районе г. Ташауза показали, что превышение критической скорости при размыве над такой же скоростью при заилении составляет около 9 %. В приводимых ниже данных о критических режимах в лотках с большими насыщениями такое же превышение составило около 8—9 %. Вопрос о предельных режимах рассматривается ниже (см. п. 3.4 и 3.6).

При анализе материалов наблюдений наряду с неизбежными погрешностями, связанными с измерениями и обработкой данных, могут возникнуть погрешности при отборе данных,

действительно отвечающих критическому режиму. Значительно легче бывает установить состояние размыва или заиления. На участках наблюдений состояние равновесия устанавливается приблизительным равенством средней мутности и состава на концевых створах и отсутствием заиления или размыва дна за некоторый отрезок времени. Должны учитываться и данные эксплуатации об устойчивости участка, о наличии или отсутствии отвалов. В натурных условиях на заиление или размыв влияют факторы, не учитываемые при грубой схематизации явления, например неравномерность продольного профиля и поперечного сечения и зарастание откосов; все это приводит к дополнительному разбросу опытных данных.

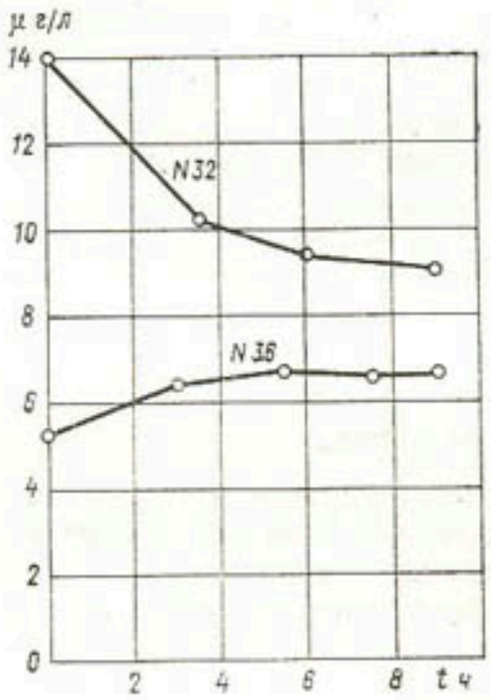


Рис. 10. Достижение предельного режима в опытном канале лаборатории в результате заиления (оп. № 32) и размыва (оп. № 36). Глубина воды 23 см, средняя скорость 37 см/с.

Из сказанного вытекает необходимость опираться при выводах на средние данные по возможно большему числу опытных точек, в которых отдельные отклонения будут сглажены. Для установления критических условий необходимо использовать не только точки, соответствующие такому режиму, но и точки с заиляющими и размывающими режимами, корректирующие искомую закономерность. В связи с этим все рассматриваемые ниже данные наблюдений относятся к одному из трех режимов: заиляющему, критическому или размывающему. В подавляющем большинстве случаев отнесение к тому или иному режиму производится достаточно уверенно.

К критическому режиму относятся данные, полученные как в результате заиления, так и в результате небольшого размыва свежих отложений при наличии уверенности в достижении предельного состояния. Установление заиляющего режима по данным наблюдений не представляет затруднений. Размывающим признается режим, когда поток, будучи недогружен наносами, может нести добавочное их количество в результате размыва ложа или подачи извне. Такой метод классификации опытных данных применил Е. А. Замарин [65].

При отборе опытных данных важно, чтобы исключение их из рассмотрения производилось по возможности в малом количестве и по оправданным мотивам. В нашем случае при анализе материалов выявились незакономерные отклонения при движении взвесей со средней гидравлической крупностью менее 0,15—0,20 мм/с, т. е. крупностью менее одной сотой миллиметра. Это можно объяснить еще малоизученным явлением транзита потоком мелких фракций. Данные со средней гидравлической крупностью менее указанной исключены из рассмотрения.

Второе ограничение установлено для малых скоростей течения, когда прекращается подвижность выпадающих на дно частиц. Нижняя предельная скорость определялась по формуле (2.55). Число данных, исключенных из рассмотрения, составляет всего 7 % общего числа наблюдений.

Систематизация опытных данных, приводимых ниже, производится путем их сравнения с результатами подсчетов критической мутности по формуле (2.56) с коэффициентом, предварительно подобранным по наиболее надежным данным и в последующем подтвержденным. Опытная формула (2.63), полученная таким образом, следующая:

$$\bar{\mu} = 0{,}18 \frac{U^3}{gR\bar{w}}.$$

В данных наблюдений, послуживших ее основой, средняя гидравлическая крупность следует условию $\bar{w} \leqslant 0{,}03U$, в соответствии с чем коэффициент крупности по формуле (2.63) может быть принят с приемлемой точностью (до 4 %) равным 0,9. В этом случае формулу (2.63) можно переписать в (2.62):

$$\bar{\mu} = 0{,}20k \frac{U^3}{gR\bar{w}},$$

где коэффициент крупности определяется по формуле (2.58) или (2.59).

В приводимых ниже данных критические значения скорости подсчитывались по формуле (2.63) для всех объектов, за исключением трех: каналов Азизбековской и Шаумянской систем и опытной промывки участка магистрального канала предгорной системы (№ 11, 12 и 15) с повышенными значениями гидравлической крупности взвеси; для этих объектов подсчеты производились по формуле (2.62).

3.2. Натурные наблюдения на оросительных каналах

Ниже приводится перечень объектов, на которых производились наблюдения за движением взвешенных наносов в каналах, с указанием источников, откуда заимствованы сведения.

1. Каналы систем Южного Хорезма, 1930 г. Наблюдения велись экспедициями ОИИВХ—САНИИРИ под руководством

В. М. Ярцева и др.; данные приводятся по Е. М. Замарину [65].

2. Каналы Имперской системы на р. Колорадо (США), 1917—1927 гг. Наблюдения, описанные С. Фортье и Г. Бляней, даны в обработке Е. А. Замарина.

3. Канал и отстойник Кульарык на Амударье, 1940 и 1941 гг. Наблюдения велись экспедицией ВНИИГиМ под руководством А. Г. Хачатряна [157].

4. Каналы Азизбековской системы на р. Араксе, 1930 г. Наблюдения описаны Б. А. Пышкиным и Е. П. Федоровым. Приводятся лишь сводные данные по Е. А. Замарину.

5. Каналы Шаумянской системы на р. Араксе, 1935 г. Данные М. А. Мосткова (по Е. А. Замарину).

6. Каналы предгорной системы, 1935 г. Наблюдения велись экспедицией САНИИРИ под руководством Г. С. Чекулаева [10].

7. Кипчакский ирригационный отстойник в Южном Хорезме, 1939 г. Наблюдения проводил К. М. Яблоков под руководством С. Х. Абальянца (САНИИРИ).

8. Каналы системы в среднем течении Амударьи, 1950 и 1951 гг. Наблюдения велись отрядом САНИИРИ под руководством А. В. Ефремова [10].

9. Каналы систем в нижнем течении Амударьи, 1952 г. Наблюдения велись экспедицией САНИИРИ под руководством И. И. Горошкова и Я. А. Никитина [10].

10. Каналы систем в нижнем течении Амударьи (средняя и мелкая сеть), 1953 г. Наблюдения велись отрядом под руководством И. И. Горошкова.

11. Подводящий и магистральный каналы Кульарык на Амударье, 1946 г. Экспедиция ВНИИГиМ [157].

12. Мелкая сеть Берзенской системы, Амударья, 1948—1949 гг. (С. И. Яковлев, ВНИИГиМ).

На трех объектах, кроме названных, проводились специальные наблюдения по определению предельного состояния транспорта взвеси; перечень их приводится ниже.

13. Опытная промывка участка магистрального канала длиной 3,5 км.

14. Опытный канал в лаборатории САНИИРИ общей длиной 90 м.

15. Опытный полевой канал в районе г. Ташауза длиной 0,53 км.

Наблюдения и обработка данных на объекте 13 велись с участием автора, а на объектах 14—15 — под его руководством.

Результаты вычислений нанесены для иллюстрации на графики, связывающие наблюденные значения средней скорости с вычисленными для критических условий. Точки с занляющими режимами должны расположиться на этих графиках влево от биссектрисы, делящей координатный угол пополам,

с размывающими — вправо, а с критическими — вдоль по биссектрисе. Можно ожидать, что первые точки расположатся ближе к биссектрисе, так как мутность в источнике ограничена; точки же с размывающими режимами могут иметь бо́льшие отклонения в зависимости от условий размываемости ложа и нагрузки потока взвесью.

Гидравлические и наносные характеристики рассмотренных данных заключаются в следующих пределах: расходы — от 0,03 до 136 м³/с, средние скорости течения — от 0,15 до 2,15 м/с, средние мутности — от 0,05 до 84 кг/м³ и средние гидравлические крупности — от 0,17 до 14,1 мм/с. Представление о диапа-



Рис. 11. Участок магистрального канала.

зоне объектов наблюдений дают фотоснимки большого и малого каналов на рис. 11 и 12.

Перейдем к рассмотрению опытных данных по объектам. Номера описаний, приводимых ниже, соответствуют нумерации объектов. Результаты наблюдений на первых пяти объектах содержатся в работе Е. А. Замарина [65].

№ 1. Полевые наблюдения на каналах систем Южного Хорезма в период 1926—1930 гг. были первыми из наблюдений подобного рода, проведенными б. ОИИВХ—САНИИРИ и вообще в нашей стране. Из ряда замечаний о качестве наблюдений 1926 и 1927 гг. можно сделать заключение о недостаточной надежности этих данных, полученных в первые годы исследований, когда методика наблюдений не была еще разработана. Поэтому автором использованы лишь наблюдения 1930 г., наиболее многочисленные.

Согласно принятому методу, каждое из наблюдений 1930 г. отнесено к одному из трех режимов: заиляющему, критическому или размывающему.

Из всех 86 наблюдений отброшено лишь одно (№ 43) с ошибочным значением скорости и в двух наблюдениях (№ 13 и 78) исправлены маловероятные значения средней гидравлической крупности по соседним их значениям.

Приведем из работы Замарина для примера данные о наблюдениях 1930 г., послужившие для нас основанием для разделения их по режимам.

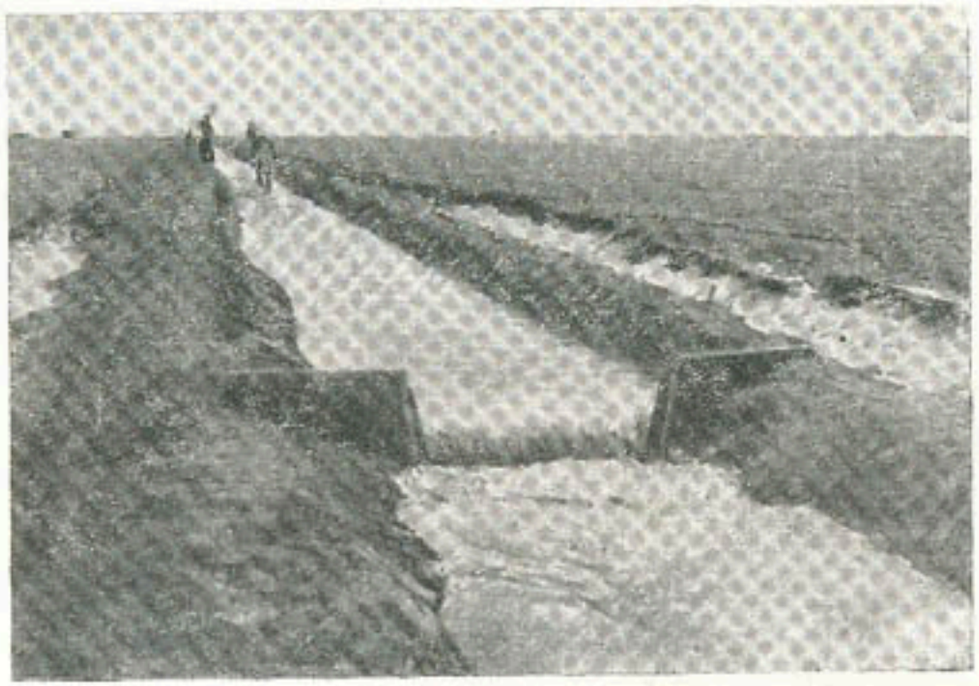


Рис. 12. Участок колхозного канала.

«Канал Палван... русло устойчиво, за весь период наблюдений получился намыв в 2,5 см. В опытах 1—5 канал заиляется; в сентябре поток недогружен наносами... Канал Газават, участок... весной заиляется, в паводок размывается, далее стабилизируется. Канал Кайсар-Сака, участок № 2. В июне канал заиляется... с конца августа поток недогружен наносами... Канал Шават, участок № 1... в мае канал заиляется, далее несколько размывается; за весь период наблюдений размыв достигает 5,6 см... В сентябре поток недогружен наносами... Канал Шават, участок № 2... в сентябре поток недогружен наносами. Канал Бек-Яб... заиляется, средний слой заиления 25 см».

Наблюдения с характеристикой «поток недогружен наносами» отнесены к размывающим режимам, а «русло устойчиво», «участок стабилизируется», «переходное состояние потока» — к критическим.

Большой разброс точек (рис. 13) по этому объекту, отсутствие четкой закономерности в их расположении, ясно выраженной на других объектах, и некоторое отклонение всей массы точек вправо от оси являются в основном следствием недостатков анализа фракционного состава методом Сабанина, отмеченных выше.

№ 3. В 1940 г. ВНИИГиМ проводились исследования Кульарыкского канала и отстойника в среднем течении Амударьи.

Рассмотрение материалов наблюдений, в частности значений мутности и гидравлической крупности, приводит к выводу о хорошем качестве выполнения при относительно малом их количестве.

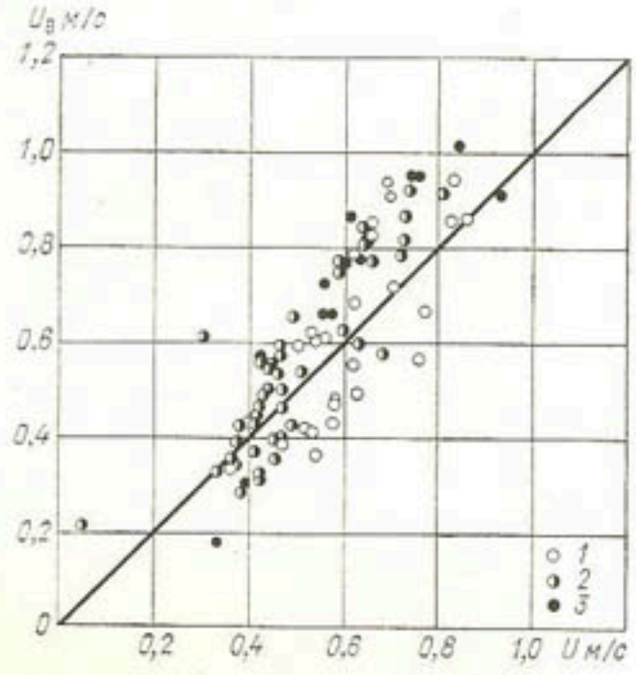


Рис. 13. Каналы системы Южного Хорезма.
Режимы: *1* — заиляющие, *2* — критические, *3* — размывающие.

Изучая материалы наблюдений, Замарин пришел к выводу, что состоянию предельного насыщения в результате заиления соответствуют из всего числа лишь данные пяти наблюдений: № 1, 2, 3, 5 и 7. Это подтверждается графиками входной и выходной мутностей в отстойнике: входная мутность для этих наблюдений выше выходной. Таким образом, все эти наблюдения следует отнести к заиляющему режиму. Приняв те же точки, мы вынуждены исключить данные наблюдений № 1 и 2 ввиду малых значений скорости в них, однако к ним можно добавить наблюдение № 13, где входная мутность также значительно выше выходной.

Оставшиеся пять наблюдений — № 4, 6, 8, 9 и 11 — следует отнести к критическим режимам, так как входные мутности в них близки к выходным, а два — № 10 и 12 — к явно размывающим, так как входные мутности в дни этих наблюдений намного ниже выходных. График на рис. 14 в основном подтверждает данную выше оценку результатов наблюдений.

№ 2. В первоисточнике имеются указания, что из 15 наблюденных участков каналов с расходами от 0,57 до 129,8 м³/с пять заиляются. Остальные 10 наблюдений следует отнести к размывающим режимам. Действительно, по каналу 2 имеется указание, что он размывается. По остальным же каналам

имеется следующее общее высказывание В. В. Пославского[1]: «Каналы Имперской системы вообще имеют довольно большие уклоны и при пониженной мутности в реке в громадном большинстве имеют тенденцию к размыву». Отметим, что основные годы наблюдений — 1917 и 1918 — были годами с относительно пониженной мутностью, что подтверждается рис. 15.

№ 4, 5. Указания Е. А. Замарина о том, что в подобранных М. А. Мостковым данных по Шаумянской системе значения мутности и крупности завышены, при отсутствии других сведений дают нам основание отнести их условно к заиляющим ре-

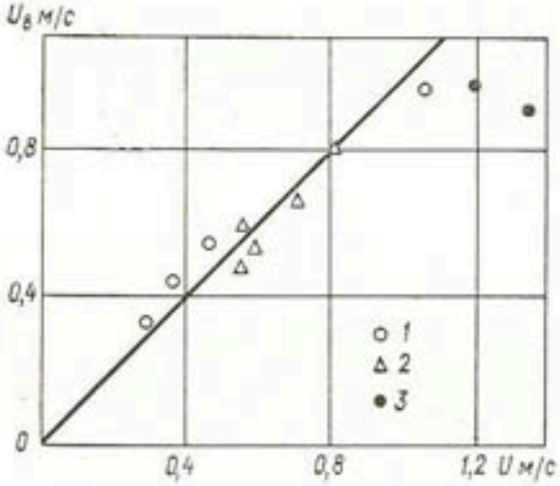


Рис. 14. Канал и отстойник Кульарык, 1941 г.

Режимы: *1* — заиляющие, *2* — критические, *3* — размывающие.

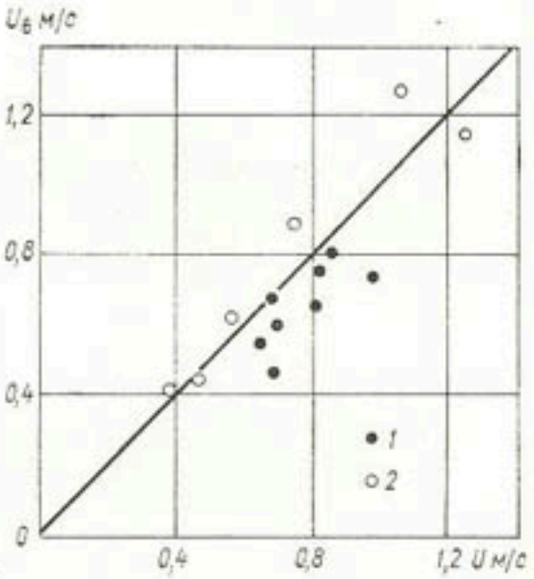


Рис. 15. Каналы Имперской системы р. Колорадо.

Режимы: *1* — размывающие, *2* — заиляющие.

жимам (рис. 16). Подтверждением служат также малые скорости течения и уклоны в каналах, за исключением двух наблюдений на р. Араксе.

Относительно наблюдений на Азизбековской системе на р. Араксе следует отметить, согласно Е. А. Замарину, во-первых, что данные эти, полученные в очень короткий срок некомпетентными лицами, недостаточно надежны. Во-вторых, имеющиеся отдельные указания о размываемости русел и о наличии деформаций, связанных обычно со значительными местными размывами и наилениями при неправильной форме русел в плане, дают нам основание отнести наблюденные режимы к размывающим. К такому же выводу пришел и А. В. Караушев [76].

Кроме того, сделанные в короткий срок и в большинстве одноточечные наблюдения по этому объекту при наличии зна-

[1] Пославский В. В., Головин Н. М. Ирригация в бассейне р. Колорадо.— Ташкент: Изд. Сазгипровода, 1935.

чительного количества песчаных фракций, влекомых близ дна, вынуждают предположить, что измеренные таким образом мутности и крупности занижены (рис. 17).

№ 6. Большая часть каналов системы, протекающих со значительными уклонами, в период наблюдений интенсивно заилялась средним и мелким песком. Некоторые из каналов имеют переменные уклоны и форму по длине и заросли камышом. Отдельные каналы заилялись настолько интенсивно, что в середине поливного периода требовалась их повторная очистка.

Наблюдения за расходом и средней мутностью проводились примерно ежедекадно на нескольких створах каждого наблю-

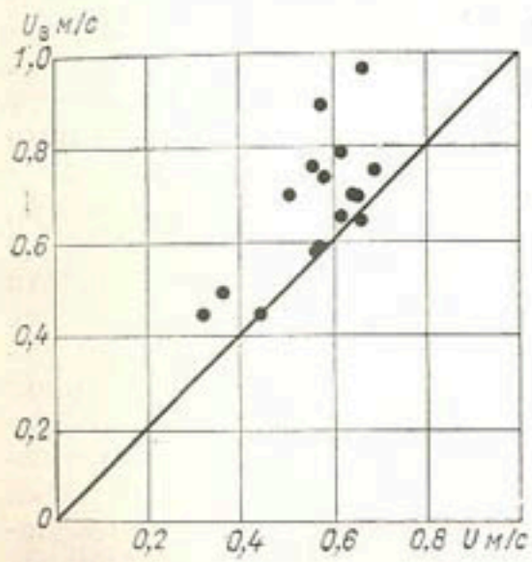


Рис. 16. Каналы Шаумянской системы, р. Аракс. Режимы заиляющие.

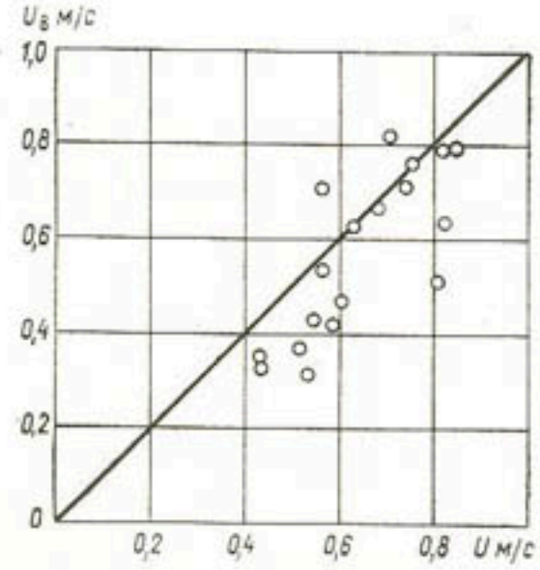


Рис. 17. Каналы Азизбековской системы, р. Аракс. Режимы размывающие.

даемого канала общей протяженностью от 500 м до десятков километров, что является положительной стороной исследований. Анализы состава взвешенных наносов производились по Сабанину по четырем фракциям, и, кроме того, определялся состав донных отложений по пробам. Наличие в составе наносов значительного количества I и II фракций по Сабанину умаляло недостатки этого метода анализа, относящиеся преимущественно к III и IV фракциям.

Автором по материалам отчета отобраны данные 15 наблюдений на конечных створах участков каналов с однообразными формой и уклонами, без растительности и с относительно менее интенсивным заилением. Данные по этому объекту представлены на рис. 18.

№ 13. Кроме описанных наблюдений, большой интерес представляют данные об организованной в 1935 г. опытной

промывке участка магистрального канала системы в Средней Азии. Важность этого наблюдения побуждает нас выделить его как отдельный объект.

Участок канала снабжен регулятором в голове и концевым сбросом. Канал в оросительный период перед промывкой работал с подпором, что привело к осаждению песчаных наносов объемом к началу промывки около 30 тыс. м³. Количество отложений было определено съемкой. Кроме того, на участке магистрального канала вверх от регулятора поперечниками был также зафиксирован уровень дна с отложившимися наносами.

Отложения имели сравнительно ровную поверхность с небольшими грядами. Поперечный профиль русла был близок к трапецеидальному. Состав отложений по крупности характеризуется следующими данными: крупнее 0,25 мм — 17,6 %, 0,25—0,05 мм — 80,6 %, мельче 0,05 мм—1,8 %.

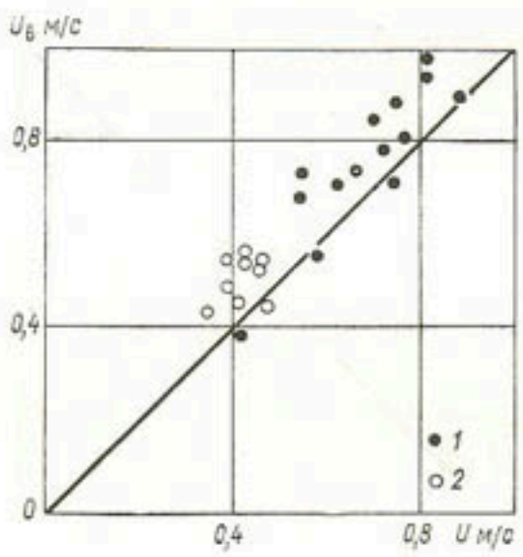


Рис. 18. Каналы предгорной системы (*1*), Кипчакский отстойник (*2*). Режимы заиляющие.

Промывка была начата в 19 ч. 18 сентября и велась в течение 36 ч пропуском постоянного расхода. В период промывки проводились, помимо замера расходов, следующие наблюдения: периодически фиксировались горизонты воды по длине канала, брались пробы мутности на входе и выходе и снимались поперечники. После промывки состояние дна участка и вышележащего магистрального канала было зафиксировано повторной съемкой поперечников.

Опытная промывка привела к следующим результатам. В промываемом участке канала было смыто 14 829 м³ отложений и выше регулятора ориентировочно 15 500 м³. Смыв отложений начинался снизу с образованием повышенного уклона в зоне интенсивного смыва. Зона смыва с течением времени перемещалась вверх с постепенным уменьшением уклонов поверхности воды и дна. Наибольшая интенсивность промывки на участке имела место в первые 18 ч; в последующем интенсивность снизилась, а уклоны дна и поверхности, согласно описанию, уменьшились до 0,001 и в дальнейшем оставались постоянными. Из данных, однако, видно, что местные уклоны в концевой части оставались выше средних. По съемке к 13 ч 19 сентября, т. е. через 18 ч от начала промывки, в концевой

части, перед сбросом, длиной 380 м, установился и поддерживался постоянный уклон поверхности воды и дна, равный 0,00184, т. е. почти вдвое больше среднего.

Интенсивность промывки характеризуется данными табл. 1 о приросте средней мутности за счет смыва дна на участке ниже регулятора. Ввиду малого значения мутности поступающей воды приводимые в таблице значения можно считать за общую мутность потока. Смыв во времени отложений на участке канала выше регулятора не изучался, поэтому можно высказать два крайних предположения. Во-первых, смыв выше регулятора происходил в основном во второй половине промывного периода, когда зона интенсивного смыва дошла до головного регулятора. В этом случае можно считать, что транспорт наносов за весь период происходил приблизительно равномерно со средней мутностью 12,4 кг/м³.

ТАБЛИЦА 1

Интенсивность опытной промывки канала

Время от начала, часы	0—6	6—13	13—19	19—23	23—25	Средняя по участку
Мутность от смыва на участке ниже регулятора, кг/м³	12,5	10,15	7,70	5,08	0,46	6,06

Во-вторых, смыв выше регулятора происходил приблизительно равномерно за весь период промывки, так как в начале периода, с открытием регулятора и спадом горизонтов, там уже начался размыв. Во втором случае транспорт наносов через установившуюся концевую часть канала происходил за последние 12 ч промывки за счет смыва отложений выше регулятора со средней мутностью 6,8 кг/м³.

Соответствующие гидравлические элементы потока приняты по концевой части канала длиной 380 м, а средняя гидравлическая крупность смеси отложений — по средним данным вышеприведенной таблицы; подсчет средней сделан по формуле (3.2). В результате получены данные, соответствующие критическому режиму в двух указанных пределах (табл. 2).

ТАБЛИЦА 2

Опытные и расчетные данные по промыву

U м/с	R м	i	$\overline{\rho}$ кг/м³	$\overline{\omega}$ мм/с	$\overline{\rho_в}$ кг/м³
2,15	1,20	0,001 84	12,4—6,8	14,1	8,5

Как видим из таблицы, расчетная мутность расположилась в промежутке между двумя крайними вероятными значениями наблюденной мутности.

№ 7. Кипчакский отстойник был построен незадолго перед этим в головном участке магистрального канала объединенной Кипчак-Бозсуйской системы в Южном Хорезме. Наблюдения за работой отстойника имели целью выявление в нем закономерностей динамики заиления.

Отстойник представляет собой расширенный участок канала длиной 1000 м, шириной по дну 25 м и с расчетной глубиной 1,55 м. Очистка отстойника производится землесосом со сбросом пульпы в реку. Наблюдения за динамикой заиления в отстойнике велись путем периодических измерений гидравлических элементов и средней мутности по его длине на створах, оборудованных через каждые 50 м. Обработка данных, включая определения мутности и состава наносов, выполнялись на месте в полевой лаборатории описанным в п. 3.1 методом.

Использованы данные десяти таких наблюдений с незаконченным процессом осаждения. Гидравлические элементы даны средние по длине отстойника, а мутности и средние гидравлические крупности — по концевому створу. Таким образом, все наблюдения сделаны в условиях заиляющих режимов (см. рис. 18).

№ 8. В работе [10] представлена сводная таблица данных, соответствующих, по мнению А. В. Ефремова, предельному насыщению, когда при практически равномерном движении и небольшом различии в составах мутность в начальном створе была незначительно выше или равна мутности в конечном. В сводную таблицу помещены данные 35 наблюдений; гидравлические элементы при этом брались средние по участку, а мутность и крупность — по конечному створу.

Из этих данных автором отброшено восемь, в число которых входят семь с малыми скоростями и крупностями и одно, сделанное сразу после пуска воды в канал после его очистки (№ 1). В оставшихся 27 точках режимы, близкие к критическим, достигнутые в результате заиления, имеют место в 23 наблюдениях.

По остальным четырем наблюдениям, относящимся к одному каналу, в действительности имеет место размывающий режим (№ 18—21). Этот канал, значительной длины (2843 м), прямолинейный и незаросший, по данным эксплуатации, не заиляется, что подтверждается отсутствием отвалов на его фотоснимке и поперечниках. Заметим, что все другие каналы системы заиляются.

В табл. 3 приводятся данные о значениях средней мутности и гидравлической крупности наблюденного участка на начальном и конечном створах.

ТАБЛИЦА 3

Данные по межколхозному каналу № 2

$\bar{\mu}$ кг/м³		$\bar{w}$ мм/с		$\bar{\mu w}$	
нач.	кон.	нач.	кон.	нач.	кон.
2,69	2,48	0,70	0,60	1,88	1,43
6,12	7,20	0,21	0,24	1,28	1,73
1,46	1,36	0,38	0,47	0,56	0,64
1,40	1,46	0,50	1,22	0,70	1,78

В трех последних наблюдениях нагрузка ($\bar{\mu}\,\bar{w}$) в конечном створе больше, чем в начальном, на 15—150 %, т. е. происходит размыв. Но и в первом наблюдении обращает на себя внимание фракционный состав взвеси в конечном створе, где почему-то нет частиц крупностью 12—2 мм/с при наличии более крупных частиц, что маловероятно. Кроме того, наибольшая гидравлическая крупность смеси в конечном створе больше, чем в начальном, что видно из табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

Состав взвеси по наблюдению № 18

Створ	Наибольшая крупность, мм/с	Состав фракций (%) гидравлической крупности, мм/с				
		32—12	12—2	2—0,2	0,2—0,02	0,02
Начальный	17,7	2,5	4,5	15,2	74,2	3,6
Конечный	34,1	1,3	—	8,8	86,0	3,9

Все наблюденные в 1950 и 1951 гг. каналы системы заилялись за период наблюдения на среднюю толщину от 0,07 до 0,39 м, кроме рассматриваемого, который, хотя и незначительно, размывался при сравнительно небольших скоростях течения: в 1950 г. скорость течения в среднем была равна 0,43 м/с, в 1951 г.— 0,44 м/с. Все указанное подтверждает правильность отнесения рассмотренных четырех точек к размывающему режиму.

Расположение точек на графике (рис. 19) можно считать удовлетворительным: точки с размывающими режимами расположены справа от оси, а с критическими — вдоль оси и несколько левее нее.

№ 9. Всего И. И. Горошковым отобраны данные по 125 наблюдениям, близким, по его мнению, к критическим условиям.

В их число включены отдельные наблюдения по соседним системам и опытным каналам.

Эти данные приняты к рассмотрению и автором, за исключением пяти точек, непригодных по следующим соображениям. В наблюдениях № 101, 102 и 106 отсутствуют данные о составе и средней гидравлической крупности, и они взяты произвольно. В наблюдениях № 103 и 104 наблюденные скорости меньше допустимых.

Наблюдения № 1—32 следует отнести к режимам неразмывающим или промежуточным, а все прочие наблюдения, за исключением № 115 и 120 — к заиляющим режимам.

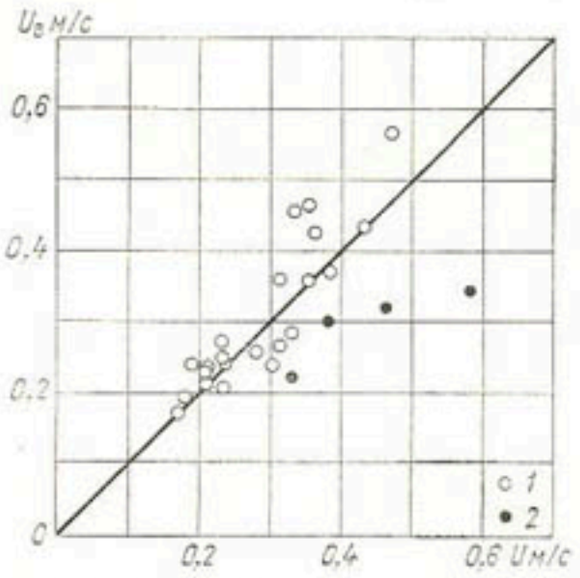


Рис. 19. Каналы системы в среднем течении Амударьи.

Режимы: *1* — критические, *2* — размывающие.

На крупных каналах № 1—32) за весь период наблюдений (с середины июня до конца августа) было отмечено в итоге незначительное понижение среднего дна в результате размыва от 0,06 до 0,15 м.

На всех участках наблюдений, расположенных на каналах распределительной сети (№ 33—100), за период с 5—15 мая по 15—25 августа, т. е. за 2,5 месяца, было отмечено среднее заиление дна на толщину 0,12—0,24 м. Мелкая сеть заиляется еще более интенсивно. К неразмывающему режиму отнесен участок на канале № 115, так как он не заиляется и очистка его не производится.

На рис. 20 видно, что точки с заиляющими режимами расположены в основном слева от оси, одна точка с размывающим режимом — справа, а точки с критическими режимами в среднем вдоль оси, но со значительным разбросом, что можно объяснить неточностью полевых наблюдений, неизбежной для больших каналов со значительными скоростями течения.

№ 10. Полевые исследования на системе были повторены в 1953 г. с бо́льшим охватом более мелких каналов, по которым в 1952 г. имелись лишь единичные наблюдения. Все наблюденные каналы заиляются. Всего Горошковым отобрано 55 точек наблюдений, которые приняты и автором, за исключением 10 точек с малыми скоростями течения. Точки по этому объекту, представленные на рис. 21, расположились, как и следовало ожидать, в основном слева от оси.

№ 11. А. Г. Хачатрян [157] приводит данные, полученные им в 1946 г. на системе Кульарык на подводящем канале длиной 5,9 км при гидравлических промывках (23 точки) и на участке магистрального канала длиной 9 км от головного сооружения до узла № 1 в процессе заиления (26 точек). Приведенные данные охватывают собственно четыре наблюдения по первому объекту и три — по второму; точки наблюдений выявляют динамику размыва и заиления по длине участков. Поэтому мы рассмотрим лишь данные по концевым створам: четыре по первому объекту и три по второму.

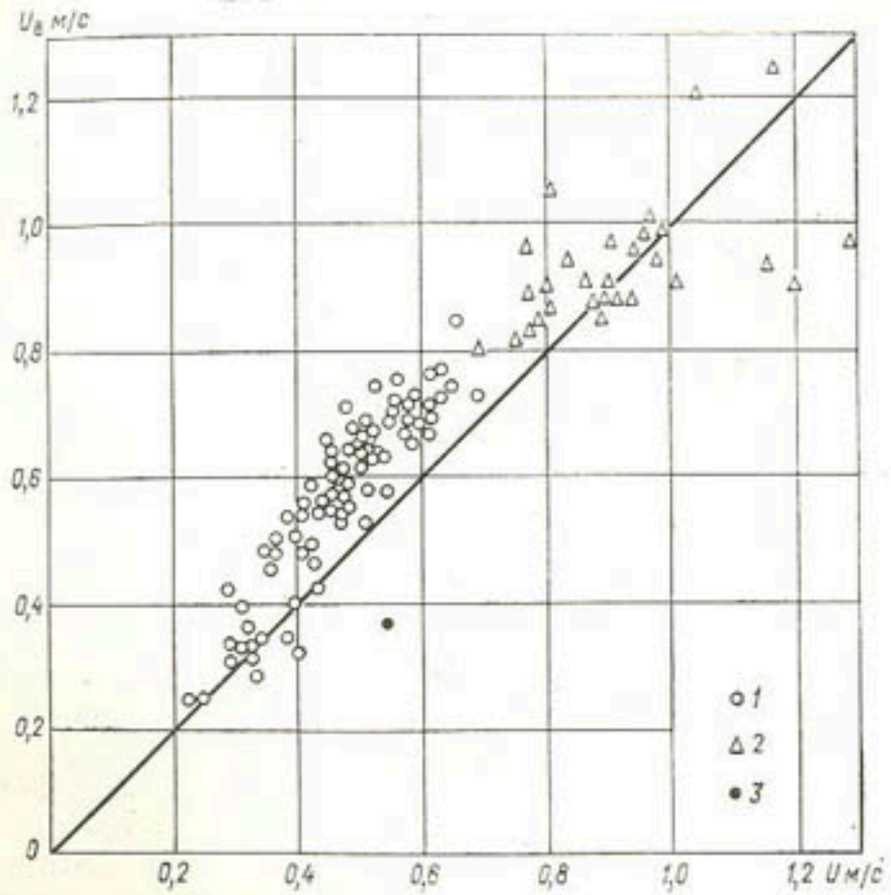


Рис. 20. Каналы системы в нижнем течении Амударьи, 1952 г.

Режимы: *1* — заиляющие, *2* — критические, *3* — размывающие.

В трех наблюдениях с заиляющим режимом расчетные мутности несколько меньше наблюденных (точки на рис. 22 расположены левее оси), а в четырех, при размыве, намного, почти в пять раз, больше наблюденных. Последнее обстоятельство не должно нас удивлять, так как насыщение потока взвесью при размыве — процесс длительный, особенно при отложениях, уплотняющихся со временем при наличии мелких илистых частиц.

В опытах автора 1934 г. в бетонном циркуляционном лотке, длиной 40 м и шириной 0,5 м с расходами воды до 60 л/с, устойчивая мутность при размыве отложений суточной давности (под водой) достигалась лишь за 6—7 ч. В опытном канале лаборатории в 1953 г. при размыве светлой водой песчанолистых отложений двухсуточной давности потребовалось 300 мин, чтобы мутность, нарастая равномерно от 0,8 кг/м³, достигла 12 % критической.

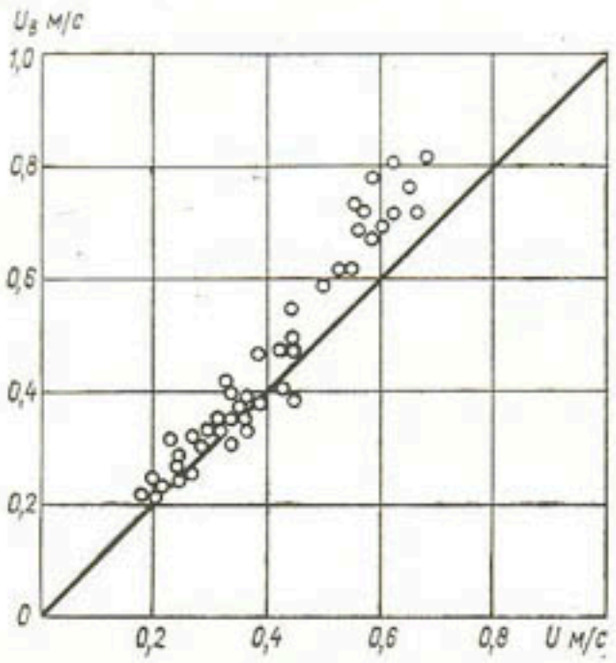


Рис. 21. Каналы системы в нижнем течении Амударьи, 1953 г. Режимы заиляющие.

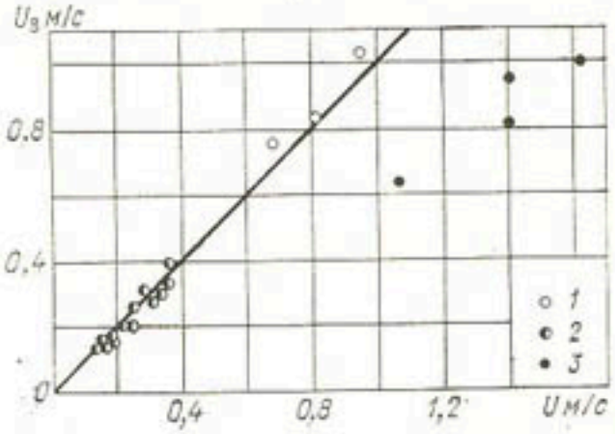


Рис. 22. Магистральный канал Кульарык, 1946 г.

Режимы: *1* — заиляющие, *3* — размывающие, *2* — критические (мелкая сеть Берзенской системы).

Можно с достаточным основанием провести качественную аналогию наблюдений № 1—4 с опытом в лаборатории. В наблюдениях № 1—4 средние скорости течения равны 1,00—1,41 м/с, гидравлические радиусы 0,66—1,40 м, средняя гидравлическая крупность 1,1—2,7 мм/с. Насыщение потока наносами в результате размыва производилось на длине 5700 м, что соответствует периоду времени 67—90 мин. За это время мутность увеличилась лишь в полтора-два раза. Следует учесть, что средняя давность отложений в подводящем канале была, очевидно, много большей, чем в описанном опыте.

Кроме того, возможно что часть песчаных фракций, влекомых в придонной области потока, не была охвачена обычными измерениями мутности; этим можно объяснить сравнительно малые для промывок значения средней гидравлической крупности в наблюдениях.

№ 12. И. С. Яковлев приводит данные 19 наблюдений на

каналах мелкой сети Берзенской системы в среднем течении Амударьи, соответствующих, по его мнению, предельной транспортирующей способности. Из этих данных пять наблюдений исключаются автором по малости гидравлической крупности. Исключений же по малой скорости не производим, так как тогда пришлось бы отбросить большинство точек. На рис. 22 приведены наблюденные и расчетные значения скорости по данным А. Г. Хачатряна (1946 г.) и И. С. Яковлева.

3.3. Наблюдения на опытных каналах

В течение 1952 и 1953 гг. по инициативе акад. В. В. Пославского автором были организованы наблюдения за транспортом наносов в двух малых каналах: в опытном канале лаборатории в условиях, близких к натурным, и в опытном полевом канале в Южном Хорезме. Состав взвешенных наносов на обоих объектах был близким к амударьинским и характеризовался содержанием частиц крупнее 0,05 мм от 0,13 до 6,1 % в канале лаборатории и от 0 до 21,6 % в полевом канале. Ниже приводятся сводные данные [8].

В опытном канале лаборатории применялся специально доставленный грунт из отвалов — продуктов очистки мелкой сети амударьинских систем. Опытный канал, построенный в старом тарировочном лотке САНИИРИ, имел длину рабочего участка 66 м и работал на циркуляции от насоса с расходом до 120 л/с. Холостые участки тракта были устроены с уклонами, обеспечивающими значительные скорости во избежание заиления. Рабочий канал имел ширину по дну 0,5 м и полуторные откосы при глубине воды до 0,5 м. Уклоны поверхности воды и ложа изменялись от 0,000 15 до 0,000 60, расходы — от 47 до 120 л/с, режим поддерживался практически равномерным.

В опытах устанавливалось состояние предельного насыщения, достигаемое в результате выпадения избытка наносов из потока. Длительность каждого опыта с постоянным режимом составляла 3 ч и более, что равносильно движению в канале длиной 1,5 км. Пробы наносов брались в начале, середине и конце опыта из напорной части улитки насоса и по ним производились определения мутности и состава. Кроме того, брались контрольные пробы на сливе из насоса и по сечению рабочего канала. Профиль отложений наносов был мелкогрядовым и не отличался от естественных условий, однако расход грядового движения наносов из-за малых скоростей течения был ничтожным и измерениями не обнаруживался.

Всего было проведено 17 опытов с достижением предельного насыщения (табл. 5). Из этого количества пришлось исключить опыты № 20, 23, 24, 27 и 30 со средней гидравлической крупностью менее 0,15 мм/с. Результаты обработки представлены на рис. 23.

ТАБЛИЦА 5

Результаты наблюдений в опытном канале лаборатории

№ опыта	Дата	R м	U м/с	Q м³/с	$i \cdot 10^3$	$\overline{\mu}$ кг/м³	$\overline{w}$ мм/с	$U_в$ м/с
16	1 июля	0,176	0,436	0,115	370	10,5	0,60	0,394
18	4	0,179	0,440	0,117	366	11,2	0,60	0,406
19	8	0,149	0,327	0,071	317	16,4	0,21	0,306
(20)	9	0,127	0,313	0,047	300	11,4	0,132	—
21	15	0,134	0,420	0,071	570	20,3	0,301	0,360
22	15	0,119	0,348	0,047	530	14,4	0,278	0,298
(23)	17	0,133	0,280	0,047	200	7,8	0,118	—
(24)	17	0,180	0,177	0,047	66,6	4,7	0,074	—
25	21	0,192	0,348	0,107	170	13,1	0,290	0,347
26	21	0,193	0,220	0,071	150	7,7	0,160	0,236
(27)	21	0,214	0,114	0,047	100	3,8	0,124	—
28	24	0,185	0,384	0,117	300	13,3	0,39	0,376
29	24	0,163	0,296	0,071	266	8,7	0,28	0,276
(30)	24	0,216	0,123	0,047	66,6	3,9	0,13	—
31	28	0,178	0,392	0,117	416	12,0	0,66	0,427
32	28	0,143	0,374	0,071	500	9,0	0,50	0,329
33	28	0,187	0,149	0,047	96,6	2,2	0,17	0,156

Опытный полевой канал был выстроен в виде отвода из магистрального канала Шават близ г. Ташауза в 1952 г.; основные наблюдения после его восстановления и планировки проводились в 1953 г. Канал, берущий начало в верхнем бьефе перегораживающего сооружения, имеет общую длину 533 м, в том числе прямолинейный рабочий участок длиной 395 м, и заканчивается сбросом в нижний бьеф канала Шават через деревянную консоль. Ширина канала по дну 0,5 м, откосы одиночные. Канал проходит большей частью в грунтах из супеси и мелкого заиленного песка. Уклон дна канала приводился подчистками в соответствие с уклоном поверхности воды и движение было практически равномерным.

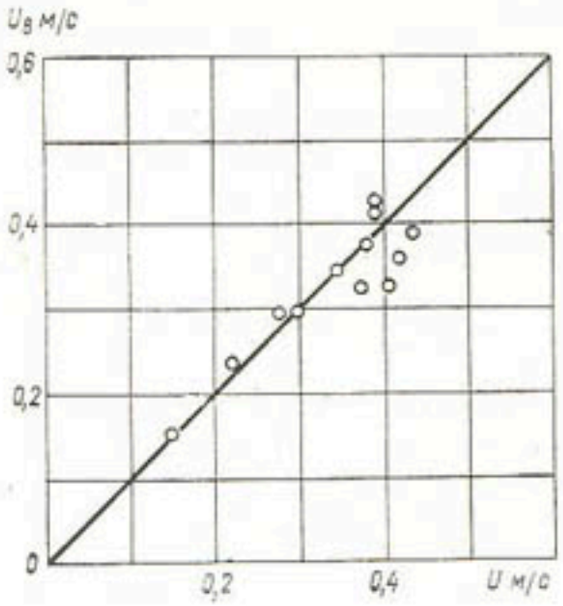


Рис. 23. Опытный канал в лаборатории САНИИРИ, 1953 г. Режимы критические (от заиления).

Рабочий участок канала был снабжен пятью гидропостами, на которых производилось измерение горизонтов воды, скоростей течения и взятие проб; последние брались, кроме того, в сооружениях головной части и в конце канала. Определение количества и состава взвесей производилось полевой лабораторией на месте. Представление об опытном канале дает рис. 24.

Выявление транспортирующей способности канала производилось путем пропуска по нему постоянных расходов длительностью от 2 до 4 сут каждый, в диапазоне от 45 до 328 л/с при уклонах от 0,000 19 до 0,000 45. Таким образом, выявлялись

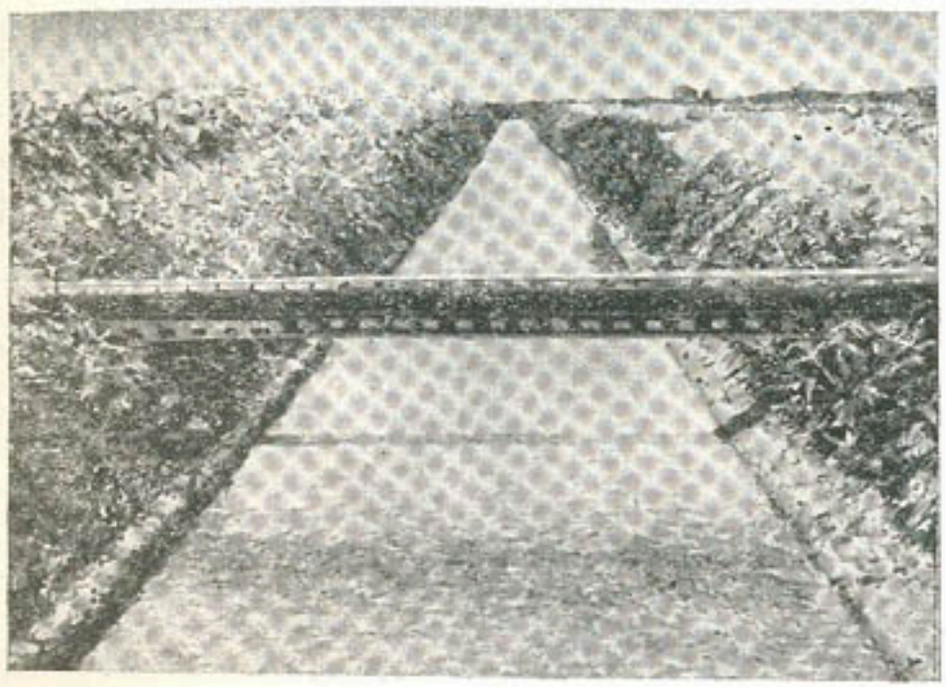


Рис. 24. Опытный полевой канал в районе Ташауза, 1953 г.

условия, соответствующие предельному насыщению. Расположение головной части канала на выпуклом берегу канала Шават привело к повышенному завлеканию в него наносов; некоторое регулирование их поступления осуществлялось установленной перед входом шпорой и направляющим поверхностным щитом.

Всего проведено 20 опытов, представленных в табл. 6. По каждому из них составлены поперечные и сводные продольные профили с показанием данных о динамике мутности и состава наносов и о заилении и размыве русла по длине и во времени. Изучение данных позволило отобрать шесть опытов (№ 4/1, 4/2, 4/4, 5/2, 6/2 и 6/3), в которых мутность по длине не снижалась, а в русле происходили незначительные размывы; эти опыты отнесены к предельному неразмывающему режиму. В остальных 14 опытах предельное состояние было достигнуто в результате слабого заиления. Из них опыт № 5/3 отброшен из-за малой скорости течения.

ТАБЛИЦА 6

Наблюдения в опытном полевом канале — отводе из канала Шават в нижнем течении Амударьи

№ опыта	Число и месяц	R м	U м/с	Q м³/с	$i \cdot 10^6$	$\bar{\mu}$ кг/м³	$\bar{\omega}$ мм/с	$U_в$ м/с
1/1	27 июня	0,27	0,347	0,184	203	3,29	0,71	0,326
1/2	30	0,25	0,267	0,123	190	2,68	0,81	0,314
1/3	2 июля	0,21	0,233	0,084	203	2,28	0,75	0,271
2/1	4 июня	0,28	0,331	0,187	332	3,22	0,97	0,364
2/2	6	0,22	0,347	0,130	350	3,70	0,84	0,335
2/3	8	0,20	0,207	0,066	243	2,10	0,35	0,210
2/4	10	0,19	0,183	0,052	218	2,54	0,32	0,205
3/1	18 июня	0,26	0,368	0,194	256	3,88	0,87	0,365
3/2	20	0,22	0,313	0,122	299	3,48	0,86	0,328
3/3	22	0,20	0,273	0,090	304	3,54	0,66	0,296
4/1	7 июля	0,26	0,418	0,204	450	3,64	0,97	0,370
4/2	11	0,22	0,391	0,143	400	3,26	0,91	0,330
4/3	14	0,18	0,312	0,079	355	3,32	0,58	0,268
4/4	17	0,15	0,239	0,045	360	2,32	0,73	0,241
5/1	21	0,25	0,314	0,145	265	3,68	0,51	0,293
5/2	25	0,28	0,395	0,236	375	4,66	1,02	0,420
(5/3)	27	0,26	0,119	0,072	20	1,78	0,64	0,118
6/1	30	0,21	0,356	0,120	405	4,54	1,11	0,389
6/2	3 августа	0,23	0,456	0,200	485	4,18	1,64	0,444
6/3	6	0,28	0,497	0,328	420	3,78	1,57	0,452

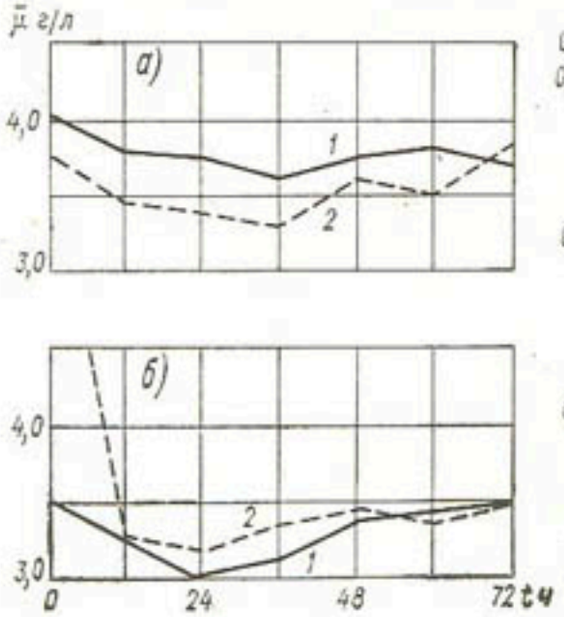


Рис. 25. Достижение предельного режима в опытном полевом канале в Ташаузе в результате заиления (*а*) и размыва (*б*).

Мутность: *1* — в начальном створе, *2* — в конечном створе.

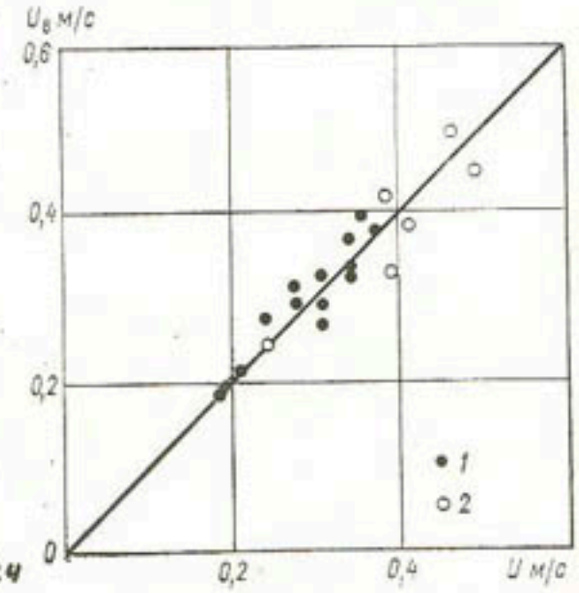


Рис. 26. Опытный полевой канал в районе Ташауза.

Режимы критические: *1* — в результате заиления, *2* — в результате размыва.

Таким образом, наблюдениями в опытном канале удалось выявить два предельных состояния: в результате размыва и заиления в близких условиях. На рис. 26 показана в качестве примера динамика средней мутности на входном и выходном створах рабочего участка канала для двух опытов, характеризующих оба состояния. Результаты обработки опытов представлены на рис. 26.

3.4. Выводы из наблюдений 1930—1955 гг.

Принятая классификация опытных данных облегчает задачу объективной оценки полученных формул и их числовых коэффициентов. Всего по 15 объектам рассмотрены данные 513 наблюдений, из которых в силу заранее принятых условий исключено 37; каждое из остальных 476 наблюдений отнесено к одному из трех режимов: заиляющему, критическому или размывающему.

При сравнительной оценке результатов следует считаться с количеством наблюдений на том или ином объекте, но, с другой стороны, различные объекты являются в известной степени равноценными между собой независимо от количества наблюдений, так как каждый из объектов отражает характерные особенности реки, системы и состава взвеси.

Далее необходимо учесть, как указывалось в п. 3.1, что неточности в наблюдениях и обработке гидравлических и особенно наносных характеристик обусловливают неизбежный разброс точек в обобщениях; поэтому необходимо при выводах ориентироваться на средние данные, получаемые из имеющегося большого количества наблюдений.

Наконец, при рассмотрении следует выделить специфические данные наблюдений по Южному Хорезму, 1930 г. (№ 1). Применение метода Сабанина в анализах привело к повышенному разбросу точек.

Сводные результаты анализа представлены в табл. 7, в которой даны с разделением на режимы и объекты значения средних отношений наблюденных мутностей и скоростей течения к вычисленным. Данные таблицы в целом подтверждают правильность полученного уравнения для критической мутности.

Отбросив упомянутый выше объект пониженной точности, видим, что значения наблюденных мутностей находятся в следующих средних отношениях к расчетным: при заиляющих режимах 1,41—1,84, критических 0,90—1,28 и размывающих 0,31—0,59. Соответственно средние отношения наблюденных скоростей к расчетным равны: 0,84—0,90, 0,95—1,06 и 1,22—1,48.

Коэффициент корреляции между наблюденными и вычисленными значениями скоростей течения при критических

режимах оказался для десяти объектов с критическими режимами равным 0,97 и объект (№ 1) пониженной точности равным 0,93.

Среднее отношение наблюденных мутостей к расчетным по всем наблюдениям с критическими режимами получилось равным 1,144 и 1,067 соответственно при подсчетах по количеству наблюдений и количеству объектов. Таким образом, действительные критические мутности выше на 6,7—14,4 %, а скорости ниже на 2,2—4,6 %, чем расчетные, что идет в «запас» расчета. Учитывая, что наблюдений с критическими незаиляющими и неразмывающими состояниями было приблизительно равное количество, можно считать, что средняя располагается примерно посередине между обоими состояниями, что тоже идет в «запас» расчета. Необходимость запаса целесообразна в практике применения формул (2.62)—(2.63) для расчета незаиляемых каналов, питаемых речной водой с наносами.

Результаты сопоставления, учитывая условия, изложенные в п. 3.1, следует считать удовлетворительными. На сводных графиках (рис. 27—29) показано положение линии, проведенной по расчетной формуле, по отношению к данным наблюде-

ТАБЛИЦА 7

Средние отклонения наблюденных значений мутности и скорости течения от расчетных

№ объекта	Количество наблюдений		$\frac{\Sigma \bar{\mu}}{\Sigma \bar{\mu}_в}$	$\frac{\Sigma U}{\Sigma U_в}$	Примечания
	всего	принятых			
		Заиляющие режимы			
1	23	23	1,12	0,99	
2	5	5	1,41	0,90	
3	6	4	1,57	0,88	
5	17	17	1,73	0,86	
6	15	15	1,61	0,87	
7	10	10	1,51	0,90	
9	91	86	1,84	0,84	
10	55	45	1,51	0,90	
11	3	3	1,29	0,92	
		Критические режимы			
1	48	48	0,84	1,12	
3	5	5	0,91	1,03	
8	31	23	1,28	0,95	
9	33	33	1,22	0,97	
12	19	14	0,90	1,04	
13	17	12	0,90	1,05	
14	14	13	1,14	0,97	От заиления
15	6	6	0,88	1,06	От размыва

№ объекта	Количество наблюдений		$\frac{\Sigma \bar{\mu}}{\Sigma \bar{\mu}_в}$	$\frac{\Sigma U}{\Sigma U_в}$	Примечание
	всего	принятых			
		Размывающие режимы			
1	15	15	0,62	1,29	
2	10	9	0,65	1,18	
3	2	2	0,39	1,38	
4	18	18	0,59	1,26	
8	4	4	0,34	1,22	
9	1	1	0,31	1,48	
11	4	4	0,24	1,62	

ний с заиляющими, критическими и размывающими режимами. На рис. 27 можно заметить систематическое слева направо увеличение, а на рис. 29 — уменьшение отклонений точек от расчетной линии. Это объясняется тем, что в больших каналах с повышенной скоростью течения осаждение избыточной мутности происходит медленнее, а размыв — быстрее, чем в малых каналах. Таким образом, расчеты незаиляющих каналов следует производить по формуле (2.62).

Выясним значение предельной мутности, поддерживаемой потоком в результате выпадения из него избытка взвеси. По наблюдениям в опытном полевом канале (№ 15), среднее значение предельной мутности от заиления оказалось выше рассчитанной по формуле (2.62) на 14 %. Примерно такое же превышение средней мутности над расчетной получилось в среднем по объектам — 14,4 %. Можно соответственно принять предельную мутность в кг/м³, получаемую как результат выпадения из потока избытка взвеси, по формуле

$$\bar{\mu}_{пр} = 0{,}23k \frac{U^3}{gR\bar{w}}. \qquad (3.4)$$

3.5. Новые данные

После 1955 г. натурные наблюдения за режимом наносов в каналах в значительных объемах не проводились. Рассмотрим некоторые известные из литературы обобщения по движению наносов в каналах и реках.

И. И. Леви и Н. П. Кулеш [102] предложили пользоваться уравнением (2.63) с коэффициентом 0,20 кг/м³ и следующими ограничениями: из состава взвеси выделяется ее часть крупнее 0,015 мм, остальная часть мельче 0,015 мм движется «транзитом» и вместе с потоком составляет жидкость тяжелее воды с соответствующим воздействием на крупную часть взвеси:

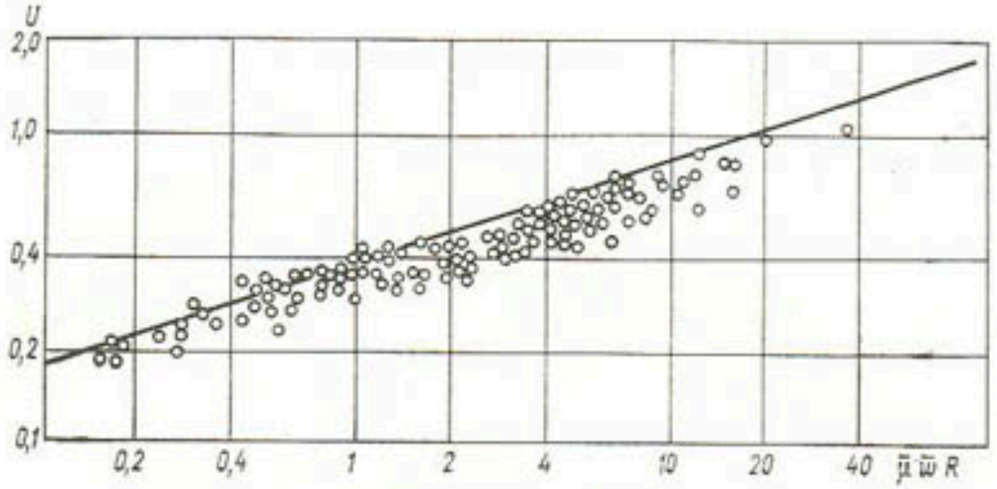


Рис. 27. Заиляющие режимы. Сводный график.

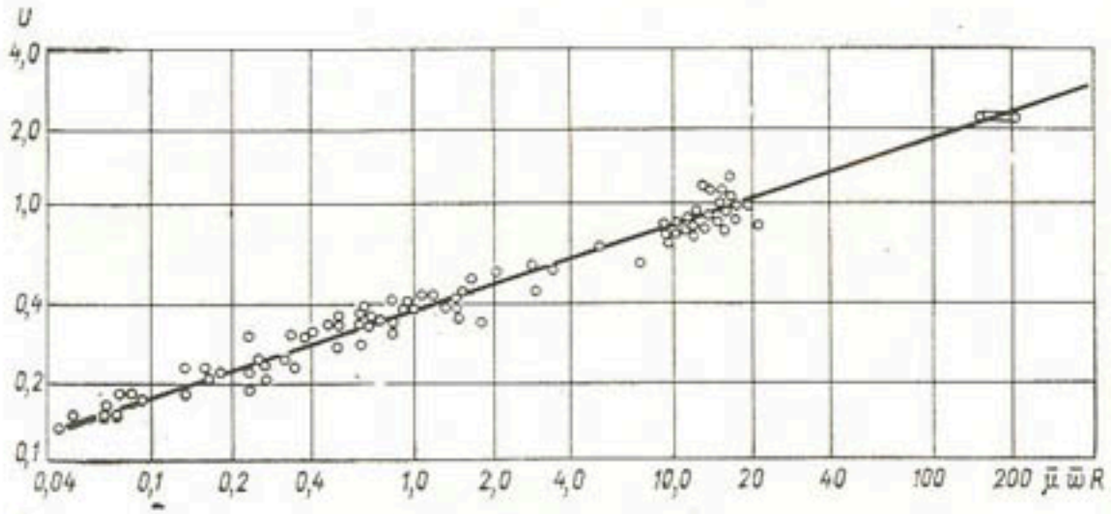


Рис. 28. Критические режимы. Сводный график.

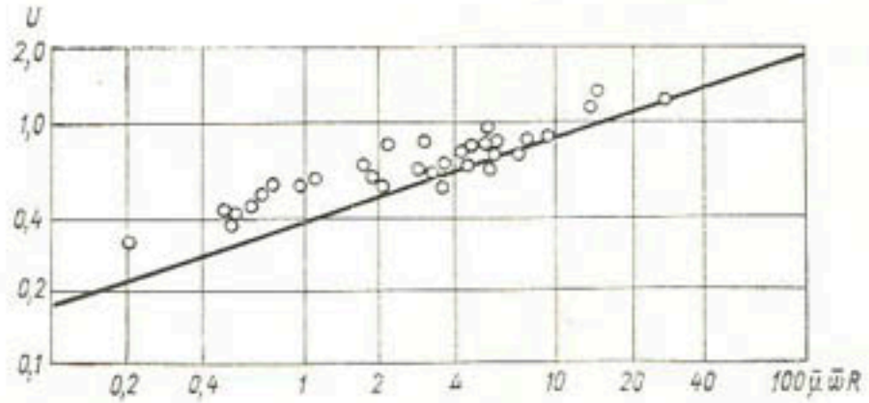


Рис. 29. Размывающие режимы. Сводный график.

действующая гидравлическая крупность крупных частиц становится меньше и поток может нести их в большем количестве. Леви и Кулеш указывают, что применение рекомендуемого ими метода расчета несущественно отражается на результатах при общей мутности до 5—6 кг/м³.

Воздействие мелких взвесей на поток проявляется в различных формах. А. П. Юфин [168] и В. С. Кнороз [83] установили, что внесение глинистого раствора в поток повышает его транспортирующую способность. Нами в 1952 г. [7] проводились опыты для выяснения влияния мелкой взвеси на транспорт песчаных наносов. С увеличением мутности мелких фракций от нуля до 14 кг/м³ содержание мелкого песка в потоках увеличилось в результате размыва дна примерно вдвое.

Как показывают данные наблюдений, в потоках со значительным содержанием мелкой взвеси существенно снижаются гидравлические сопротивления. Этого вопроса мы коснемся ниже (см. п. 5.3.3). Относительно рекомендуемого в [102] метода расчета следует лишь заметить, что мутности в реках нашей страны редко превышают 5—6 кг/м³, поэтому предложение о выделении мелкой взвеси из расчета мало повлияет, как указывается в [102], на численные результаты.

К. И. Россинский [133] предложил определить предельную взвешивающую способность потока в отношении русловых фракций, под которыми подразумеваются наносы крупнее 0,05 мм, по верхней огибающей кривой данных наблюдений на пяти реках в СССР и за рубежом (в том числе Волга, Амударья, Евфрат и др.), а также на Волго-Ахтубинском канале. Полученный им коэффициент к формуле (2.63) равен $D_1 = Dk = 0{,}24$ кг/м³.

Эта величина несколько занижена за счет неучета мелких фракций, однако она завышена из-за неучета отклонений в каждую сторону по неточно определенным мутности и составу взвеси по крупности, оцененным выше в 12—15 %. Кроме того, на значение коэффициента, по-видимому, влияют бóльшая мутность и малая крупность на одной из рек, когда, как отмечено выше, коэффициент должен быть несколько больше среднего. Учитывая эти факторы, можно считать коэффициент для условия предельного насыщения, согласно К. И. Россинскому,

$$D \approx 0{,}25, \tag{3.5}$$

что на 8,7 % выше, чем эта же величина, определенная выше по данным наблюдений на каналах.

Согласно данным о суммарном расходе наносов крупнее 0,06 мм по более чем 1000 наблюдениям в лотках, каналах и реках, авторами [171] получен в переводе на мутность коэффициент к формуле (2.63) $D_1 = 0{,}24$. Приблизительно такое же значение коэффициента получено и по данным наблюдений на р. Амударье по гидропосту, расположенному ниже теснины

Тюямуюн, где скорости течения значительно выше средних по реке и происходит взвешивание донных наносов [160].

В гл. 4 показана близкая структура зависимостей для расхода взвешенных и донных наносов: в обоих формах движения он приблизительно пропорционален скорости в четвертой степени. В количественном отношении транспортирующая способность потока по донным наносам, определяемая как произведение мутности на гидравлическую крупность, составляет малую часть от взвешенных. С учетом этого и значений коэффициента крупности можно считать, что значение коэффициента по названным источникам получится близким к 0,25.

Заметим, что последние предложения основаны преимущественно на данных о реках [133, 160], а также о лотках [171] с их повышенной по сравнению с каналами турбулентностью.

Иные результаты получены по материалам наблюдений на р. Днепре в обработке И. Л. Розовского и др. [131]. Наблюдения велись на нескольких створах реки с примерно одинаковым по крупности составом взвешенных и донных наносов. Погонный расход взвешенных наносов русловых фракций (крупнее 0,05 мм) составил около 400 г/(с·м). Средняя гидравлическая крупность учтенной части взвешенных наносов равна 18 мм/с, средняя же крупность всей взвеси равна 12 мм/с.

В работе указано, что учтенная часть мутности составляла в период наблюдений (апрель—май) две трети общей мутности. Таким образом, погонный расход взвешенных наносов (в кг/(с·м))

$$q_т \approx 0{,}6U^4.$$

Средние скорости течения в период наблюдений заключались в основном в пределах 0,4—1,0 м/с. Если принять для расчетов 0,75 м/с, то получим

$$k = \left(1 - \frac{0{,}012}{0{,}08 \cdot 0{,}75}\right)^4 = 0{,}41.$$

Погонный расход взвешенных наносов будет

$$Dk\frac{U^4}{g\bar{w}} = 0{,}6U^4,$$

откуда

$$D \approx 0{,}173 \text{ кг/м}^3. \qquad (3.6)$$

Полученный результат, согласно принятой методике наблюдений, относится к предельному насыщению потока взвесью в результате размыва отложений; вопрос об этом пределе будет рассмотрен ниже.

Резюмируя данные о предельной мутности потока, достигаемой в результате выпадения избытка взвеси, можно считать,

что коэффициент 0,23 следует отнести к каналам, а коэффициент 0,25 к рекам с их повышенными гидравлическими сопротивлениями и, следовательно, повышенной турбулентностью.

3.6. Размыв русла взвесенесущим потоком

Предельное состояние потока по его насыщению взвесью в рассмотренных выше наблюдениях устанавливалось двумя путями: в результате выпадения из потока избытка взвеси и в результате размыва подвижных русловых отложений, представленных песками с примесью ила. Сопоставление полученных данных дает основание считать, что предельная мутность от размыва значительно ниже, чем от заиления; соответственно критические скорости в первом случае больше, чем во втором.

В литературе понятие о предельной неразмывающей скорости связано с условием начала подвижности русловых отложений осветленным потоком, поэтому, в отличие от этого, условимся определять предельное насыщение потока в результате размыва как предельную неразмывающую мутность, а предельное насыщение в результате выпадения из потока избытка взвеси как предельную незаиляющую мутность. Вытекающими из этих значений мутности будут соответствующие средние скорости течения потока.

Значения предельной незаиляющей мутности для каналов выяснены выше; рассмотрим имеющиеся данные о предельной неразмывающей мутности. В опытном полевом канале близ р. Ташауза предельная неразмывающая мутность оказалась ниже предельной незаиляющей в среднем на 22,8 %.

Сопоставление данных о реках показывает, что первая мутность ниже второй на 28—30 %. Возможно, что более высокое снижение мутности в первом режиме здесь связано с тем, что размыву подвергались слежавшиеся отложения.

Снижение мутности в первом режиме против второго, выявленное при транспорте песчаной пульпы в лотках, составляет около 25 %. Учитывая приведенную выше формулу для предельной незаиляющей мутности в каналах (3.4), можно определить предельную неразмывающую мутность в условиях подвижных или свежих отложений формулой

$$\bar{\mu}_{\text{разм}} = 0{,}17k\frac{U^3}{gR\bar{w}}, \qquad (3.7)$$

где $\bar{w}$ — средняя гидравлическая крупность русловых отложений. Численный коэффициент в (3.7) близок к полученному И. Л. Розовским и др. на р. Днепре.

Формулой (3.7) следует пользоваться и для определения возможного размыва русел каналов, прорытых в мелких несвязных грунтах, питающихся осветленной водой; с такого

рода задачами можно встретиться при выяснении условий устойчивости русел. При этом нужно учесть, что общий расход наносов слагается из расходов взвешенных и донных наносов; вопрос о последних рассматривается в гл. 4.

Напомним, что формуле (3.7) соответствует условие размыва свежих, или подвижных отложений. Опытные данные показывают, что размыв слежавшихся отложений происходит медленно и обычно не достигает предельных значений.

Предельная неразмывающая мутность при промыве участка магистрального канала песчаных отложений средней гидравлической крупностью 14 мм/с и наибольшей до 75 мм/с составила 55 % предельной незаиляющей (№ 13).

При промывках в подводящем канале Кульарык длиной 5,9 км (№ 11) отложений мелкого песка с илом мутность достигала лишь 18—26 % предельных незаиляющих значений. Размыв в данном случае тормозился наличием ила в отложениях. Выше (п. 3.2, № 11) описан опыт промыва песчано-илистых отложений двухсуточной давности (под водой) в лотке лаборатории: мутность в результате пятичасового промыва составила лишь 12 % расчетной. Фактор уплотнения несвязных грунтов должен учитываться в расчетах достижения предельного состояния при общем размыве русла.

3.7. Транспорт пульпы в лотках

3.7.1. Расчетные формулы

Транспортирование гидросмесей в лотках применяется в промышленности и строительстве: при укладке хвостов обогатительных фабрик и гидрозолоудалении, на вскрышных работах и на земляных работах в строительстве. Выгодным его отличием от напорного гидротранспорта является сравнительная дешевизна.

В описанных выше оросительных каналах имеет место вид движения в размываемом русле из несвязных отложений, когда насыщение потока взвесью в результате размыва или заиления достигает предельного или критического состояния. При транспорте пульпы в лотках мы имеем другой вид движения — в неразмываемом, или «жестком», русле правильной формы, причем поток должен быть в некоторой степени недосыщен взвесью и достигает критического состояния в пределе, за которым начинается ее выпадение.

При транспорте пульпы в лотках придонный режим взвешивания таков, что выпавшие или опускающиеся частицы немедленно вновь поднимаются в толщу потока. Таким образом, и в этом случае движения общее уравнение взвешивания (2.60) имеет силу.

Главной характеристикой взвешиваемой частицы является ее гидравлическая крупность, т. е. скорость ее падения в стоячей воде в нестесненных условиях.

С повышением объемного содержания взвеси скорость падения частиц снижается по сравнению с их гидравлической крупностью, что связано с движением восходящих токов воды, вытесняемой снизу падающими частицами, а также с характером движения частиц, определяемым числом Рейнольдса.

Вопрос о падении частиц в стесненной среде рассмотрен в ряде работ; воспользуемся результатами, полученными в работе Д. М. Минца [112]. Снижение скорости падения частиц зависит от относительного стеснения (относительной мутности), выражаемого величиной

$$s = 1 - m = \frac{\mu}{\gamma_т},$$

где m — условная пористость среды.

Снижение скорости падения происходит более интенсивно для частиц ламинарной области (мелких) и менее интенсивно для частиц турбулентной области движения (крупных). Промежуток представляет переходную область, причем оказалось, что стеснение в переходной области зависит от числа Рейнольдса, а в ламинарной и турбулентной областях не зависит от него для зерен

$$\mathrm{Re}_d = \frac{wd}{\nu}.$$

Переходная область, по Д. М. Минцу, заключается в диапазоне чисел Рейнольдса для зерен от 1 до 400, т. е. несколько более широком, чем по В. Н. Гончарову и А. П. Зегжда. Действительная скорость падения частиц в стесненной среде равна βw, где w — гидравлическая крупность частицы, а β — коэффициент стеснения, для определения которого может служить график Д. М. Минца, представленный на рис. 30. На графике для облегчения пользования к числам Рейнольдса приписаны соответствующие гидравлические крупности частиц, подсчитанные при кинематической вязкости воды $\nu = 0{,}01$ см²/с ($t = 20$ °С) по шкале В. Н. Гончарова.

Таким образом, для учета больших насыщений при определении взвешивающей способности потока следует пользоваться не гидравлической крупностью, а скоростью падения частиц в стесненной среде, причем коэффициент стеснения β есть функция местного стеснения, определяемого местной же мутностью.

Учитывая высказанные выше соображения о действии осредняющих мутность факторов в потоке, а также изменение коэффициента β в реальных случаях в сравнительно небольшом диапазоне, представляется целесообразным, как указывалось,

введение коэффициента стеснения в окончательный результат с определением его по средней гидравлической крупности смеси. Эти соображения реализованы в приведенных выше формулах (2.56)—(2.61). Ниже будет показано, что данные опытов В. С. Кнороза о движении пульпы в лотках при большом диапазоне мутностей и крупностей удовлетворительно описываются уравнением (2.60) при постоянном значении $\sigma_т = 0{,}086$. Этот коэффициент соответствует значениям скоростей,

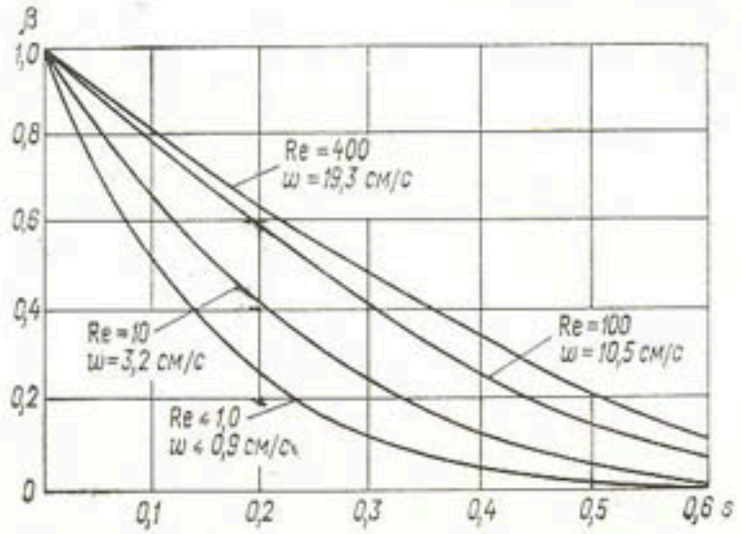


Рис. 30. Коэффициент стеснения по Д. М. Минцу [112].

превосходящих критические, и будучи определен с некоторым запасом может быть рекомендован для расчетов движения пульпы в лотках без осаждения.

3.7.2. Опыты В. С. Кнороза

В работе В. С. Кнороза [84], содержащей результаты обстоятельно проведенных им опытов по транспорту пульпы в деревянном лотке шириной по дну 14,1 см с одиночными откосами, глубиной воды до 24 см, и рабочей длиной 17,5 м, приведены полученные им 169 значений скорости, соответствующих предельному насыщению для пяти различных составов песка и хвостов обогатительных фабрик средней гидравлической крупностью от 6,8 до 38,7 мм/с. Концентрации, данные в процентах веса взвеси от веса воды, заключаются в пределах 0,05—72,8 %, что в переводе на мутность соответствует 0,5—591 кг/м³. Плотность частиц взвеси заключается в пределах 2,64—3,17 т/м³.

Полученные результаты наблюдений обобщены Кнорозом в виде увязанной с опытными данными расчетной формулы,

основанной на применении безразмерных характеристик, рекомендуемой для использования в аналогичных условиях.

О степени приближения полученных данных к критическим условиям, а также об однородности опытных точек можно судить по следующим замечаниям Кнороза [84], характеризующим, кстати, и принятый им метод определения критического режима:

«Обращает на себя внимание следующий вид безнапорного движения гидросмесей... Здесь, при сходе гидросмеси с головы и поступлении ее на рабочий участок лотка, в начале его,

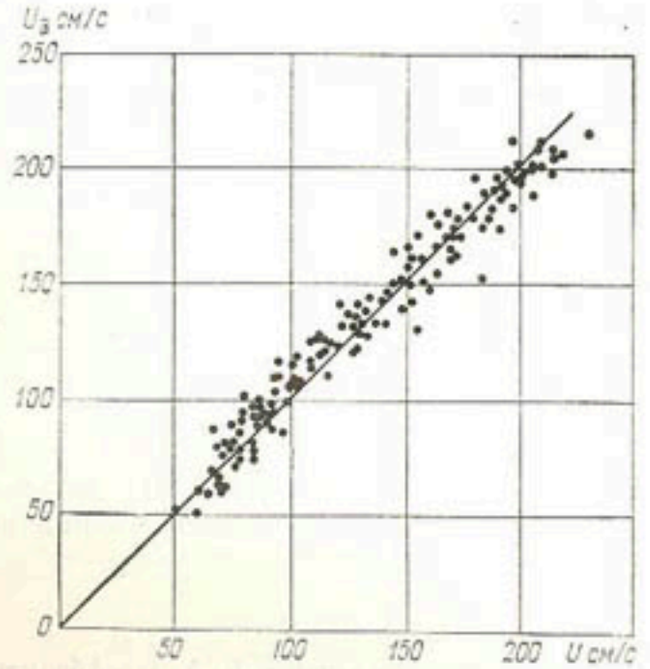


Рис. 31. Опытные и расчетные критические скорости течения в лотке по опытам В. С. Кнороза.

в зоне несколько повышенных глубин, образовывался или быстро сходящий на нет небольшой завал, или замечалось на этом коротком участке движение песка по дну лотка мелкими грядами, которые затем быстро исчезали. На сходе этого небольшого завала или зоны мелких гряд поток гидросмеси, очевидно, обладал предельным, максимальным содержанием твердого материала, которое он был в состоянии транспортировать при данных гидравлических условиях во взвешенном состоянии... При обработке экспериментального материала критическое состояние потока гидросмеси для заданных условий характеризовалось глубиной, которая устанавливалась в лотке именно в конце этого небольшого завала или грядового участка»... Следует иметь в виду, что в соответствии с характером режима потока гидросмеси замерявшиеся в этом месте

глубины оказывались несколько меньшими тех глубин, которые должны были бы отвечать критическому режиму для заданных условий движения гидросмеси. Поэтому и установленные по этим глубинам опытные значения критических скоростей, естественно, несколько завышены против действительных значений. Однако это превышение, по-видимому, не велико, его можно оценить 2—4 %.

Результаты вычислений по формуле (2.61) при коэффициенте $\sigma_т = 0{,}086$ представлены на рис. 31, где наблюденные скорости берутся по горизонтали, а расчетные — по вертикали. Полученные результаты можно считать вполне удовлетворительными, учитывая приведенные замечания о характере наблюдений. Коэффициент корреляции, подсчитанный по всем наблюдениям, оказался равным 0,98, а среднее отклонение составляет ±8,6 %. Опыты в лотке показали, что уклоны при движении полностью взвешенной пульпы не отличаются от уклонов при чистой воде.

3.7.3. Другие данные

В литературе [109] имеются сведения об опытах Г. А. Тер-Абрамянца в лотке шириной 0,24 м по установлению устойчивой мутности, достигаемой путем размыва дна, уложенного песком средней гидравлической крупностью $\bar{w} = 0{,}026$ м/с. Результаты подсчетов критической мутности, сделанных по формуле (2.60), оказались удовлетворительными при коэффициенте $\sigma_т = 0{,}081$ (табл. 8 и рис. 32).

ТАБЛИЦА 8

Наблюдения в лотке по опытам Г. А. Тер-Абрамянца

№	H м	R м	U м/с	i	$\bar{\mu}$ кг/м³	$\bar{\mu}_в$	%
1	0,143	0,066	0,82	0,0053	1,62	1,54	−5,2
2	0,136	0,064	0,86	0,0058	1,92	2,02	+5,0
3	0,131	0,063	0,90	0,0060	1,97	2,50	+26,9
4	0,132	0,064	0,86	0,0062	2,18	2,02	−7,4
5	0,124	0,062	0,90	0,0072	3,02	2,61	−12,5
6	0,117	0,060	0,96	0,0084	3,95	3,72	−5,2
(7)	0,107	0,057	1,05	0,0100	4,55	6,10	(+34,0)
7а			1,01			5,16	+13,7

В табл. 8 под № 7а повторяется опыт № 7 с исправленной скоростью. Если верить показанному для опыта № 7 уклону 0,010, то, согласно данным двух опытов (№ 5 и 6) и формуле Маннинга, скорость в опыте № 7 должна быть 1,01 м/с и расхождение между наблюденными и вычисленными значениями

мутности сократится. В опыте № 3 также привлекает внимание нарушение монотонности нарастания средней скорости, имеющей место во всех других опытах в порядке их записи; если в этом опыте считать скорость такой же как в следующем, четвертом, то отклонение вычисленной мутности от наблюденной сократится вдвое.

Как видим, в этом случае коэффициент $\sigma_т$ оказался на 6 % меньше, следовательно, критические скорости соответственно на 6 % больше, чем в опытах В. С. Кнороза. Это следует отнести в основном за счет того, что критический режим в опы-

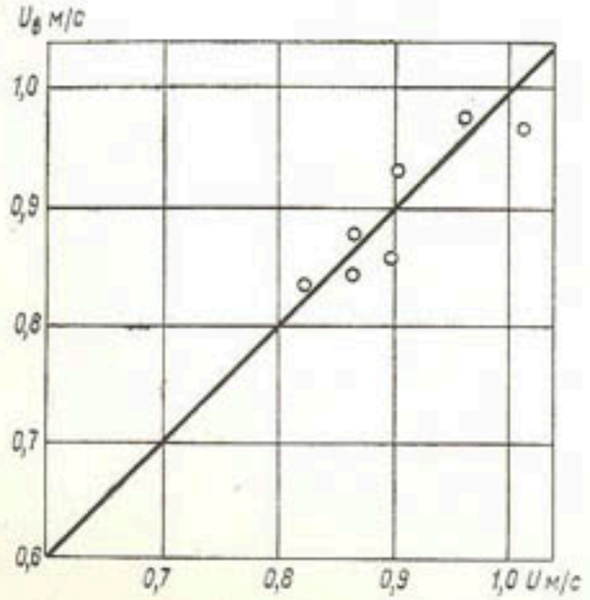


Рис. 32. Опытные и расчетные скорости течения в лотке по опытам Г. А. Тер-Абрамянца.

тах Г. А. Тер-Абрамянца достигался иным путем — в результате размыва несвязных отложений, а в этом случае, как мы выяснили раньше, следует ожидать относительно повышенные значения критической скорости.

Кроме приведенных выше, имеются еще ценные сведения о наблюдениях, произведенных в 1947 г., за движением пульпы в натурных условиях в большом железобетонном параболическом лотке длиной 1,5 км с расходом воды 1,09 м³/с [110]. Подсчеты по этим данным, сделанные при $\sigma_т = 0{,}086$, показывают удовлетворительное сходство расчетных формул с натурой.

В рассмотренных материалах наблюдений отмечено беспрепятственное транспортирование по лотку всей поступавшей в него взвеси и обнаружено лишь незначительное движение частиц по дну отдельными мелкими грядами, что объясняется влиянием местных сопротивлений, поэтому режим можно

считать близким к критическому. Приведем данные: $h_{ср}=0{,}59$ м; $i=0{,}006$; $\gamma_т=3{,}17$ т/м³; $\bar{\mu}=162$ кг/м³; $w=0{,}011$ мм/с; $U=2{,}63$ м/с. Вычисленная скорость получилась равной 2,74 м/с; расхождение — 4 %. Данные по некоторым другим пульповодам также удовлетворительно согласуются с формулой (2.61) при том же параметре.

3.8. Гидротранспорт в трубах

Существенное отличие характера напорного потока от руслового, для которого получено изложенное во второй главе решение, может вызвать сомнение в применимости в этом случае уравнения (2.60). Но здесь привлекает возможность проверки уравнения при высоких насыщениях, трудно достижимых в русловых потоках. Попытка оправдывается также высказыванием А. Н. Колмогорова (оно будет приведено в гл. 5), согласно которому турбулентный характер потока может сохраниться и при высоких его насыщениях взвесью.

В уравнении (2.60) необходимо заменить гидравлический радиус другой величиной применительно к напорному движению. Будем считать приближенно, что областью оседания взвеси, или действующим периметром, будет нижняя часть окружности, ограниченная точками, где касательные образуют 45° к горизонту — одиночные откосы. Тогда отношение живого сечения к действующему периметру, или действующий гидравлический радиус, будет равен

$$\frac{\pi D_т^2}{4} : \frac{\pi D_т}{4} = D_т,$$

где $D_т$ — внутренний диаметр трубы. Соответственно перепишется уравнение (2.60) применительно к напорному движению

$$\bar{s} = \frac{\gamma_п}{\gamma_т} \frac{\varphi_0}{\delta} \sigma_т^3 \frac{U^3}{g D_т \beta \bar{w}}, \qquad (3.8)$$

где $\gamma_т$ и $\gamma_п$ — соответственно плотность частиц взвеси и гидросмеси; δ — архимедов коэффициент; $\delta=(\gamma_т-\gamma):\gamma_т$; g — ускорение свободного падения; φ_0 — функция нормального распределения при аргументе, равном нулю, $\varphi_0=0{,}4$; $\bar{w}$ — гидравлическая крупность взвеси; β — коэффициент стеснения.

В уравнение (3.8) не включен коэффициент крупности для упрощения расчетов: его значение в пределах наблюдений изменялось незначительно. Допущенные неточности отразятся на значении коэффициента $\sigma_т$, определяемого по опытным данным.

Следует отметить, что введение в уравнение (2.60) коэффициента стеснения, функционально связанного с относительной мутностью, делает его неоднозначным: с ростом мутности значение критической скорости при мелкой взвеси сначала возрастает, а затем, достигнув максимума при $\bar{s}\approx 0{,}12$, плавно убывает. Такой характер связи, предсказанный в 1958 г. [10], был подтвержден опытными данными А. П. Юфина [169] с водоугольными смесями; максимум критической скорости оказался в его опытах при значении $\gamma_п=1{,}07$ т/м³. В опытах С. Г. Коберника и В. И. Войтенко [89] с хвостами плотностью 3,0—3,2 т/м³ максимуму скорости соответствовал $\gamma_п=1{,}25$ т/м³. В серии опытов, описанных в статье [15], с хвостами плотностью 2,65 т/м³ максимуму критической скорости соответствовала плотность пульпы $\gamma_п=1{,}2$ т/м³. Все эти значения соответствуют $\bar{s}=0{,}12$.

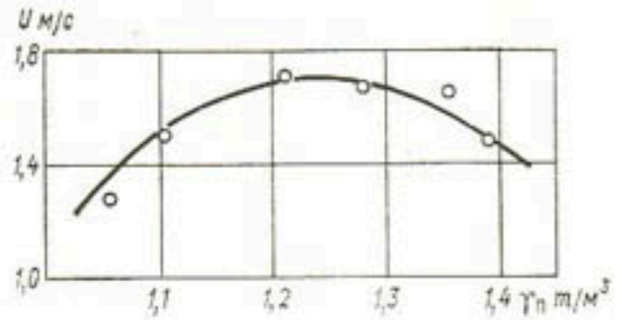


Рис. 33. Связь между критической скоростью и плотностью пульпы в трубе.

85 опытами в горизонтальных трубах охвачен диапазон диаметров 25—800 мм, плотности пульпы 1,05—1,45 т/м³ ($\bar{s}=0{,}03$—$0{,}27$), твердых частиц 2,65—3,2 т/м³ и гидравлической крупности частиц 2,5—45,1 мм/с (0,047—0,42 мм). Для этого диапазона крупностей приемлемо с небольшой погрешностью следующее уравнение Д. М. Минца [112] для частиц ламинарной области:

$$\beta = -4{,}5s + \sqrt{(4{,}5s)^2 + (1-s)^3}. \qquad (3.9)$$

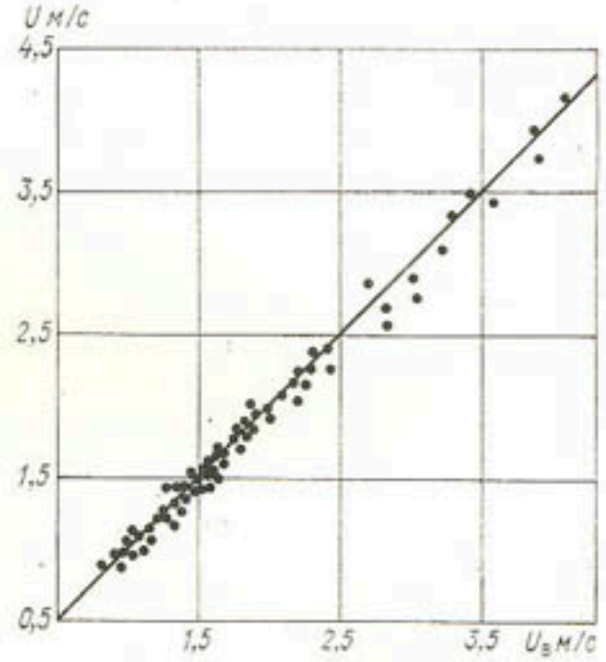


Рис. 34. Расчетные и опытные скорости течения по опытам в трубах.

Вычисленные по опытам значения коэффициента $\sigma_т$ показали монотонное увеличение его в пределах 0,06—0,09 с увеличением размера и гидравлической крупности частиц; изменение удовлетворительно описывается эмпирическим уравнением

$$\sigma_т = 0{,}014\,(\lg \mathrm{Re}_d + 5{,}5), \qquad (3.10)$$

где Re_d — число Рейнольдса для частицы взвеси средней крупности при температуре 20 °С. На рис. 33 и 34 показан пример

обработки одного из опытов и сопоставление опытных данных с расчетными; результаты опытов опубликованы в [15].

Таким образом, и в данном случае значение коэффициента σ_τ получилось близким к измеренным значениям дисперсии безразмерной пульсационной вертикальной скорости в напорных потоках. Причина переменного значения σ_τ осталась невыясненной; можно предположить, что с увеличением размера и гидравлической крупности частиц становится более ощутимым другой фактор транспортирующей способности взвеси в напорном потоке — растущее отставание скорости движения частиц от скорости обтекающей их несущей среды.

Глава 4. ДОННЫЕ НАНОСЫ В КАНАЛАХ

В наблюдениях прежних лет за режимом наносов в каналах донным наносам не уделялось должного внимания и лишь в поздних исследованиях русловых процессов содержатся и данные о каналах. Это объясняется отчасти тем, что наблюдения на каналах велись в целях борьбы с их заилением, а доля речных донных наносов в общем объеме заиления ощутима лишь в головных участках магистральных каналов.

Необходимо прежде всего рассмотреть условия начала подвижности донных отложений, определяющего и начало взвешивания. Начало подвижности является основным фактором устойчивости русел каналов, поэтому получаемые здесь результаты будут реализованы в гл. 6, посвященной этому вопросу.

Далее следует выяснить русловые формы движения и расход донных наносов в каналах. Движение донных наносов происходит в форме гряд, и соответственно расход донных наносов определяется размерами и скоростью их движения.

Вопросы начала подвижности грядового движения рассматриваются здесь в ограниченной области, свойственной каналам, а именно для мелкого и среднего песка, в условиях малых чисел Фруда и небольших превышений средней скорости над предельной по началу размыва. Следует отметить, что эта область сравнительно меньше изучена. Кроме названных выше вопросов, в главу включен параграф об условиях движения взвесей транзитом.

4.1. Начало подвижности

4.1.1. Общие условия

Вопрос о начале подвижности русловых отложений составляет предмет ряда исследований в нашей стране и за рубежом. Применительно к каналам предельное состояние фиксируется обычно средней неразмывающей скоростью потока и иногда предельной влекущей силой — продольной компонентой силы тяжести потока. Характерно, что существующие формулы для

определения предельного состояния приводят в применении к песчаным фракциям и особенно крупным каналам к существенно различающимся результатам.

Не приводя вывода применяемых уравнений для предельной скорости, многократно повторенного в ряде работ в различных вариантах, укажем лишь, что в первоначальном виде (Эри—Дюбуа, 1886 г.) уравнение выражало условие равновесия двух сил, действующих на частицу лежащую на дне: сдвигающей от набегающей струйки, пропорциональной квадрату скорости, и удерживающей — веса частицы воды, умноженного на коэффициент трения; в результате получается уравнение

$$U_0 = A\sqrt{gd}.$$

Исправление, внесенное позже, состоит в том, что условие равновесия следует отнести не к средней, а к придонной скорости, с которой поток набегает на частицу, переход же к средней скорости потока осуществляется множителем, представляющим отношение средней скорости к придонной. В результате получаются следующие два вида уравнений в зависимости от того, в какой форме принято изменение средней скорости по глубине — степенной или логарифмической:

$$U_0 = A\sqrt{gd}\left(\frac{H}{d}\right)^{1/m}, \qquad (4.1)$$

$$U_0 = A\sqrt{gd}\lg\left(\frac{aH}{d}\right), \qquad (4.2)$$

где A; m; a определяются из опытных данных.

Впоследствии в эту схему вносились некоторые изменения, не меняющие существа описанного выше принципа решения. В отношении структуры формул применительно к нашей задаче можно заметить, что поскольку мелкие донные наносы движутся в основном сальтацией, следовало бы ввести в параметры и гидравлическую крупность частиц. Однако отсутствие такого параметра компенсируется тем, что гидравлическая крупность для песков в диапазоне 0,2—1,0 мм приблизительно пропорциональна размерам песка.

Основные исследования задачи о предельной скорости можно разделить на две группы. Первая группа — это лабораторные опыты, проведенные преимущественно в СССР и обработанные в соответствии с изложенной выше схемой. К ним относятся уравнения И. И. Леви [100], В. С. Кнороза [85, 86], В. Н. Гончарова 1954 и 1962 гг. [43, 44], Г. И. Шамова [165], Ц. Е. Мирцхулава [113]. Следует заметить, что турбулентный характер движения в этих работах, за исключением последней, практически не нашел отражения.

Вторую группу составляют работы, в которых в качестве опытной основы использованы и натурные наблюдения. В эту группу следует отнести работы В. Н. Гончарова 1938 г. [42],

А. М. Латышенкова [98], Б. И. Студеничникова [140], а также Е. Лейна [103, 176], представившего свои результаты в функции от влекущей силы.

Характерным для первых трех работ второй группы является то, что они следуют уравнениям (4.1), но показатель степени при втором множителе не связывается прямо с изменением средней скорости по глубине потока. Так, Гончаров, как это видно из рис. 35, получил показатель степени непосредственно из опытных данных о связи предельных значений средней скорости потока с его глубиной. Показатель степени, по Гончарову, равен 0,2. Такой же показатель степени предложен Латышенковым для своей формулы. Заметим, что по точкам на рис. 35 можно с неменьшим успехом провести кривые с показателем степени 0,25, принятым в формуле Б. И. Студеничникова, рассматриваемой ниже.

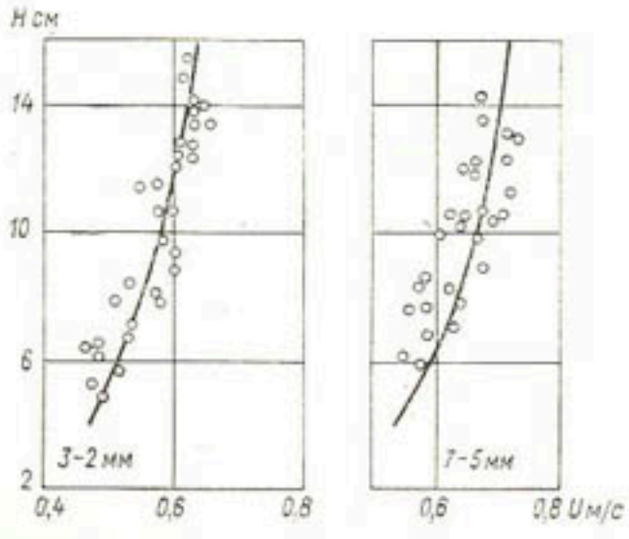


Рис. 35. Связь критических скоростей сдвига наносов на дне с глубиной потока по лабораторным опытам [42].

Влияние турбулентности. Интенсивность турбулентности оказывает прямое воздействие на предельную скорость; с уменьшением интенсивности предельная скорость должна увеличиться. Приводимые ниже данные показывают, что с увеличением потоков интенсивность турбулентности в них снижается.

На рис. 36 показаны изменения безразмерной дисперсии продольных пульсаций в лотках и трубах по глубине потока в зависимости от числа Рейнольдса по опытам Е. М. Минского и Рейхардта с водой и воздухом [111]. С увеличением числа Рейнольдса от $6\cdot10^3$ до $400\cdot10^3$ дисперсия наибольших продольных пульсаций близ дна уменьшается с 0,132 до 0,072, почти вдвое. Данные Ц. Е. Мирцхулава согласуются с вышеприведенными: дисперсия пульсации близ дна, отнесенная, так же как и в опытах Минского и Рейхардта, к наибольшей осредненной скорости, оказалась в лотке при $Re=3\cdot10^3$ равной 0,13—0,14, а в другом случае при $Re=90\cdot10^3$ равной 0,091 [113, с. 22, 32]. Во всех случаях опыты проводились с гладким дном.

Известны предположения, что число Рейнольдса не оказывает заметного влияния на интенсивность турбулентности. Однако в опытах Ж. Конт-Белло наибольшая дисперсия продольной пульсации близ стенки явно уменьшается с увеличением

числа Рейнольдса [94, рис. 27]. Такая же закономерность проявляется в опытах Б. А. Фидмана [149, рис. 16]. Мнения о независимости пульсаций являются, по-видимому, следствием рассмотрения их в небольшом диапазоне чисел Рейнольдса: в названных наблюдениях они изменяются до четырех раз, а в данных Минского — до 67 раз.

В описанных случаях число Рейнольдса не связано прямо с размерами потока. Интересно сопоставить результаты натурных наблюдений Д. И. Гринвальда на р. Турунчук при глубине 5,45 м [48] с опытами Е. М. Минского в лотке с зер-

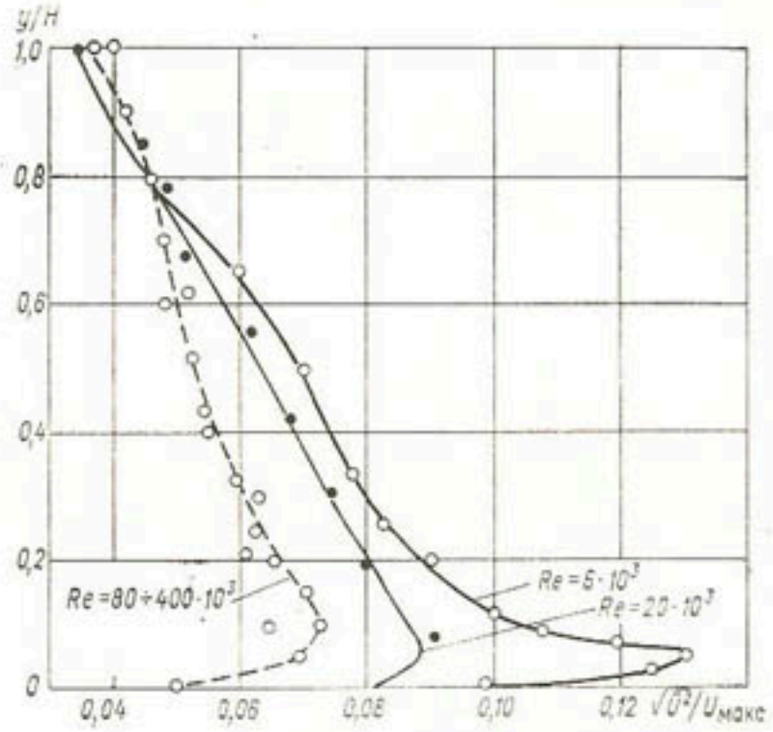


Рис. 36. Связь продольных пульсаций в потоке с числом Рейнольдса [111].

кальными стенками и дном при глубине воды 8 см [111]. Измерения (табл. 9), относящиеся к придонной области, сделаны на расстояниях $0{,}04H$ в реке и $0{,}05H$ в лотке. Относительная шероховатость в реке, по-видимому, несколько выше, чем

ТАБЛИЦА 9

Пульсационные характеристики потока в реке и лотке

	U см/с	$U_{макс}$ см/с	$U_д$ см/с	$\sigma_{U_{макс}}$	$\sigma_{U_д}$	σ_*
Лоток	25	30,5	16,4	0,09	0,17	2,3
Река	44	50,0	27,0	0,06	0,11	1,3

в лотке, но, как известно, ее влияние на пульсации невелико. В таблице приводятся средняя, наибольшая и придонная скорости (осредненные) и отношения дисперсии продольной скорости у дна к наибольшей по глубине, придонной и динамической скоростям в потоках.

Таблица показывает определенное увеличение интенсивности турбулентности в лабораторных лотках в сравнении с натурой. Типичный характер показателя турбулентности на р. Турунчук подтверждается их сходством с данными на другой реке — Зее [48]. На рис. 37 показано изменение отношений дисперсии продольной пульсации к осредненной местной скорости

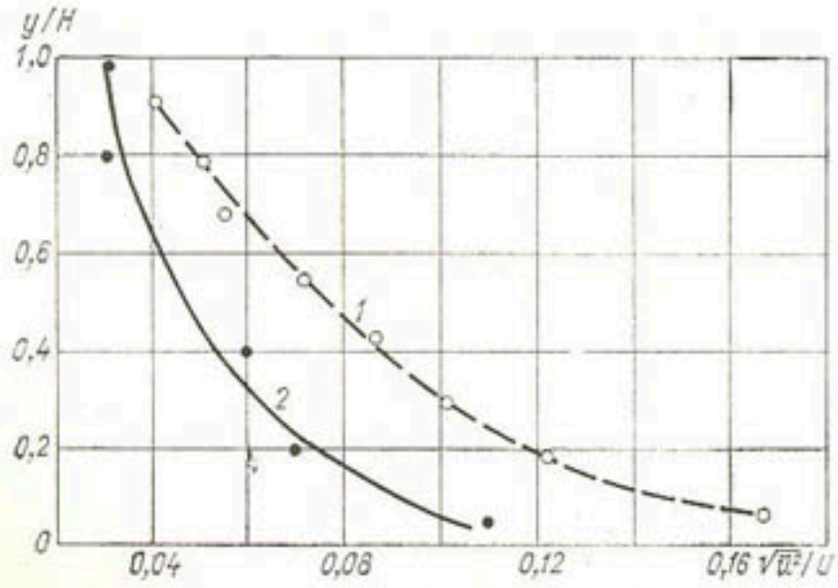


Рис. 37. Изменение отношения дисперсии продольной пульсации к местной осредненной скорости.

1 — в лотке [111], *2* — в реке [48].

по глубине потока — в лотке и в реке. Отмеченная связь турбулентности с размерами потока подтверждается другими исследованиями [119, 173, 179, 180].

Влияние ослабления интенсивности турбулентности с увеличением потока должно существенно сказаться на предельной скорости. Поскольку основным показателем размера руслового потока является его глубина, следует ожидать, что предельные скорости с увеличением глубины должны ощутимо расти.

Заметим, что в названных выше формулах первой группы показатели степени ($^1/_6$—$^1/_8$), полученные преимущественно путем лабораторных наблюдений, отражают слабое изменение скорости по глубине, то же относится к логарифмическим формулам. Между тем в песчаных руслах с их грядовой формой дна изменение скорости по глубине выражено более резко. По данным Г. В. Железнякова [59, с. 21], средний показатель

степени для рек близок к 1/4; такое же значение получено в среднем по данным для земляных каналов [10, с. 147]. В свете изложенного представляет интерес предложение Б. И. Студеничникова, основанное на большом количестве опытных данных, рассматриваемое ниже.

Данные Л. Л. Лиштвана [104]. Располагая большим количеством сведений о материале русел и размерах потока по створам рек в местах проектируемых мостовых переходов (304 объекта), он произвел простой, но эффективный опыт: расположил данные о средней скорости течения в зависимости от средних глубин с разбивкой по категориям крупности рус-

ТАБЛИЦА 10

Характеристики грунтов в натурных наблюдениях по Л. Л. Лиштвану

Категория	Характеристика	Значения d мм	
		крайние	средние
1	Тонкий иловатый песок	0,05—0,25	0,15
2	Мелкий песок и супесь	0,20—0,80	0,50
3	Средний песок и мелкий песок с гравием	0,50—1,50	1,00
4	Крупный песок и средний песок с гравием	1,00—4,00	2,50
5	Гравий с крупным песком	2,00—10,00	6,00
6	Мелкая галька с гравием и песком	5,0—25,0	15,00

ловых отложений согласно табл. 10. Режимы течения в реках соответствовали или приводились к паводочным расходам однопроцентной обеспеченности.

В результате для категорий крупности, приведенных в табл. 10, получен график, изображенный на рис. 38. Согласно обработанным опытным данным, скорости, соответствующие «динамическому» равновесию в паводок обеспеченностью 1 %, определяются следующей опытной формулой:

$$U_{дин} = 4{,}7 d^{0{,}28} H^{x}, \qquad (4.3)$$

где показатель степени при глубине изменяется от 0,43 для первой до 0,32 для шестой категории крупности.

Анализ опытных данных Лиштвана показывает, что для первых четырех песчаных категорий русел показатель степени при размере песка равен приблизительно 0,25. Относительно переменного показателя при глубине следует напомнить, что уравнение (4.3) относится к скорости вообще переменного значения и, по-видимому, с увеличением глубины потока увеличивается и отношение U/U_0.

Исходя из такого предположения, А. М. Латышенков [98] допускает, что при глубине 1 м скорость течения, по данным Лиштвана, «численно совпадает с неразмывающей скоростью». Для такого допущения нет оснований, так как метровая глубина не имеет каких-либо особых свойств по сравнению с любой другой.

Однако предположение об увеличении подвижности, определяемой отношением U/U_0, с увеличением глубины вполне оправдано. При сопоставлении формулы (4.3) с формулами для начала подвижности получается, что среднее превышение, по данным Лиштвана, над предельными скоростями составляет около 30 %.

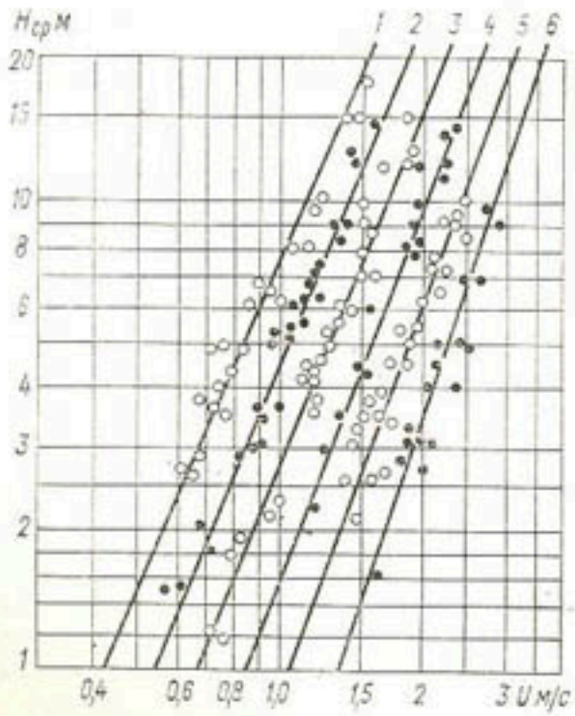


Рис. 38. Средние скорости динамического равновесия в реках по Л. Л. Лиштвану [104].

1—6 — категория грунта по табл. 10.

Если предположить, что в соответствии с этим средним значением от глубины 1 м до глубины 10 м скорости U/U_0 изменяются от 1,1 до 1,5, то опытные данные Лиштвана, приведенные к предельным по началу подвижности скоростям течения, можно приближенно описать уравнением

$$U_0 \approx Л (Hd)^{0{,}25}. \qquad (4.4)$$

Таким образом, приведенные данные вновь подтверждают правомерность более высокой степени зависимости предельной скорости от глубины потока, чем это получается по традиционным формулам.

Методика наблюдений. Опытное определение момента начала подвижности осложняется пульсациями, свойственными турбулентному режиму движения. Различают два состояния начала подвижности: начало подвижек или колебания отдельных частиц (по В. Н. Гончарову — момент, предшествующий началу подвижек) и начало массового движения частиц. Большинство исследователей принимают в качестве предельной скорость среднюю из двух, соответствующих двум указанным состояниям. Часть же рассматривает два состояния раздельно, рекомендуя, явно или неявно, скорость соответствующую второму состоянию, в качестве расчетной. Первая из этих предельных скоростей течения получила название непередвигающей $U_н$, а вторая — срывающей $U_р$.

Учет двух состояний начала подвижности сокращает влияние случайности, а принятие в качестве расчетного средней скорости между ними представляется правомерным. Важен, однако, вопрос об отношении скоростей течения при обоих состояниях.

В. Н. Гончаров [42, с. 160], ссылаясь на исследования Ф. Шаффернака и Н. М. Бочкова, предлагает принять отношение срывающей скорости к непередвигающей в пределах 1,34—1,50. Однако там же (с. 289) он принимает это отношение равным 1,3. Опытные данные, использованные им, соответствуют лишь первому состоянию. Позже это отношение Г. И. Шамов и А. М. Латышенков принимают равным 1,3, а В. Н. Гончаров (1954 г.) и Ц. Е. Мирцхулава равным 1,4.

Большую роль играют здесь состав песка, способы его укладки и субъективность оценки обоих предельных состояний. Однако значительное превышение второй предельной скорости над первой в опытах, на которые ссылается Гончаров, связано, по-видимому, с большой крупностью опытного материала; для мелких песков разница должна быть меньшей.

В. С. Кнороз [86], ссылаясь на свои опыты, проведенные преимущественно с песками, указывает, что первая предельная скорость ниже средней из двух менее чем на 10 % и соответственно менее чем на 10 % выше вторая предельная скорость. Отсюда можно предположить, что превышение второй предельной и средней из двух скоростей над первой равно соответственно 15—16 и 7—8 %.

Бóльшую ясность вносят данные лабораторных опытов С. К. Ревяшко [129]. В них определенно прослеживается увеличение превышения второй скорости над первой с увеличением крупности; это обстоятельство отражено в его формулах. В табл. 11 приводятся сведения о превышении второй предельной скорости над первой с изменением крупности материала.

ТАБЛИЦА 11

Превышение срывающей скорости над непередвигающей в опытах С. К. Ревяшко

Крупность, мм	Превышение	
	диапазон	среднее
0,19	1,16—1,36	1,23
0,32	1,15—1,30	1,24
0,60	1,32—1,37	1,34
1,00	1,41—1,45	1,43
1,50	1,34—1,41	1,37
2,50	1,44—1,53	1,50

Учитывая эти данные, для мелких и средних песков, встречающихся в каналах, следует принять из осторожности превышение второй предельной и средней скоростей наименьшим из полученных в опыте, а именно соответственно 15—16 и 7—8 %, что согласуется с данными В. С. Кнороза.

Здесь же следует упомянуть о двух возможных факторах предельной скорости: влияние на нее грядового строения русла и процесса установления самой скорости. При грядовом дне предельная скорость существенно уменьшается [87]. Значение предельной скорости, достигаемой путем ее постепенного увеличения, значительно больше, чем полученное при постепенном ее уменьшении [165].

Оба эти фактора выявлены опытами в специально созданных лабораторных и натурных условиях. Косвенным подтверждением второго фактора могут служить данные о различных предельных значениях транспортирующей способности и скорости, достигнутых в результате заиления и размыва в опытном канале близ г. Ташауза (см. гл. 3).

В натурных условиях равномерный режим, в том числе соответствующий предельному состоянию, строго никогда не соблюдается. Имеют место режимы, близкие к предельному: подпоры и спады, ветровые сгоны и нагоны — вследствие чего на дне возникают рябь и гряды даже при малых скоростях течения. Влияние гряд на предельную скорость ощутимо в лабораторных условиях при большой относительной их высоте, достигающей 20—40 % глубины и более. В натуре их высота и соответственно роль значительно меньше. Описываемые переходные режимы в натуре сводят на нет влияние указанных факторов, с ними нужно считаться в условиях эксперимента, но в натуре ими, как факторами величины предельной скорости, можно пренебречь.

Необходимо еще выяснить влияние степени разнородности песка на начало его подвижности. Выше (см. п. 2.5) отмечено, что взвешивание потоком песков естественного состава происходит без их отбора по крупности. Г. И. Шамов [165], анализируя опытные данные о расходе донных наносов, указывает, что при средней крупности разнородных наносов до 1—2 мм состав их может приниматься однородным.

В опытах В. С. Кнороза [88] установлено, что при размыве русла его отмостка не происходит, если соблюдается условие

$$\frac{d_к}{d_м} \leqslant 6,$$

где $d_к$, $d_м$ — средняя крупность отмостки и мелкой отмытой части песка.

Показатель однородности для естественных песков соответствует, по его же данным, приблизительно условию

$$\frac{d_{95}}{d_5} \leqslant 15,$$

где d_{95}, d_5 — крупность, мельче которой содержится 95 и 5 % в составе песка по весу. В это условие вписываются, как правило, все естественные пески аллювиального и эолового происхождения.

Объяснение такой, сравнительно малой их разнородности приводит А. К. Дюнин [55]: при массовых перемещениях песчаного материала, осуществляемого турбулентными потоками определенного диапазона по мощности (в применении к русловым потокам их можно назвать руслоформирующими — *С. А.*), его состав по крупности формируется таким образом, что мелкие фракции уносятся ветром (в речном потоке — во взвеси транзитом — *С. А.*), а крупные не участвуют в движении. Изложенное дает нам основание не производить различия между песками: однородными, применяемыми иногда в опытах, и естественными разнородными и пользоваться в обоих случаях в качестве основной характеристики их средним размером, определяемым обычным путем.

Правомерность такого решения подтверждается и другими данными. В сообщении И. Л. Розовского и др. на IV Всесоюзном гидрологическом съезде [132] есть указание, что полученные ими в лабораторных условиях зависимости для начала подвижек и скорости движения донных наносов средней крупностью 2 мм и разнородностью $d_{95}/d_5 < 100$ не отличаются от зависимостей В. Н. Гончарова для однородных грунтов без рекомендуемых им поправок на разнородность.

4.1.2. Формула для предельной скорости

Исходя из соображений, отличающихся от общепринятых, с некоторыми допущениями Б. И. Студеничников [140] получил следующую формулу для предельной скорости:

$$U_0 = 1{,}15 \sqrt{gd} \left(\frac{H}{d}\right)^{1/8}. \qquad (4.5)$$

Не вдаваясь в сущность теоретического обоснования формулы, отметим, что она охватывает широкий диапазон крупностей и данные лабораторных опытов и натурных наблюдений. Для конкретной оценки формулы пришлось пересмотреть ее опытную основу в части песчаных фракций с привлечением новых данных. Сводные материалы наблюдений, частично объединенные по сходным параметрам, представлены в табл. 12 и на рис. 39.

Большинство данных представлено средней скоростью U_0 и отдельные непередвигающей, срывающей или обоими предельными значениями. В опытах Ревяшко глубины, соответствующие предельным значениям скорости, не совпадают и их пришлось осреднить. Данные М. Р. Карапетян представляют ин-

ТАБЛИЦА 12

Опытные значения предельной скорости

H м	d мм	$U_н$ м/с	$U_р$	U_0	H м	d мм	$U_н$	$U_р$	U_0
Лабораторные									
1. В. Н. Гончаров [42]					6. М. Р. Карапетян				
					(САНИИРИ, 1975 г.)				
0,04	0,35	0,183			0,10	0,13			0,197
0,10	0,35	0,220			0,15	0,23			0,255
0,08	0,72	0,216			0,06	0,26			0,236
0,10	0,75	0,250							
0,10	1,33	0,240			**Натурные**				
0,10	1,50	0,298							
2. В. С. Кнороз [85]					7. Г. И. Трофимов [146]				
					р. Ока — средние глубины				
0,30	0,18			0,302	2,25	0,34			0,68
0,25	0,38			0,327	2,20	0,21			0,51
0,20	0,67			0,330	2,05	0,31			0,60
0,10	1,48			0,396	2,05	0,23			0,51
					2,00	0,29			0,64
3. С. К. Ревяшко [129]					1,85	0,21			0,60
0,12	0,19	0,243	0,304		р. Десна — средние глубины				
0,23	0,19	0,245	0,310		1,45	0,32			0,64
0,15	0,32	0,277	0,322		1,60	0,38			0,59
0,18	0,32	0,270	0,338		1,50	0,32			0,59
0,23	0,60	0,321	0,424						
0,12	1,00	0,318	0,447		8. Б. И. Студеничников [140]				
0,13	1,50	0,358	0,490						
4. Б. И. Студеничников [140]					р. Волга — с. Вязовые				
					8,20	0,67			0,85
0,12	0,20			0,262	5,55	0,98			1,03
0,24	0,20			0,297	5,13	0,64			0,99
0,28	0,20			0,312	6,52	0,80			0,96
0,34	0,20			0,312	6,85	0,41			0,86
0,11	1,50			0,411					
0,08	1,50			0,364					
0,06	1,50			0,340	р. Волга — ст-ца Вольская				
5. Ц. Е. Мирцхулава [113]					13,10	0,61			1,00
					18,50	0,51			1,34
0,06	0,12		0,24		11,20	0,42			0,84
0,06	0,37		0,24						
0,06	0,75		0,28		9. Е. Лейн [176]				
0,06	1,50		0,36						
0,06	2,50		0,42		1,00	0,25			0,47
					1,00	1,00			0,56

терес ввиду малых значений крупности, часто встречающихся в каналах.

На график нанесены точки, соответствующие средним значениям предельной скорости: для приведения к ним применялись коэффициенты, принятые авторами: срывающая скорость выше непередвигающей у Гончарова (1938) на 30 %, у Мирцхулава на 40 %. Натурные значения предельной скорости рассматриваются как средние.

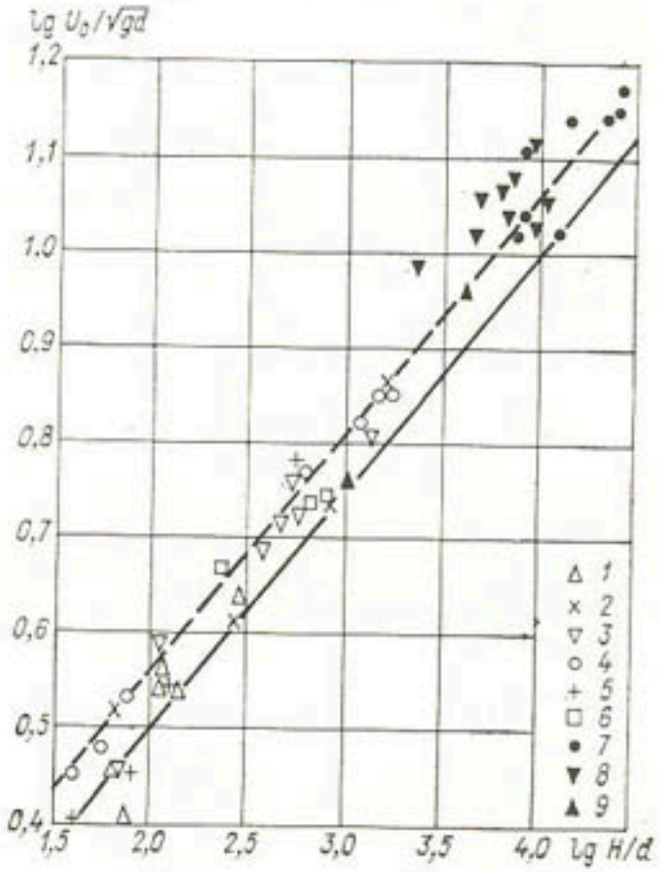


Рис. 39. Предельные скорости начала подвижности.

1—9 — см. табл. 12.

Отдельно следует рассмотреть материалы натурных наблюдений, содержащие большей частью косвенные данные. По р. Волге Б. И. Студеничников использовал гидрологические ежегодники, из которых были выбраны наблюдения в периоды минимальных меженных расходов, исходя из предположения об отсутствии движения гряд в эти периоды. В основу расчета приняты значения средней скорости на вертикалях с наибольшей глубиной и значения средней крупности донных наносов. Значения скорости затем уменьшены с учетом того, что в потоке содержались наносы (в среднем 30—40 г/л), влияющие на

увеличение предельной скорости. Путем применения собственной эмпирической формулы связи предельной скорости с мутностью скорости течения, отнесенные к чистой воде, были снижены Студеничниковым на 10—19 %.

Такой метод, несмотря на всю его условность, привел, однако, к результатам, заслуживающим внимания. Сопоставление его данных со сведениями о движении натурных гряд при малых числах Фруда, описываемыми ниже, показывает, что значения скоростей течения, полученные Студеничниковым, близки к предельным. Это подтверждается и сопоставлением его данных с более надежными данными Г. И. Трофимова [146].

Г. И. Трофимов приводит материалы наблюдений экспедиции ЛИИВТ на перекатах рек в периоды постоянства отметок уровней воды и дна и скоростей течения в межень, что свидетельствовало о наличии режима, близкого к предельному по началу размыва. В защиту такого предположения приводятся следующие соображения: «На перекатах рек, подверженных обычным периодическим деформациям, на спаде паводка обычно наблюдается явление размыва. С прохождением паводка явление это ослабевает и в межень на перекатах (при условии постоянства горизонта воды) обычно наблюдается состояние равновесия дна или незначительные его деформации.

Сам факт изменения отметок дна на перекатах с изменением горизонтов воды говорит о наличии в межень... при стабильных горизонтах воды состояния дна, близкого к предельному равновесию, когда расход донных наносов близок к нулю. Учитывая..., что расход наносов пропорционален скорости в четвертой степени, можно сделать вывод, что если на рассматриваемом перекатном участке реки в межень имеются стабильные отметки дна и водной поверхности, то скорости потока... близки к неразмывающим скоростям». В защиту доводов Трофимова добавим, что маловероятно и поступление в межень на перекаты транзитных наносов из вышележащих плесов с их повышенной глубиной и пониженными скоростями течения.

В качестве натурных наблюдений использованы и обобщенные данные Е. Лейна [176], подсчитанные по его кривой предельного состояния для чистой воды. Подсчеты произведены для средних крупностей песка 0,25 и 1 мм при глубине потока 1 м и коэффициентах шероховатости около 0,0245. Основанием для этих параметров послужило то, что опытной основой в этой области были преимущественно натурные наблюдения Фортье и Скобея, сделанные при глубинах, близких к 1 м, а коэффициент шероховатости принят тот же, что применил Лейн при обработке им данных СССР в этой области крупностей.

Из рис. 39 видно, что предельные скорости по натурным наблюдениям значительно выше, чем по опытам в лабораториях.

Этот факт известен в литературе [176, 113]. Е. Лейн приводит ряд возможных причин такого расхождения, из которых называет в качестве первой наличие в «чистой» речной воде ничтожного количества мельчайшей глинистой или коллоидной взвеси. По-видимому, здесь оказывает влияние комплекс факторов, действующих в натурных условиях. Во всяком случае факт превышения предельной скорости в условиях натуры, подтверждаемый другими исследователями, не вызывает сомнения.

Штриховая прямая на рис. 40 соответствует уравнению (4.5). Как видно из графика, опытные данные в целом подтверждают принятую зависимость, необходимо лишь скорректировать численный коэффициент в ней. Вообще целесообразно из осторожности провести обобщающую линию не по середине опытных точек, а ниже, как огибающую для основной их части. Такой огибающей оказалась сплошная линия, проведенная на чертеже по соображениям, приводимым ниже (см. п. 4.1.3).

Поскольку в уравнение (4.5) входит глубина, возникает вопрос о способе его применения в расчетах. Согласно рекомендациям Студеничникова, для получения средней скорости течения в русле необходимо скорость по формуле (4.5) умножить на коэффициент, меньший единицы, зависящий от отношения ширины канала по дну к его глубине и от заложения откосов. Значения этого коэффициента заключаются в пределах 0,7—0,9; для его определения даны график и формула.

Такой переход носит искусственный характер, а рекомендации основаны на опытах частного значения. Целесообразно применить здесь общепринятую в гидравлике характеристику — гидравлический радиус и заменить им глубину в формуле для предельной скорости. Заметим кстати, что точки, полученные Трофимовым, относятся к средним глубинам, которые в больших руслах практически равны гидравлическим радиусам.

4.1.3. Минимальная предельная скорость и сравнение формул

Все исследователи, начиная с М. А. Великанова [33], сходятся в том, что при крупности песка около 0,2 мм и мельче предельная скорость не уменьшается [82, 85, 98, 140] или даже увеличивается [165, 113, 80], причем последнее объясняется действием сил сцепления, возникающих с уменьшением размера частиц. Судя по данным второй группы исследований, минимум предельной скорости устанавливается приблизительно при крупности 0,2 мм, что и примем за основу в последующем изложении.

Существование нижнего предела скорости начала подвижности определяется еще следующим обстоятельством. Толщина вязкого подслоя, малая по сравнению с размерами крупного и среднего песка, становится при предельной скорости для мелкого песка соизмеримой с его размерами. В результате мелкий песок и более мелкие частицы оказываются в пределах вязкого подслоя, что и является основным препятствием их подвижности.

Толщина вязкого подслоя определяется, как известно, следующим числом Рейнольдса [167]:

$$N = \frac{v_* \delta}{\nu}, \qquad (4.6)$$

где $v_* = \sqrt{ghi}$ — динамическая скорость; δ — толщина вязкого подслоя; ν — кинематический коэффициент вязкости. Число N по данным различных исследователей принимается равным от 4 (М. А. Мостков) до 12 (Никурадзе). Наиболее его строгое определение выполнила, по-видимому, Ж. Конт-Белло [94]; согласно ее данным, N=6.

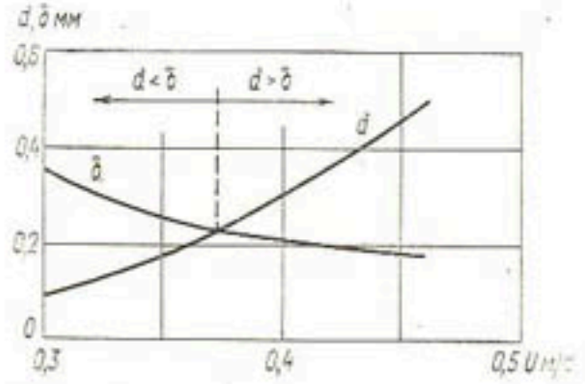


Рис. 40. Связь размера песка с толщиной вязкого подслоя в предельном режиме начала подвижности (для глубины 1 м).

В следующей главе показано, что скорости начала подвижности частиц данной крупности соответствует одно постоянное значение динамической скорости v_* независимо от глубины. Для наименьшей предельной скорости, соответствующей крупности 0,2 мм, это значение, определенное в соответствии с коэффициентом шероховатости для мелкопесчаных русел, равно 2,48 см/с.

Приняв N=6 и кинематическую вязкость $\nu = 0{,}01$ см²/с, получим

$$\delta = \frac{6.0 \cdot 0{,}01}{2{,}48} = 0{,}024 \text{ см, или } 0{,}24 \text{ мм.}$$

Для предельной скорости, соответствующей прекращению взвешивания по формуле (2.4), толщина вязкого подслоя будет еще больше: $\delta = 0{,}29$ мм. На рис. 40 показано изменение толщины вязкого подслоя в связи с изменением крупности песка в предельных режимах: левее точки пересечения обеих кривых создаются условия для прекращения подвижности.

Минимальная предельная скорость имеет для каналов важное самостоятельное значение, так как во многих случаях каналы прокладываются в грунтах или в них движутся по дну наносы средней крупностью 0,2 мм и мельче. Кроме того, выяснение наименьшей предельной скорости для несвязных грунтов может быть использовано для уточнения коэффициента в общей формуле предельной скорости.

Рассмотрим для сравнения значения минимальной предельной скорости или предельной скорости для средней крупности песка 0,2 мм при глубине 1 м по ряду формул. Условимся считать в качестве предельной среднюю из двух скоростей, соответствующих предельным состояниям, описанным выше,

$$U_0 = \frac{U_н + U_р}{2}. \qquad (4.7)$$

Минимальная предельная скорость по формулам. В. Н. Гончаров одним из первых в нашей стране организовал опытные наблюдения начала подвижности и обобщил их в работе 1938 г. [42]. Наименьшая средняя крупность частиц песка, рассмотренных им, была 0,35 мм. Полученная на основе опытных данных его «уточненная» формула имеет следующий расчетный вид:

$$U_н = 3{,}0H^{0{,}2}(d + 0{,}0014)^{0{,}3}. \qquad (4.8)$$

Здесь и ниже размеры, кроме оговоренных случаев, даны в метрах.

Преимуществом формулы (4.8) является учет предельной скорости, ниже которой остаются неподвижными частицы любой малой крупности. Подсчет по этой формуле для частиц нулевой крупности и крупности 0,2 мм дал значения непередвигающей скорости соответственно 0,42 и 0,43 м/с. Примем первое значение с увеличением для перехода к средней предельной скорости согласно предложению Гончарова 1938 г.

$$U_{01} = 0{,}42 \cdot 1{,}15 = 0{,}48 \text{ м/с}.$$

Поздняя формула Гончарова [43, 44]

$$U_н = 1g\frac{8{,}8H}{d}\sqrt{\frac{2g(\gamma_т - \gamma)d}{3{,}5\gamma}} \qquad (4.9)$$

дает неоправданно малое значение непередвигающей скорости: $U_{н1} = 0{,}20$ м/с, а с переходом к средней предельной скорости по коэффициенту перехода 1954 г.

$$U_{01} = 0{,}20 \cdot 1{,}20 = 0{,}28 \text{ м/с}.$$

В. С. Кнороз впервые провел опыты с мелкими песками [85, 86]. В работе 1958 г. имеются указания, что приводимые данные и формулы относятся к скорости, осредненной из двух, соответствующих двум предельным состояниям. Для песка размером 0,25 мм и мельче предложена формула

$$U_0 = \frac{90d^{0{,}05}R^{1/6}}{\sqrt{7{,}5 + R^{1/6}}}. \qquad (4.10)$$

Здесь U_0 в см/с, размеры частиц и гидравлический радиус — в сантиметрах. В отличие от других формул, в (4.10) введен вместо глубины гидравлический радиус, что при гладких стен-

ках лотка вряд ли целесообразно. Для крупности 0,2 мм и гидравлического радиуса 1 м $U_{01} = 39{,}4$ см/с. Согласно сообщению Кнороза, эту величину можно считать близкой к данным зарубежных исследователей: Куроши, Ли, Шильдса.

Формула И. И. Леви 1957 г. [100], основанная на данных В. С. Кнороза, близка по виду к его формуле (размеры в сантиметрах)

$$U_0 = \frac{100R^{1/6}}{\sqrt{7{,}5 + R^{1/6}}}. \qquad (4.11)$$

Скорость, подсчитанная по ней, составила 0,54 м/с и оказалась наивысшей из всех рассмотренных.

Г. И. Шамов (1954, 1959 гг.) на основе анализа опытных данных предложил следующую расчетную формулу [165]:

$$U_н = 4{,}6\sqrt{d}\left(\frac{H}{d}\right)^{1/6}. \qquad (4.12)$$

Для предельной, срывающей скорости коэффициент в формуле увеличивается на 30 %. Соответственно для крупности 0,2 мм получено значение

$$U_{01} = \frac{0{,}27 + 0{,}35}{2} = 0{,}31 \text{ м/с}.$$

А. М. Латышенков (1960) предложил для средней предельной скорости формулу

$$U_0 = 1{,}6\sqrt{gd}\left(\frac{H}{d}\right)^{0{,}2}. \qquad (4.13)$$

При обосновании формулы он не делает ссылок на привязку к придонной скорости потока. Показатель степени при глубине принят таким же, что и у В. Н. Гончарова 1938 г. Значение предельной скорости $U_{01} = 0{,}39$ м/с.

Ц. Е. Мирцхулава [113], приняв за основу для несвязных грунтов вид формулы В. Н. Гончарова 1954 г., вносит, однако, в нее коррективы для учета воздействия мгновенной максимальной пульсационной скорости и сил сцепления, растущих с уменьшением размера частиц; коэффициенты, учитывающие названные факторы, будут соответственно:

$$n = 1 + \frac{d}{0{,}00005 + 0{,}3d},$$

$$C_ц = \frac{175}{10^{10}d}.$$

Для определения предельной неразмывающей скорости служит формула

$$U_0 = 1g\frac{8{,}8H}{d}\sqrt{\frac{2g(\gamma_т - \gamma)d}{0{,}44\gamma_т n} + 2C_ц}. \qquad (4.14)$$

Размеры в формуле (4.14) и входящих в нее коэффициентах выражены в метрах. Предельная скорость для крупности 0,2 мм, взятая из таблицы [113, с. 48], равна 0,39 м/с.

Формула С. К. Ревяшко [129] основана на предположении о прямой связи предельной скорости со средней придонной скоростью обтекания частиц, которая определялась им непосредственно. Переход от придонной к средней скорости потока осуществляется в логарифмической форме. В результате обработки своих опытных данных Ревяшко получил две формулы (для непередвигающей и для срывающей скоростей течения в м/с):

$$U_н = (0{,}061 + 48{,}2d)\lg\frac{12{,}3H}{d}, \qquad (4.15)$$

$$U_р = (0{,}071 + 81{,}4d)\lg\frac{12{,}3H}{d}. \qquad (4.16)$$

Средняя скорость из двух, подсчитанных по этим формулам,

$$U_{01} = \frac{0{,}34 + 0{,}42}{2} = 0{,}38 \text{ м/с}.$$

Результаты подсчетов сведены в табл. 13. Значительные, до 36 %, отклонения от средней, естественно, затрудняют возможность их уверенного применения в практике. Вместе с тем можно заметить, что половина данных заключается в узких пределах: 0,38—0,39 м/с.

ТАБЛИЦА 13

Значения наименьшей предельной неразмывающей скорости при глубине 1 м

Автор	см/с	Автор	см/с
В. Н. Гончаров, 1938 г.	48	Г. И. Шамов, 1954 г.	31
В. Н. Гончаров, 1954 г.	28	А. М. Латышенков, 1960 г.	39
В. С. Кнороз, 1958 г.	39	Ц. Е. Мирцхулава, 1960 г.	39
И. И. Леви, 1957 г.	54	С. К. Ревяшко, 1958 г.	38
		Среднее	39,5

Минимальная предельная скорость по исходным опытным данным. Более надежную информацию можно получить путем прямого изучения данных лабораторных опытов. Для этой цели рассмотрим материалы В. Н. Гончарова, В. С. Кнороза, С. К. Ревяшко, Ц. Е. Мирцхулава и Б. И. Студеничникова.

Метод обработки принят следующий: отбираются данные опытов, проведенных с песками крупностью, близкой к 0,2 мм и приводятся к глубине 1 м с помощью нескольких типичных формул. При отборе наблюдений предпочтительными считаются опыты, проведенные при больших глубинах, и группы опытов со

ТАБЛИЦА 14

Опытные значения наименьшей предельной скорости, приведенные к глубине 1 м

Автор опытов	Опытные значения		Предельная скорость (см/с) по формулам				
	$H_{оп}$ см	$U_{оп}$ см/с	(4.5)	(4.13)	(4.12)	(4.11)	(4.9)
В. Н. Гончаров, 1938 г.	10	23,6	41,9	37,4	34,7	29,4	30,1
В. С. Кнороз, 1958 г.	56	34,8	40,3	39,2	38,3	36,7	36,8
С. К. Ревяшко, 1958 г.	23	27,8	40,2	37,3	35,6	32,0	32,2
Ц. Е. Мирцхулава, 1960 г.	6	20,5	41,4	36,0	32,8	26,8	27,8
Б. И. Студеничников, 1964 г.	34	31,2	40,9	38,7	37,3	34,4	34,7
Среднее			40,9	37,7	37,3	31,9	32,3
Наибольшее расхождение, %			2,4	4,5	8,1	16,0	13,9

сходными результатами. При отсутствии или ненадежности отдельных опытных данных искомое опытное значение скорости определяется по формуле автора опытов для наибольшей из глубин, при которых проводились опыты. Подсчеты сделаны в соответствии с оценками и переходными коэффициентами, принятыми исследователями.

Из числа типичных формул, примененных для приведения к метровой глубине, наиболее приемлемой будет та, по которой получатся наименьшие расхождения результатов. Для экстраполяции до глубины 1 м выбраны формулы Б. И. Студеничникова, А. М. Латышенкова, сходная по структуре с формулой В. Н. Гончарова 1938 г., И. И. Леви 1957 г., близкая к формуле В. С. Кнороза, Г. И. Шамова и В. Н. Гончарова 1954 г., логарифмическая.

Если обозначить глубину в опыте $H_{оп}$, глубину 1 м H_1, предельную скорость в опыте $U_{оп}$ и скорость, приведенную к метровой глубине, U_1, то для экстраполяции, например, по формуле Б. И. Студеничникова будет служить следующее выражение:

$$U_{01} = U_{оп}\left(\frac{H_1}{H_{оп}}\right)^{1/4}. \qquad (4.17)$$

Соответствующим образом производятся экстраполяции и по другим формулам.

При выбранном методе обработки и оценки результатов важно обеспечить объективный отбор исходных данных; способы и результаты отбора приводятся ниже.

В опытных данных В. Н. Гончарова [42] наименьшая средняя крупность песка равна 0,35 мм; опыты проводились с ним

при глубинах 4 и 10 см. Предельная непередвигающая скорость при глубине 10 см равна 22,0 см/с. Применив закономерность уравнения (4.8), получим, что предельная непередвигающая скорость для нулевой крупности должна равняться 20,5 см/с; увеличив скорость для перехода к средней на 15 %, получим 23,6 см/с.

Согласно графику [86, с. 71], опыты В. С. Кнороза с наименьшей крупностью 0,164 мм велись при гидравлических радиусах до 0,23 м, причем при $R \geqslant 0{,}20$ м наблюдается значительный разброс точек. Для расчета приняты данные, соответствующие $R = 0{,}20$ м, что при ширине лотка 0,625 м соответствует глубине 0,56 м. Для этого значения гидравлического радиуса и соответствующей ему глубины скорость, подсчитанная по формуле (4.10), будет 34,8 см/с.

Из данных С. К. Ревяшко [129] взяты осредненные параметры из четырех опытов со средней крупностью 0,19 мм при средней глубине 23 см. Предельная скорость при этих параметрах 0,278 м/с принята для расчетов.

В книге Ц. Е. Мирцхулава [113, с. 33] приводятся данные о предельной размывающей скорости при глубине 6 см. В диапазоне средних размеров 0,12—0,37 мм средняя скорость сохраняется равной 0,24 м/с. Принято превышение срывающей скорости над непередвигающей 40 %; соответственно получена средняя предельная скорость

$$U_{оп} = 24 \frac{1{,}2}{1{,}4} = 20{,}5 \text{ см/с}.$$

Из представленных Б. И. Студеничниковым [140, с. 34] девяти опытов со средней крупностью 0,2 мм два опыта проведены с близкими глубинами и показали сходные значения средней предельной скорости: $H_{оп} = 34$ см, $U_{оп} = 31{,}2$ см/с; эти значения приняты для расчетов.

Результаты подсчетов с помощью формул приведения вида (4.17) сведены в табл. 14. Наименьшее отклонение отдельных вычисленных значений предельной скорости от средних показывает формула (4.5). Далее отклонения растут с уменьшением показателя степени при глубине, велико отклонение и по логарифмической формуле (4.9) В. Н. Гончарова.

Хорошее сходство опытных данных, приведенных к глубине 1 м, по формуле (4.5) служит, с одной стороны, подтверждением правомерности такого вида зависимости, а с другой — свидетельством высокого качества исходных опытных данных, добытых разными исследователями.

Однако среднее значение минимальной предельной скорости 40,9 см/с несколько завышено вследствие того, что, как показано в п. 4.1.1, действительный интервал между непередвигающей и срывающей скоростями для песков меньше, чем это принято большинством исследователей. Приводимые ниже данные

позволяют внести необходимый коррективв значение предельной скорости.

Минимальные непередвигающие скорости и расчетные формулы. В табл. 14 данные наблюдений приведены к скорости, средней между двумя состояниями. Рассмотрим эти же данные в другом варианте — приведем их к первому предельному состоянию — началу подвижек отдельных частиц. В этом случае ценно, что по двум из пяти рассматриваемых объектов имеются результаты прямых наблюдений начала подвижек.

В табл. 15 приведение к глубине 1 м выполнено лишь по формуле (4.5). Пересчеты от средней скорости к непередвигающей сделаны в согласии с авторами наблюдений. Расчеты вновь подтверждают сходство в данном случае сведений о непередвигающей скорости, особенно полученных прямыми наблюдениями: наибольшее расхождение отдельных данных от их среднего составляет 3,9 %, а по прямым наблюдениям — лишь 1,4 %.

ТАБЛИЦА 15

Опытные значения минимальной непередвигающей скорости, приведенные к глубине 1 м

Автор опытов	Опытные значения		$U_{н1}$ см/с	Основание
	H см	$U_н$ см/с		
В. Н. Гончаров, 1938 г.	10	20,5	36,5	Прямые наблюдения
С. К. Ревяшко, 1958 г.	23	24,5	35,5	То же
В. С. Кнороз, 1958 г.	56	32,2	37,4	Пересчет
Ц. Е. Мирцхулава, 1960 г.	6	17,2	31,8	То же
Б. И. Студеничников, 1964 г.	34	27,1	35,7	»
Среднее			36,0	

Результаты анализа, сведенные в табл. 15, повторно подтверждают правомерность формулы вида (4.5) и устанавливают практическое сходство различных данных о предельной скорости, что позволяет принять их в качестве основы для назначения численного коэффициента в расчетной формуле.

Согласно табл. 15, в качестве минимальной непередвигающей скорости для глубины 1 м можно принять 0,36 м/с, и тогда формула для минимальной непередвигающей скорости будет (в м/с)

$$U_{н.\,мин} = 0{,}36 R^{1/4}. \tag{4.18}$$

Приняв это же значение численного коэффициента за основу для общей формулы непередвигающей скорости, можно написать

$$U_н = 0{,}97 \sqrt{gd} \left(\frac{R}{d}\right)^{1/4}. \tag{4.19}$$

Скорость, средняя по началу подвижности между непередвигающей и срывающей, получится путем умножения на коэффициент 1,07

$$U_0 = 1{,}04\sqrt{gd}\left(\frac{R}{d}\right)^{1/6}. \qquad (4.20)$$

Минимальная средняя скорость (в м/с) по началу подвижности будет соответственно

$$U_{0\,\text{мин}} = 0{,}385R^{1/6}. \qquad (4.21)$$

Выше отмечалось, что линия, обобщающая опытные данные о предельной скорости, должна проходить не по середине опытных точек, а быть их огибающей. Сплошная линия, проведенная на рис. 39, согласно формуле (4.20), и является такой огибающей.

Результаты, выраженные в формулах (4.18)—(4.21), получены преимущественно на основе лабораторных данных. Отмеченное выше превышение предельной скорости в натурных условиях против лабораторных можно оценить, согласно имеющимся материалам, приблизительно до 10 %. Недостаток надежных данных не позволяет уверенно рекомендовать реализацию этого фактора, что, однако, не исключает возможности его учета в опытном порядке.

4.2. Грядовое движение в каналах

4.2.1. Общие сведения

Вопросы русловых деформаций, одной из форм которых является грядовое движение, составляют предмет многих исследований; имеются работы по их обзору и анализу [128, 69]. В основном эта литература посвящена образованию и движению русловых форм в реках и в лабораторных условиях.

В систематизации, данной Н. Е. Кондратьевым и И. В. Поповым [93, 128], речные русловые формы делятся на две основные категории: малые — микроформы и крупные — мезо- и макроформы. Первые — мелкие массовые песчаные гряды — связаны с макротурбулентностью потока и расходом наносов, вторые же отражают комплекс гидроморфологических условий, определяющих формы речного русла и тип руслового процесса.

Микроформы, связанные с гидравликой потока, перестраиваются в соответствии с изменениями гидравлической обстановки, но перестройка по ряду причин отстает, происходит неравномерно, отчего в русле сохраняются формы разных порядков. Мезоформы — побочни и одиночные крупные гряды, соизмеримые с размерами потока — перестраиваются лишь в годовом цикле, их формирование прямо связано с периодически повторяющимся паводковым нарастанием расходов естественных рек.

ТАБЛИЦА 16

Высота гряд по наблюдениям и расчету

Объект	H м	$h_г$ см	$h_г$ расч.
Канал Кызкеткен, 1952 г., САНИИРИ	3,2	25	26,0
Каракумский канал, 1976 г., ГГИ	4,1	24 ÷ 36	30,7
Канал Кзылкум, 1978 г., головной участок, МГМИ	3,8	48	29,2
То же, 1978 г., пик 70, САНИИРИ	3,5	16	27,7
Канал Шават, 1978 г., головной участок, ГГИ	3,0	30	25,0
То же, 1978 г., участок у г. Ургенч, САНИИРИ	2,6	10	22,7
Лоток [165]	0,4	7	6,5

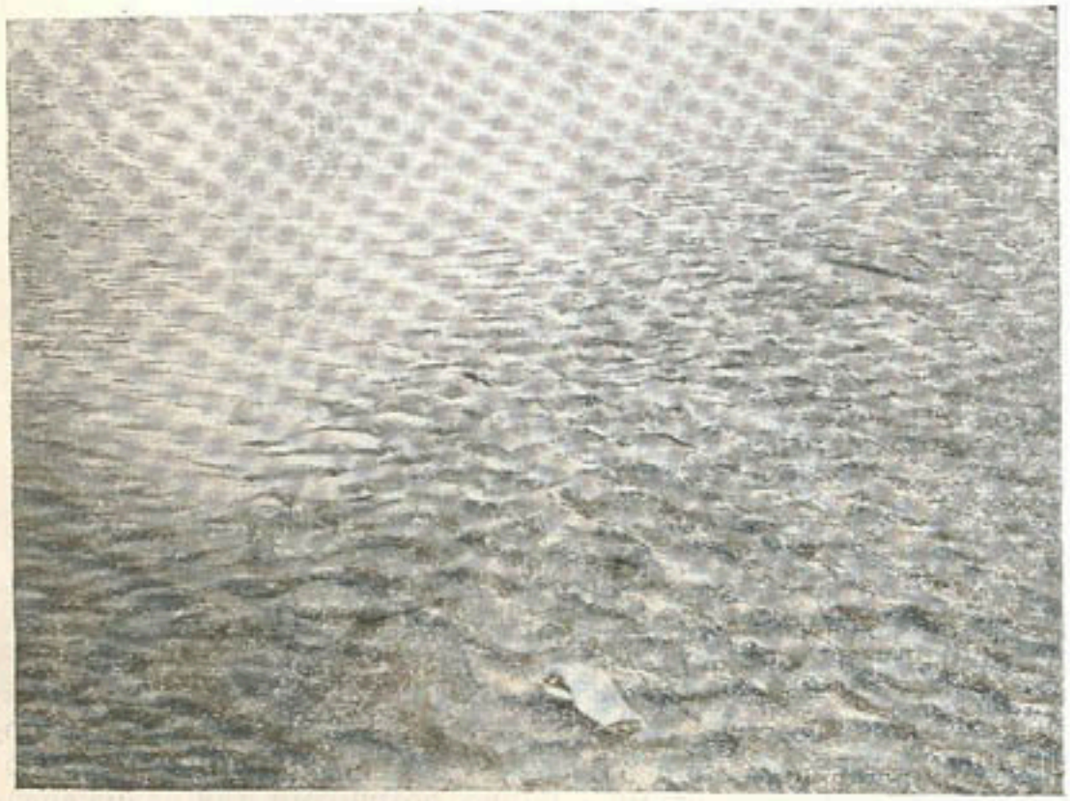


Рис. 41. Донные гряды в большом канале.

В отличие от рек, каналы имеют правильные формы в плане и поперечном сечении, движение в них в основном установившееся, плавноизменяющееся и близкое к равномерному, изменения расходов осуществляются постепенно. Соответственно

в каналах движение донных наносов происходит при скоростях течения, превышающих или близких к предельным по началу подвижности, лишь в виде мелких массовых гряд — микроформ. На рис. 41 и 42 показаны фотоснимки дна большого и малого оросительных каналов в бассейне р. Амударьи с характерными формами гряд.

Иллюстрацией сказанному является действующий в низовьях Амударьи канал Шават с расходами, достигающими 150 м³/с,



Рис. 42. Донные гряды в малом канале.

насчитывающий полуторавековую историю своего существования. Канал, не заиляющийся и не размывающийся на протяжении десятков километров, сохраняет свою форму в плане и поперечном сечении; слабо выраженные русловые формы наблюдаются лишь за поворотами в плане, обычными для неинженерных каналов. Сведения о нем приводятся в гл. 6.

Снимок на рис. 41 сделан участниками экспедиции САНИИРИ на канале Шават после его опорожнения в 1978 г. Дно канала сложено из мелких гряд средней высотой 3—5 см и наибольшей до 10 см. На протяжении участка канала длиной 2 км крупные формы не обнаружены. На головном участке

канала с более крупным составом отложений высота гряд достигает 30 см.

На поверхности гряд в крупных каналах и реках иногда наблюдаются движущиеся мелкие образования такой же формы, которые называют иногда рифелями. Их существование отдельные исследователи связывают не с гидравликой потока, а лишь с размерами песка [69, с. 27]. Влияние рифелей, по-видимому, несущественно для размеров гряд и расхода донных наносов в натуре. Однако независимые от гряд условия их образования могут исказить явления при моделировании русловых процессов.

4.2.2. Расход донных наносов

Расход донных наносов определяется скоростью их движения и размерами гряд. О скорости движения гряд имеются данные, основанные на лабораторных наблюдениях, но ограниченная их опытная основа и несходство результатов по различным сообщениям затрудняют их применение. Важным обобщением явилось сообщение Д. Кондэпа и Р. Гардэ [174], основанное преимущественно на лабораторных наблюдениях при крупности песка 0,18—1,3 мм и глубинах до 1 м. Скорость движения гряд, согласно этим наблюдениям, выражается формулой

$$\frac{c_г}{\sqrt{gH}} = 0{,}021\left(\frac{U}{\sqrt{gH}}\right)^4, \qquad (4.22)$$

где $c_г$, U — скорости движения гряд и воды; H — глубина.

К сожалению, в опубликованных материалах содержатся лишь отдельные натурные данные при небольшой глубине. Ценным в этом отношении является обобщение большого количества натурных наблюдений, сделанное в работе Б. Ф. Снищенко и В. Д. Копалиани [139]. Ими получено уравнение

$$\frac{c_г}{\sqrt{gH}} = 0{,}019\left(\frac{U}{\sqrt{gH}}\right)^{3,9}, \qquad (4.23)$$

т. е. той же структуры, но с несколько иными численными параметрами. Невысокая корреляционная связь обеих формул с опытными данными — наименьшая и наибольшая скорости движения гряд при малых значениях чисел Фруда различаются до десяти раз — дает основание объединить их и представить в следующем виде:

$$\frac{c_г}{\sqrt{gH}} = 0{,}020\left(\frac{U}{\sqrt{gH}}\right)^4. \qquad (4.24)$$

Расход наносов в объемном выражении [в м³/(с·м)] получится, если принять, согласно [139], «полноту» гряд равной 0,6,

$$q_т = 0{,}012 h_г \frac{U^4}{(gH)^{1,5}}, \qquad (4.25)$$

где $h_г$ — высота гряд, м.

Приняв массу 1 м³ равной 1500 кг и заменив ускорение свободного падения его численным выражением, получим [в кг/(с·м)]

$$q_т = 0{,}6 h_г \frac{U^4}{H^{1{,}5}}. \qquad (4.26)$$

На высоту гряд, согласно наблюдениям, влияют скорость течения и глубина воды. Высота гряд растет с увеличением отношения U/U_0 по одним данным [69] до полутора—двух раз, а по другим [165] — лишь на 15—40 %. Высота гряд меньше для мелких песков, обычно встречающихся в каналах. Оперируя с осредненными данными, мы, по-видимому, допускаем возможность отклонений в каждую сторону до 12—15 %.

Согласно лабораторным данным [62] и некоторым натурным наблюдениям [69], относительная высота гряд уменьшается с увеличением глубины в следующей пропорции:

$$\frac{h_г}{H} = \frac{K}{H^{0{,}3-0{,}33}}. \qquad (4.27)$$

Зависимость вида (4.27) подтверждается данными о высоте гряд в естественных руслах. Для ее проверки из работы [139] взяты сведения о наименьшей относительной высоте гряд в сопоставлении с наибольшими глубинами и получены два корреляционных уравнения для двух довольно тесно расположенных групп точек:

$$h_г \approx 0{,}12 H^{2/3}, \qquad (4.28)$$

$$h_г \approx 0{,}21 H^{2/3}. \qquad (4.29)$$

Первая группа точек больше подходит к каналам с их малыми грядовыми формами. Таким образом, уравнение (4.28) приемлемо для приближенных расчетов расхода донных наносов в каналах.

Формула (4.28) подтверждается отдельными наблюдениями на каналах и в лабораторных условиях, приведенных в табл. 16.

Внеся в (4.26) выражение для высоты гряд, получим [в кг/(с·м)]

$$q_т = 0{,}084 \frac{U^4}{H^{2/3}}. \qquad (4.30)$$

Для предстоящих сравнений приведем средние параметры натурных наблюдений, послуживших основой для формулы (4.23): средний размер песка 0,35—0,4 мм, средняя глубина 3 м. Важным параметром является отношение средней скорости потока к скорости начала подвижности. Это отношение в натурных наблюдениях заключается в основном в пределах 1,1—1,5, причем скорость начала подвижности исчислялась как непередвигающая по В. Н. Гончарову (1938 г.). Наблюдения ведутся

чаще в межень, кроме того, вычисленные предельные скорости для условий натуры несколько занижены, что подтверждается сведениями, приведенными выше (см. п. 4.1), поэтому принимается среднее отношение скоростей $U/U_0 = 1{,}25$.

Рассмотрим для сравнения другие данные. Методом баланса донных отложений И. Л. Розовский и др. [131] выяснили по наблюдениям на р. Днепре у водопоста Киев, что расход донных наносов отвечает уравнению [в кг/(с·м)]

$$q_т = 0{,}020 U^4, \qquad (4.31)$$

причем средние параметры по Днепру близки к средним по [139]. По формуле (4.30) получено [в кг/(с·м)]

$$q_т = 0{,}0324 U^4, \qquad (4.32)$$

т. е. больше, чем по (4.31), на 60 %. Следует учесть, что расход наносов на Днепре получен в результате размыва, поэтому расхождение можно считать допустимым.

Недостатком формулы (4.30) является неучет предельной скорости. Анализируя данные лабораторных опытов, И. И. Леви получил уравнение расхода донных наносов для песка крупнее 0,5 мм [100]. Близкое по структуре уравнение получил Г. И. Шамов для песка крупнее 0,15—0,20 мм [165]. Уравнение Леви имеет вид [$q_т$ в кг/(с·м)]

$$q_т = 2{,}0 \left(\frac{U}{\sqrt{gd}}\right)^3 d (U - U_0) \left(\frac{d}{H}\right)^{0{,}25}. \qquad (4.33)$$

Произведя упрощения, получим

$$q_т = \frac{0{,}065 U^3 (U - U_0)}{(Hd)^{0{,}25}}. \qquad (4.34)$$

Если подставить в (4.34) приведенные выше средние значения параметров опытных данных к формуле (4.30), то получим

$$q_т = 0{,}070 U^4, \qquad (4.35)$$

что в 2,17 раза больше, чем по формуле (4.32). В этой связи следует учесть, что расходы наносов, вычисленные по различным формулам, существенно различаются, в частности расход наносов по упомянутой формуле Шамова в несколько раз меньше, чем по формуле (4.33).

Движение донных наносов в форме гряд имеет свои особенности, например с увеличением скорости течения часть их переходит во взвешенное состояние, в подвалье гряд возникают обратные подвижки и др. [68]. Эти особенности как-то отражены в формуле (4.33) и других подобного рода, основанных на экспериментальных данных. Поэтому целесообразно, приняв структуру формулы (4.33), ввести в нее лишь коррективы, отражающий натурные данные, что можно сделать, исправив

в формуле численный коэффициент. Итак, на основании данных натуры можно написать [в кг/(с·м)]

$$q_т = \frac{0{,}030U^3(U-U_0)}{(Hd)^{0{,}25}}. \qquad (4.36)$$

Примечательно, что формула (4.36) по своей структуре близка к формуле для расхода взвешенных наносов с той разницей, что расход донных наносов в меньшей степени зависит от крупности частиц и в небольшой степени зависит от глубины. Основное же сходство: приблизительная пропорциональность расхода наносов скорости течения в четвертой степени — дает основание предположить, что в обоих видах движения наносов (во взвеси и по дну) главным фактором являются пульсации скорости; в первом виде — крупномасштабные, проникающие в толщу потока, а во втором — действующие лишь в придонной области.

Близость выражений для расходов донных и взвешенных наносов дает иногда повод для их объединения [73], с чем, учитывая отмеченный выше различный характер их движения, нельзя согласиться.

4.2.3. Перенос потоком русловых наносов

Пользуясь формулами для переноса наносов по дну и во взвеси, можно установить, что расход русловых наносов, переносимых во взвеси, резко возрастает в паводок и превышает расход донных наносов. Приняв, например, глубину воды в реке в межень 3 м и скорость течения 0,7 м/с и в паводок соответственно 10 м и 2,0 м/с, получим, что расход мелкого песка в межень во взвеси будет равен или несколько больше расхода донных наносов; в паводок же расход песка во взвеси будет больше расхода донных наносов в 6 раз, а против межени увеличится в несколько десятков раз.

Для выяснения роли транспорта русловых наносов во взвеси и проверки соответствия расчетных формул данным натуры сделано сопоставление расчетов с наблюдениями на реках Днепре [134] и Амударье в ее нижнем течении [19]. Результаты расчетов по Днепру получились близкими к данным наблюдений.

По Амударье расход донных наносов, согласно расчетам, должен составить 4—5 % расхода взвешенных, данные же, основанные на средних годовых объемах отложений в дельте реки, показывают 8—10 %, т. е. вдвое больше. Это объясняется повышенной транспортирующей способностью реки в периоды подъема уровней и тем, что в дельте оседает также большая часть песчаных фракций взвешенных наносов.

Роль транспорта русловых наносов во взвеси подтверждается наблюдениями на каналах. На канале Кызкеткен (Амударья)

по наблюдениям 1952 г. расход донных наносов по средним данным за поливной сезон составил 0,3 кг/(с·м) (расчет), а расход песка во взвеси — 0,6 кг/(с·м) по расчету и 0,92 кг/(с·м) по замерам, т. е. вдвое и втрое больше.

Вывод о большом удельном весе переноса песчаных русловых наносов во взвеси противоречит некоторым утвердившимся представлениям. Согласно известной схеме Крессера [128, с. 68], во взвеси содержится лишь незначительное, до 2—3 %, количество наносов, влекомых по одну и в свою очередь в составе донных отложений содержится мало наносов, взвешиваемых потоком. Это положение не подтверждается приведенными данными. Состояние покоя и движения и формы движения наносов зависят от ряда факторов, в той или иной мере освещенных в гл. 2—4. Общая картина режима наносов может быть пред-

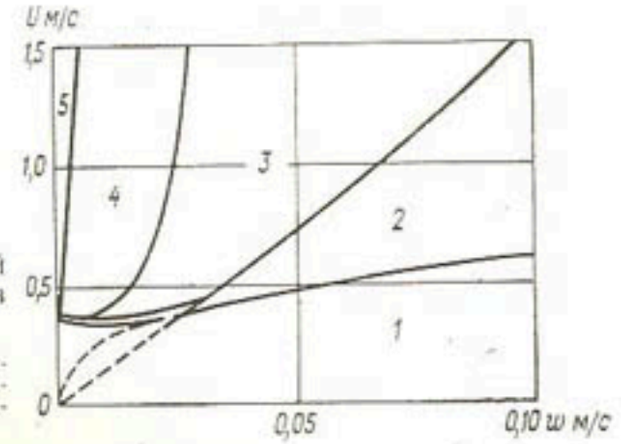


Рис. 43. Условная схема областей покоя и форм движения наносов при глубине потока 1 м.

1 — неподвижные отложения, *2* — грядовое движение, *3* — движение в грядах и во взвеси, *4* — взвешенные наносы, *5* — транзитные наносы.

ставлена для наглядности условной схемой, изображенной на рис. 43.

Знакомясь со схемой, следует учесть, что линии, разделяющие состояние покоя и формы движения, могут переместиться в ту или иную сторону в зависимости от ряда факторов: происхождения режима, т. е. достигнута ли установившаяся скорость путем ее увеличения или уменьшения, состава и наличия отложений и др. Например, при неограниченном наличии в русле мелкого песка он может перемещаться при больших скоростях течения и в грядах и во взвеси, как это наблюдается на Амударье в паводок. Тот же песок при малом его удельном содержании в русле из более крупного материала будет перемещаться во взвеси в форме транзита, не влияя на русловые формы.

Изложенные выше соображения и выводы о взвешивающей способности потока в отношении наносов русловых фракций указывают на ее важную роль и в русловых процессах, могущих произойти в неукрепленных каналах; это обстоятельство будет учтено в гл. 6.

4.3. Транзит наносов

Под понятием «транзита» наносов некоторые исследователи, иногда в связи с недооценкой роли взвешивания, понимают перенос во взвеси всех фракций, не представленных или представленных в малой доле в составе донных отложений.

В нашем подходе, изложенном ранее [10], под транзитными понимаются наносы неколлоидные, осаждающиеся в стоячей воде, но приблизительно равномерно распределенные по глубине и сечению потока, создающие в потоке однородную среду, отличающуюся от воды повышенной плотностью. Взвешивание более крупных частиц происходит в этой среде. Транзит рассматривается без учета тиксотропии, свойственной глинистым суспензиям больших концентраций.

Основным фактором транзита наносов данной крупности является, по-видимому, крупномасштабная турбулентность в связи с действующим на мелкие частицы явлением диффузии. Непрерывно действующая в потоке система крупномасштабных пульсаций или циркуляций в форме вальцов создает перемешивание мелких частиц по всей глубине, сопровождаемое турбулентной диффузией в окрестные зоны.

При достаточно малой гидравлической крупности частиц происходит равномерное их распределение по сечению потока; соответственно признаком транзита следует считать равномерное распределение их по глубине и отсутствие наблюдаемой для более крупных фракций пульсаций мутности. Задача состоит в определении границы между обеими формами взвешивания.

Учитывая названные факторы транзита, можно предположить, что критерием начала транзита должно быть отношение средней скорости потока к гидравлической крупности частиц или условие

$$\frac{U}{w} \geqslant K_{тр}. \qquad (4.37)$$

А. Н. Гостунский [159] и А. Г. Хачатрян [157] предложили принять в связи с расчетами ирригационных отстойников это отношение равным $2—2{,}5 \cdot 10^4$.

По предложению И. И. Леви и Н. П. Кулеша [102] транзитными следует считать взвеси крупностью, равной или меньшей 0,015 мм, что соответствует, по В. Н. Гончарову, при температурах 15—20 °С гидравлической крупности 0,14 мм/с. Если принять среднюю скорость в их наблюдениях равной 0,7 м/с, то коэффициент транзита будет $5 \cdot 10^3$. Это значение, по-видимому, больше соответствует принятому выше определению.

На рис. 44 показано распределение мелких частиц взвеси на глубине на двух объектах: на р. Вахш [27] (частицы крупностью до 0,05 мм (1,6 мм/с) при средней скорости потока около 2,5 м/с) и в оросительном канале (частицы гидравлической

крупностью 0,2 мм/с при средней скорости потока 0,6 м/с). Судя по этим и другим близким данным, можно принять критерий транзита

$$\frac{U}{w} \geqslant (2 \div 3) \cdot 10^3. \qquad (4.38)$$

Учет или неучет транзита при определениях транспортирующей способности потока практически мало отражается на чис-

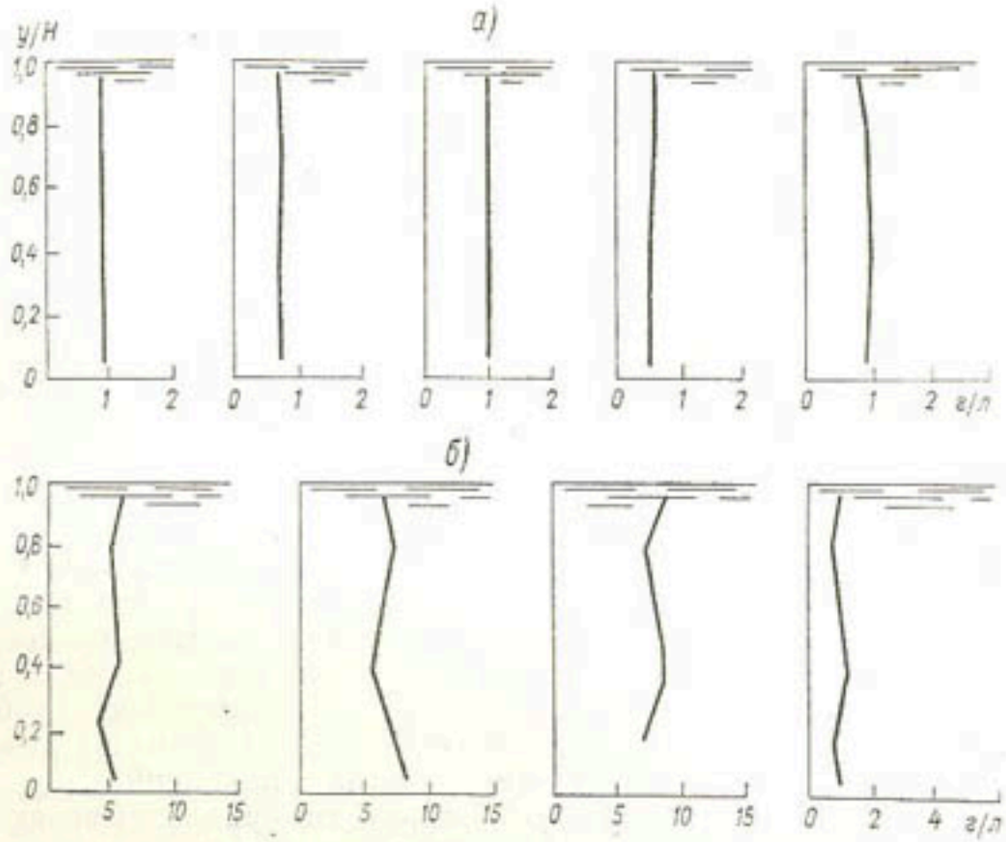


Рис. 44. Распределение взвешенных наносов по глубине.
а — мельче 0,01 мм (Амударья), *б* — мельче 0,05 мм (Вахш).

ленных результатах при значениях мутности и состава, обычных для рек нашей страны, за исключением редко встречающихся пиков мутности. Это можно видеть по приведенным в гл. 3 данным о системах, где мутности и доля мелких наносов велики.

Однако высокое содержание во взвеси очень мелких транзитных фракций может оказать ощутимое воздействие на структуру потока и на гидравлические сопротивления. По данным о тех же системах можно видеть, что коэффициенты шероховатости в них ниже обычных для земляных каналов и уменьшаются с увеличением мутности. Вопрос о гидравлических сопротивлениях взвесенесущих потоков рассматривается в следующей главе.

Глава 5. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ В КАНАЛАХ

Гидравлические сопротивления в земляных неукрепленных каналах существенно отличаются от сопротивлений в недеформируемых руслах. Одним из показателей отличия являются отмеченные еще Н. Н. Павловским (1937) разные значения коэффициентов шероховатости в больших и малых земляных каналах.

Наличие в потоке взвесей при питании каналов из рек в их естественном состоянии дополнительно усложняет задачу о гидравлических сопротивлениях. В литературе имеются указания со ссылками на опытные данные [184, 25], поддерживаемые до последнего времени, о существенном влиянии взвесей, даже в малых количествах, на гидравлическое сопротивление.

Анализ и выяснение основных факторов гидравлического сопротивления с привлечением данных из области больших насыщений показывает несостоятельность этих указаний, сделанных в общем виде. Основным фактором гидравлического сопротивления в открытых руслах при обычном для рек малом содержании в потоке взвесей является, за исключением особых случаев, трение у стенок, их шероховатость, а в условиях деформируемых русел — грядовая форма донных отложений.

Далее на основе большого опытного материала выясняются определяющие параметры гидравлического сопротивления в земляных каналах и дается их выражение в виде расчетных зависимостей для коэффициентов Шези и шероховатости. По своему содержанию глава делится на две части: в первой (п. 5.1—5.4) рассматриваются основные факторы гидравлического сопротивления, а во второй (п. 5.5—5.8) на основе анализа опытных данных определяются зависимости для гидравлического расчета земляных каналов.

5.1. Формы влияния взвесей на гидравлические сопротивления

Взвешенные в потоке тяжелые частицы оказывают в той или иной мере воздействие на него, проявляющееся внешне в изменении гидравлических сопротивлений и в распределении скоростей течения по глубине. Для каналов и естественных русел материалов крайне мало, что объясняется обычно небольшой мутностью в них и трудностями раздельного выявления роли взвесей, возможного лишь в лабораторных условиях.

Важное значение имеют гидравлические сопротивления в напорном гидротранспорте, для которого накоплено значительное количество опытных данных и сделаны некоторые обобщения [83, 168]. Выяснение форм и степени влияния взвесей на потери напора при большом насыщении поможет правильной ориентации в отношении русловых потоков с малым насыщением.

Анализ данных о гидравлическом транспорте показывает, что влияние взвеси на гидравлические сопротивления может вообще проявиться через следующие факторы: а) изменение шероховатости стенок, вызываемое временными остановками или замедленным движением у них частиц взвеси; б) торможение потока взвесью, вызываемое ее сгущением книзу и отставанием скорости ее движения; в) снижение пульсаций в потоке и г) «работа», затрачиваемая потоком на взвешивание. Отдельно следует рассмотреть снижение шероховатости, наблюдаемое в руслах при большом насыщении потока очень мелкой взвесью.

Согласно данным о движении пульпы в трубах, гидравлические сопротивления для потоков, несущих взвеси, обычно больше, чем для чистой воды, и возрастают с увеличением объемного насыщения. С увеличением средней скорости течения разница в сопротивлении для гидросмесей и воды сокращается и при достаточно мелкой взвеси исчезает. Иллюстрацией этому может служить график потерь напора (исчисляемых по жидкости с плотностью пульпы) для горизонтальной трубы диаметром 250 мм при движении пульпы из мелкого песка с разными насыщениями (рис. 45). Как видно из графика, значения гидравлического сопротивления с увеличением средних скоростей течения асимптотически приближаются к сопротивлениям для чистой воды.

Гидравлические сопротивления для потоков гидросмесей находятся, очевидно, в непосредственной связи с распределением мутности и скоростей по глубине: мутности книзу растут, а скорости по сравнению с водой уменьшаются (рис. 46). Увеличение скорости потока приводит к выравниванию мутности по глубине; распределение скоростей по глубине приближается к эпюре скоростей для воды [168, 83].

Напомним в связи с этим определение коэффициента гидравлических сопротивлений при развитом турбулентном движении. Сила трения, отнесенная к единице поверхности русла, или среднее фиктивное напряжение на стенке будет равно

$$\tau_0 = \gamma R i = \lambda \gamma \frac{U^2}{2g},$$

откуда

$$i = \frac{\lambda}{R}\frac{U^2}{2g}.$$

Плотность жидкости в выражении для уклона отсутствует.

Из описанного выше явления следует, что при мелкой взвеси, равномерно распределенной по глубине благодаря большим скоростям течения, уклон и гидравлические сопротивления будут такими же, что и в чистой воде. Поведение гидросмеси в этом случае такое же, что и однородной жидкости, но с иной плотностью, а также иной вязкостью, от которых гидравлические сопротивления в развитом турбулентном движении не зависят. Исключение составляют гидросмеси, на движение которых оказывают воздействие явления структурной вязкости, начальной скорости сдвига и волокнистое строение взвесей. К ним относятся торфомассы, глинистые суспензии, вода с полимерами; движение таких потоков здесь не рассматривается.

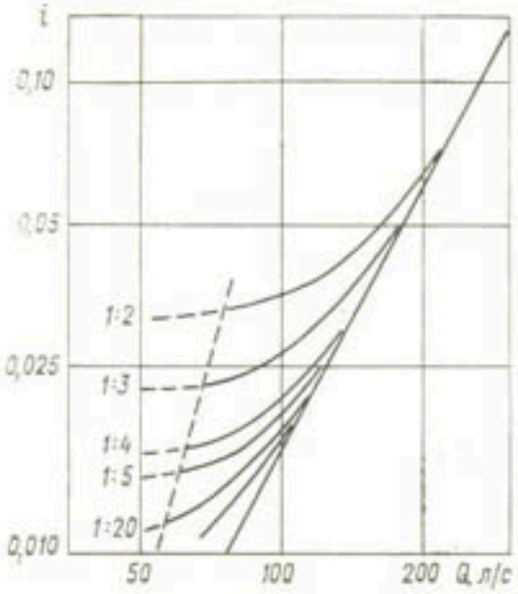


Рис. 45. Зависимость потерь напора от расхода пульпы.
D=250 мм, d=0,25 мм [168].

Характерно, что размеры взвесей, для которых имеет место явление равенства гидравлических сопротивлений представляют величину того же порядка, что и средняя приведенная высота выступов шероховатости стенок труб и лотков, где наблюдалось движение.

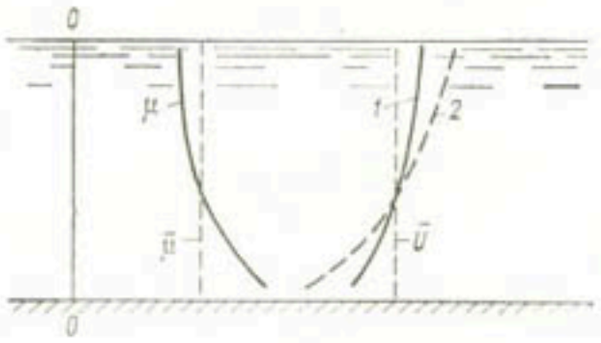


Рис. 46. Изменение мутности и скорости течения по глубине.
1 — вода, *2* — гидросмесь.

Эта высота, по данным В. А. Мелентьева [110], для стальных труб после 100—200 ч их нормальной эксплуатации равна 0,15 мм, а для лотка В. С. Кнороза [84], по нашим подсчетам,— около 0,1 мм.

Наблюдения показывают, что при более крупной взвеси асимптотой на графике потерь напора служит уже не прямая линия для воды, а другая, приблизительно параллельная ей,

как это видно на рис. 47. При этом новая линия отстоит тем дальше от линии для воды, чем больше насыщение. При одинаковых же насыщениях линия асимптоты отдаляется с увеличением крупности взвеси.

Отсюда можно высказать предположение, что с увеличением крупности взвеси появляется новый фактор гидравлических сопротивлений в виде повышенной фактической шероховатости стенок, возникающей в результате временной задержки или медленного влечения ко дну частиц, значительно более крупных, чем приведенная высота выступов шероховатости самих стенок. Увеличение крупности взвеси равносильно увеличению высоты выступов, а увеличение придонной мутности — более частому их размещению на поверхности стенки. Придонная мутность уменьшается от предельной, соответствующей наиболее плотному размещению зерен при критическом режиме, до средней с увеличением скорости и выравниванием мутности по глубине.

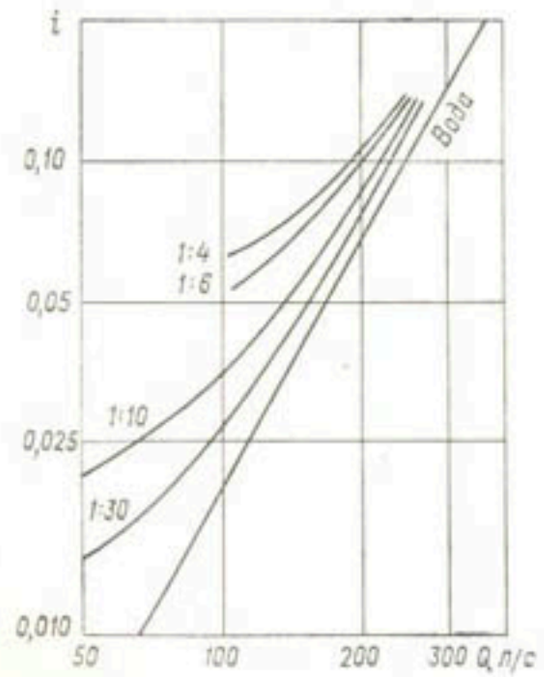


Рис. 47. Зависимость потерь напора от расхода пульпы.
D=250 мм, d=1,9 мм [168].

Если же крупность частиц такого же порядка, что и выступы стенок, то увеличения гидравлических сопротивлений не должно быть, как это и установлено опытами. Более того, если крупность взвеси значительно меньше, чем высота выступов стенок, то следует ожидать уже не повышения, а понижения гидравлических сопротивлений. Наблюдения, приводимые ниже, подтверждают и это предположение.

Описанную выше первую форму влияния взвеси на гидравлические сопротивления через изменение трения на стенке можно учесть в виде дополнительного коэффициента сопротивления, суммируемого с основным коэффициентом сопротивления стенки.

Выше были показаны предельные состояния движения взвеси, когда скорости течения настолько велики, что обеспечивается достаточно равномерное распределение взвеси по сечению. Рассматривая картину поведения гидросмеси, представленную на рис. 45—47, можно убедиться, что с уменьшением скорости неравномерность распределения взвеси по глубине будет уси-

ливаться вплоть до критического состояния, когда начнется выпадение частиц взвеси. Известно также, что неравномерность распределения усиливается с увеличением гидравлической крупности частиц.

Можно предположить, что неравномерность распределения взвеси по глубине связана с усилением обмена частицами между толщей потока и его дном или придонной областью, в результате чего частицы, вступая вновь в толщу потока с пониженными скоростями, вызывают дополнительное сверх обычных гидравлических сопротивлений торможение потока.

Этим определяется вторая форма воздействия взвеси на гидравлические сопротивления путем дополнительного торможения потока в результате учащенного обмена частицами между толщей потока и дном. Такая форма влияния будет сказываться тем сильней, чем больше содержание взвеси и чем чаще обмен, характеризуемый неравномерностью распределения взвеси по глубине, что мы и наблюдаем в опытах. С увеличением скорости дополнительное торможение потока взвесью снижается вплоть до полного исчезновения. Рассмотренную форму воздействия также целесообразно учесть в виде дополнительного коэффициента сопротивления.

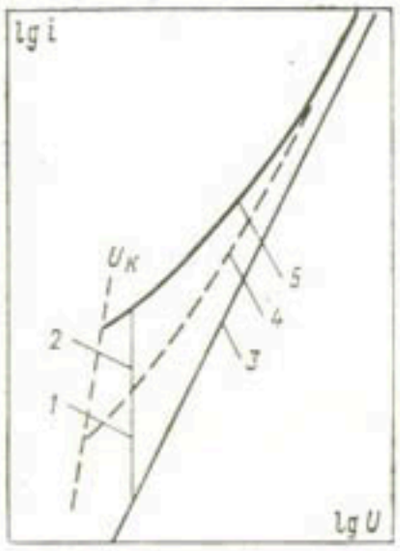


Рис. 48. Схема гидравлических сопротивлений для гидросмеси.

Материалы наблюдений дают основание считать, что изменение гидравлических сопротивлений при движении гидросмесей в обычной практике можно свести в основном к двум описанным формам влияния: другие же рассматриваемые ниже формы существенной роли в сопротивлении не играют.

Наглядное представление об изменениях в гидравлических сопротивлениях, связанных с воздействием взвеси, дает схема на рис. 48. Отрезок *1* представляет собой дополнительные сопротивления от повышенного трения на стенке, вызванного крупной взвесью; отрезок *2* — дополнительные сопротивления от торможения потока взвесью; линия *3* — сопротивления потока воды; *4* — сопротивления с учетом повышенного трения на стенке и *5* — суммарное сопротивление с учетом повышенного трения на стенке и торможения потока взвесью.

5.2. Роль пульсаций и работа взвешивания

В литературе встречаются указания на то, что наличие взвеси в потоке действует тормозящим образом на происходящие в нем

пульсации, включая мелкомасштабные, в процессе которых происходит переход механической энергии в тепловую и ее рассеяние. Отсюда возникает предположение, что наличие взвеси в потоке, вызывая снижение расхода энергии на пульсационные движения, приводит к соответствующему уменьшению гидравлических сопротивлений.

Такое предположение основано на отдельных опытных данных о движении потоков со взвесями в лотках и о движении запыленных газов, а также на некоторых теоретических исследованиях. Критическое их рассмотрение дает основание считать, что взвесь может оказать существенное влияние на поток через пульсации лишь при очень больших насыщениях, которые редко встречаются даже при обычной практике работы пульповодов.

Частицы тяжелой взвеси, находясь в турбулентом потоке, действуют вследствие инерции на пульсационные движения жидкости, дробя их и снижая их амплитуду. В результате действия взвеси происходит уменьшение среднего масштаба пульсаций и перемещение их в область более высоких частот. Такое утверждение, обоснованное ранее теоретически [91, 33], получило недавно подтверждение в натурных наблюдениях (см. рис. 3). Однако трансформация пульсаций не приводит к существенным изменениям гидравлических сопротивлений.

Основные положения, определяющие степень влияния взвеси на гидравлические сопротивления, можно почерпнуть из следующих замечаний А. Н. Колмогорова [91]. Он указывает прежде всего, что малое относительное содержание взвеси в потоке не может оказать существенного влияния на его турбулентные пульсации и структуру в целом. Заметное гашение пульсаций взвешенными частицами происходит, согласно Колмогорову, лишь тогда, когда их концентрация достаточно велика, чтобы «архимедовские ускорения»

$$g_T = \frac{\rho_T - \rho}{\rho} s',$$

где ρ_T, ρ — плотность частиц и воды, s' — пульсационная мутность, сделались одного порядка с ускорениями, типичными для пульсаций воды. Применение этого критерия в предположении, что к типичным следует отнести ускорения мелкомасштабных возмущений, где происходит основное рассеяние энергии, приводит к высказанному выше выводу, что взвесь (при обычных соотношениях плотностей частиц и воды) может оказать существенное влияние на поток при очень больших насыщениях, когда, по существу, уже нельзя считать движение вполне турбулентным.

Переходя к данным опыта, приходится отметить трудность раздельного выявления рассматриваемой формы влияния взвеси на поток. В упомянутых выше наблюдениях [83, 84, 168] снижение гидравлических сопротивлений с увеличением мутности

не обнаруживается. Рассмотрим другие материалы, где такое снижение имеет место.

Показательными с точки зрения влияния взвеси на потери являются данные, приведенные Н. А. Фуксом, о снижении сопротивлений при прохождении газа, насыщенного пылью, через центробежные пылеотделители — циклоны [156]. В одном из примеров увеличение содержания пыли до 220 г/м³ привело к снижению сопротивлений до 78 % по отношению к чистому газу. Этот эффект относится в основном за счет снижения турбулентности. В пересчете же на воду для достижения аналогичного эффекта, судя по выкладкам Фукса и учитывая гораздо более высокие плотность и вязкость воды, потребовалась бы в пять тысяч раз более высокая концентрация, т. е. более 1000 кг/м³.

Данные о гидравлических сопротивлениях при движении глинистых растворов в газовых трубах [151] также не показывают существенного снижения сопротивлений при мутностях глины до 370 кг/м³: движение при достаточно больших скоростях следует в основном равенству гидравлических сопротивлений, а отклонения при малых скоростях течения относятся за счет свойственной глинам структурной вязкости.

Остается рассмотреть опытные данные В. Ванони, примечательные по своим результатам и особенно по их оценке [184]. Наблюдения В. Ванони послужили опытным основанием для теоретических исследований по установлению влияния взвеси на снижение гидравлических сопротивлений потока [25].

В лотке длиной 18 м, шириной 84,5 см и дном с наклеенным песком диаметром 0,88 мм В. Ванони изучал влияние взвеси из песка размерами 0,10 и 0,16 мм на гидравлическое сопротивление и распределение средних скоростей течения по глубине. В результате им было установлено, что введение в поток взвеси приводит к снижению гидравлических сопротивлений и увеличению средних скоростей течения, причем действие взвеси тем сильнее, чем мельче ее состав и больше мутность. Так, в потоке со средней мутностью 1,2 кг/м³ при крупности взвеси 0,1 мм коэффициент сопротивления снизился на 22 %, а коэффициент шероховатости (по Маннингу) — соответственно на 10 % по сравнению с чистой водой. Указанный эффект В. Ванони объясняет уменьшением турбулентных пульсаций в потоке, вызванным наличием в нем взвешенных частиц.

Такое объяснение противоречит упомянутому выше положению, согласно которому малая мутность не может оказать существенного влияния на структуру потока; это обстоятельство вынуждает подойти критически к оценке результатов опытов, данной их автором.

Анализ опытных данных В. Ванони показывает, что уменьшение гидравлических сопротивлений не связано прямо с воздействием взвеси на турбулентные пульсации, а является следствием снижения фактической шероховатости дна или его «выглаживания» в результате влечения близ дна сгущений в виде полос или языков из мелкого взвешенного песка. Эти сгущения видны на фотоснимке в статье автора [184, фиг. 14, с. 825].

Доказательством нашего предположения является тот факт, что при одинаковой мутности потока в разных опытах гидравлическое сопротивление с увеличением скорости повышается, так как взвесь распределяется более равномерно по глубине и упомянутый выше эффект выглаживания дна исчезает.

Аналогичные наблюдения провел Х. М. Исмаил [172] с песками тех же размеров, но не в лотке, а в прямоугольной напорной горизонтальной трубе шириной 26,7 см и глубиной 7,6 см и, что особенно важно, с гладким дном, покрытым двойным слоем лака. В опытах с песком 0,1 мм он обнаружил не снижение, а незначительное повышение коэффициента сопротивления.

Объяснение В. Ванони [185], что в опытах Х. М. Исмаила дно трубы было иногда покрыто грядовыми отложениями, неубедительно, так как в опытах В. Ванони, по его же свидетельству, коэффициент сопротивления в аналогичных случаях оказался ниже, чем для чистой воды. При нашем же предположении оба результата объясняются удовлетворительно: отложения из мелкого песка привели у В. Ванони к снижению, а у Х. М. Исмаила к повышению фактической шероховатости против первоначальных условий.

Наконец, сам В. Ванони в последующей своей работе [186] признает слабую связь гидравлических сопротивлений непосредственно с содержанием взвеси в потоке. В заключительной части статьи написано следующее: «Во всяком случае можно считать установленным, что уменьшение (гидравлических сопротивлений — *С. А.*), происходящее от взвеси, имеет существенное значение только для потоков, несущих очень высокую нагрузку взвеси над плоским дном и менее существенное значение при грядовом дне».

Итак, можно считать, что воздействие взвеси на гидравлические сопротивления через турбулентные пульсации может быть существенным лишь при очень больших насыщениях, редко встречающихся даже в практике гидротранспорта, поэтому этой формой воздействия взвеси можно пренебречь.

Относительно работы взвешивания известно, что энергия, затрачиваемая потоком на взвешивание, берется не из энергии поступательного движения, а из энергии его крупномасштабных пульсаций. Доля энергии этих пульсаций, отбираемая для взвешивания, как показали наблюдения [48], может быть довольно значительной, однако это несущественно отражается на общем балансе энергии потока. В турбулентном потоке в условиях равновесия имеют место как подъем, так и опускание частиц, в результате чего работа взвешивания, входя с обратными знаками, исключается из баланса энергии [154].

Но и вся работа взвешивания, согласно расчетам [33], составляет всего до 3 % работы, затрачиваемой потоком на свое движение, что находится в пределах точности гидравлических наблюдений.

Поскольку в условиях динамического равновесия взвешенные частицы время от времени выпадают на дно и взамен их поднимаются другие частицы, то затрата энергии на их подъем составит некоторую долю от работы взвешивания, а именно долю, равную отношению весового количества частиц, поднимаемых в единицу времени, к общему количеству взвеси. Потери энергии на такой обмен, как показывают ориентировочные подсчеты [10], заключаются в пределах небольшой доли от названной выше работы взвешивания. Все это указывает на возможность пренебрежения в расчетах и этим видом сопротивлений.

5.3. Трение и торможение потока взвесью

Основными формами воздействия взвеси на гидравлические сопротивления являются изменение трения о стенки и торможение потока, вызываемое сгущением взвеси книзу, а также упомянутое выше влияние на русло мельчайшей взвеси. Рассмотрим эти формы подробнее.

5.3.1. Влияние взвеси на трение у стенки

Приведенные выше примеры достаточно наглядно иллюстрируют характер воздействия взвеси на трение у стенки: частицы взвеси, задерживаясь или двигаясь медленно у стенки и изменяя ее фактическую шероховатость, влияют таким образом на гидравлические сопротивления. При этом может произойти как увеличение, так и уменьшение гидравлического сопротивления в зависимости от того, увеличивается или уменьшается шероховатость стенки.

Как указывалось выше, имеются многочисленные данные, главным образом из области напорного движения, подтверждающие существование рассматриваемого вида сопротивлений. Изучая их, следует иметь в виду, что гидравлические сопротивления потока, несущего взвесь, увеличиваются за счет торможения его тяжелой взвесью. Но при достаточно больших скоростях течения, когда взвесь приблизительно равномерно распределена по сечению, потери напора (по удельному весу пульпы) асимптотически приближаются не к линии напоров для чистой воды а к другой, ей параллельной.

Выявленная закономерность вполне естественна: с увеличением насыщения происходит как бы увеличение количества отдельно расположенных выступов зерен на стенке, а с увеличением размера зерен растет высота выступов. Такое представление облегчает принципиальное решение задачи, но для количественного учета сопротивлений необходима постановка специальных экспериментов ввиду существенного отличия характера сопротивлений от подвижных и временно задерживающихся на дне зерен от лучше изученной, постоянно закрепленной шероховатости. Все же имеющиеся материалы дают возможность принципиального решения задачи в первом приближении.

В этой связи уместно указать на работу Г. Шлихтинга [167], который приводит результаты своих наблюдений за влиянием на гидравлические сопротивления густоты правильно расположенных на гладкой поверхности выступов различной формы. Оказалось, что с уменьшением густоты размещения выступов сопротивления, как правило, закономерно снижаются, оставаясь выше сопротивлений гладкой стенки.

Рассмотрение характера явления и опытных данных позволяет установить следующие общие условия дополнительных сопротивлений при движении пульпы с большими насыщениями.

При средней скорости течения, равной критической $U=U_к$, придонная мутность достигает предельного значения s_0, соответствующего наибольшему размещению зерен. И. И. Леви [100], ссылаясь на исследования В. С. Кнороза [83], установил, что при критических значениях скорости придонная относительная мутность всегда одинакова и определяется предельно возможным насыщением воды наносами, близким к 0,3—0,4. М. А. Великанов [33] определяет мутность предельного насыщения в 0,38.

Обозначим через $s_д$ придонную и через s среднюю по глубине относительную мутность. Очевидно, что с увеличением скорости от $U=U_к$ до $U\to\infty$ произойдет выравнивание мутности и придонная мутность снизится до $s_д=s$. Поэтому, обозначив $U/U_к=\varepsilon$, можно записать предельные соотношения:

$$\frac{s_д-s}{s_0-s}=1, \quad \varepsilon=1;$$

$$\frac{s_д-s}{s_0-s}=0, \quad \varepsilon=0.$$

Запишем искомую зависимость в одночленной степенной форме

$$\frac{s_д-s}{s_0-s}=\varepsilon^m,$$

откуда

$$s_д=s+\varepsilon^m(s_0-s). \tag{5.1}$$

Показатель степени m должен быть определен опытным путем. Учитывая обычно наблюдаемое быстрое выравнивание мутности по сечению с увеличением скорости, можно в первом приближении считать $m=2$ и написать для ориентировочных расчетов

$$s_д=s+\varepsilon^2(s_0-s). \tag{5.2}$$

За предельную относительную мутность можно принять, согласно Великанову, $s_0=0{,}38$, чему соответствует при плотности частиц песка $\gamma_т=2650$ кг/м³ весовая мутность около 1000 кг/м³.

Введем следующие обозначения для коэффициента сопротивления:

λ_0 — коэффициент сопротивления стенки;

λ — искомый коэффициент сопротивления при движении гидросмеси;

λ_Δ — коэффициент сопротивления, соответствующий критической скорости, т. е. наиболее плотному размещению зерен, неподвижных или медленно движущихся, чему соответствует условная высота выступов шероховатости Δ.

Коэффициент сопротивления от влияния взвеси на трение у стенки равен

$$\lambda_1 = \lambda - \lambda_0.$$

В предельных случаях имеем аналогично предыдущему:

$$\frac{\lambda-\lambda_0}{\lambda_\Delta-\lambda_0}=1, \quad \frac{s_д}{s_0}=1;$$

$$\frac{\lambda-\lambda_0}{\lambda_\Delta-\lambda_0}=0, \quad \frac{s_д}{s_0}=0.$$

Принимая и здесь наиболее простую степенную зависимость и учитывая монотонную связь, получим

$$\lambda_1 = (\lambda_\Delta-\lambda_0)\left(\frac{s_д}{s_0}\right)^p, \qquad (5.3)$$

где коэффициент сопротивления λ_Δ и показатель степени p должны быть определены опытным путем.

В опытных графиках потерь напора в начальных кривых участках линий складываются два основных вида дополнительных сопротивлений: от трения на стенке и от торможения потока взвесью. С выравниванием скоростей и слиянием кривых с их асимптотами — прямыми — влияние торможения исчезает и остается один, первый вид дополнительного сопротивления. Поэтому для отыскания нужных нам параметров, нужно воспользоваться такими участками на опытных графиках.

В работе А. П. Юфина имеется восемь сводных графиков зависимости потерь напора от расхода гидросмеси; два из них показаны на рис. 45 и 47. Из них взяты данные по пяти графикам с крупностью взвеси $d\geqslant 0{,}32$ мм и такими кривыми, где нужные нам асимптоты или имеются, или могут быть легко экстраполированы [168, фиг. 8 *б*; 9 *а*; 9 *б*; 10 *б*; 11 *б*].

Подсчеты производились по формуле (5.3) с учетом, что для асимптот придонная мутность равна средней $s_д=s$. Коэффициент сопротивления λ_Δ исчисляется по формуле Никурадзе—Зегжда для открытых потоков [67]

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_\Delta}} = 4\lg\frac{R}{\Delta}+4{,}25. \qquad (5.4)$$

Приемлемые результаты получились при условной высоте выступов шероховатости $\Delta=0{,}5d$, где d — средний размер взвешенных частиц.

Результаты подсчетов по этим данным сведены в табл. 17 и показаны на рис. 49. Несмотря на значительный разброс точек, выявляется все же наличие закономерности в их расположении,

ТАБЛИЦА 17

Гидравлические сопротивления и мутности по опытам Ю. П. Юфина

№ графика [168]	$\bar{\rho}$ кг/м³	$\lambda_в$	λ_Δ	λ_1	$\frac{\lambda_1}{\lambda_\Delta-\lambda_0}$	s
№ 1 (фиг. 8 б)	667	0,0044	0,0049	0,000 40	0,800	0,2517
	421	0,0044	0,0049	0,000 32	0,640	0,1588
	49,2	0,0044	0,0049	0,000 17	0,340	0,0185
№ 2 (фиг. 9 а)	296	0,0046	0,0094	0,002 16	0,450	0,1118
	186	0,0046	0,0094	0,002 16	0,450	0,0702
	96,3	0,0046	0,0094	0,001 08	0,225	0,0363
	49,2	0,0046	0,0094	0,000 75	0,156	0,0185
№ 3 (фиг. 9 б)	228	0,0046	0,0076	0,001 81	0,601	0,0861
	157	0,0046	0,0076	0,001 54	0,514	0,0592
	96,3	0,0046	0,0076	0,000 96	0,320	0,0363
	32,9	0,0046	0,0076	0,000 85	0,283	0,0121
№ 4 (фиг. 10 б)	186	0,0035	0,0112	0,004 65	0,604	0,0702
	119	0,0035	0,0112	0,002 26	0,291	0,0449
	65,0	0,0035	0,0112	0,001 45	0,188	0,0245
№ 5 (фиг. 11 б)	296	0,0035	0,0090	0,003 70	0,672	0,1118
	186	0,0035	0,0090	0,003 22	0,585	0,0702
	96,3	0,0035	0,0090	0,002 48	0,451	0,0363
	49,2	0,0035	0,0090	0,001 33	0,242	0,0185
	19,8	0,0035	0,0090	0,000 69	0,125	0,0747

согласно которой имеем $p=0{,}5$; $s_0=0{,}35$.

Последняя величина получилась, как видим, близкой к упомянутым выше предельно возможным значениям мутности.

Таким образом, для ориентировочных расчетов можно написать

$$\lambda_1 = (\lambda_\Delta-\lambda_0)\left(\frac{s_д}{s_0}\right)^{0{,}5}, \qquad (5.5)$$

где $s=0{,}38$; $s_д$ — определяется по формуле (5.2); λ_Δ — определяется по формуле (5.4).

В практике может быть случай, когда крупность взвеси значительно меньше приведенной высоты выступов шероховатости стенок. При этом, как видно из опытов В. Ванони и Х. Исмаила, гидравлические сопротивления уменьшаются.

В качестве примера можно привести данные наблюдений за движением пульпы суглинистого состава в лотке, выполненных Е. К. Рабковой в русловой лаборатории Института сооружений АН УзССР (1954 г.). При насыщениях потока 400 кг/м³ в лотке с уложенным на дне гравием средней крупностью 1,3 мм и наибольшей 10 мм средняя скорость течения увеличилась на 28 %, а приведенная высота выступов шероховатости уменьшилась соответственно в 5 раз. Описанный эффект влияния мелкой взвеси объясняется уравнением (5.5), где правая часть становится отрицательной величиной. Однако эффективность воздействия мелкой взвеси меньше за счет того факта, что даже при полном покрытии дна первичные выступы шероховатости в значитель-

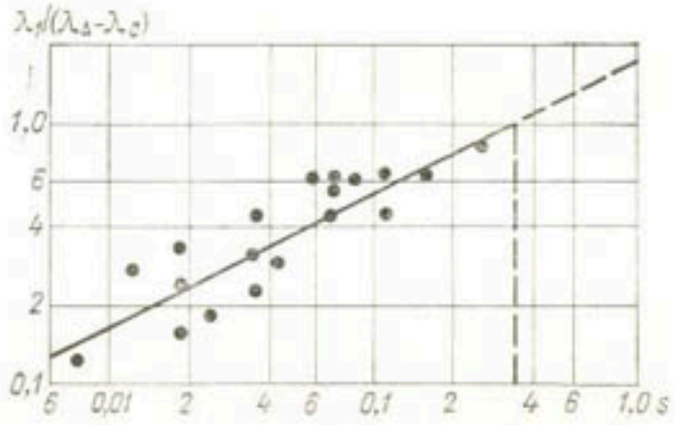


Рис. 49. Опытные данные по табл. 17 к формуле (5.5).

ной мере сохранятся, приобретя лишь более сглаженные очертания.

Следует заметить, что расчеты по формуле (5.5) применительно к каналам, питающимся из естественных источников, приводят к пренебрежимо малым значениям дополнительного коэффициента сопротивления.

5.3.2. Торможение потока взвесью

Сущность торможения потока взвесью состоит в том, что сгущенные у дна тяжелые частицы в процессе своего движения соприкасаются с дном чаще, чем частицы воды, и, вступая вновь в толщу потока с замедленными скоростями, приобретают вновь скорость потока за счет снижения кинетической энергии последнего. С увеличением скорости и выравниванием мутности по глубине разница в частотах соприкасания с дном частиц взвеси и воды сокращается и соответственно снижается до нуля сопротивление потока от торможения частицами взвеси. Иллюстрацией сказанному может служить рис. 46.

Главную часть сопротивлений плоского равномерного турбулентного потока составляет турбулентное трение, вызванное переносом количества движения в вертикальном направлении [111]. Поэтому можно записать выражение для фиктивного напряжения трения у стенок в следующем виде:

$$\tau_0 = g\rho Hi \approx -\rho\overline{u_1 v_1}, \tag{5.6}$$

где индексами отмечаются фиктивные пульсационные скорости, отнесенные к придонной области. (В дальнейшем для сокращения записи эти индексы будут опущены). Правая часть уравнения (5.6) представляет собой количество движения, переносимое в вертикальном направлении благодаря наличию вертикальной скорости v.

Попытаемся теперь оценить влияние взвеси в потоке на сопротивления. Как показали опыты Н. А. Михайловой, при наличии достаточно мелкой взвеси в потоке средние скорости движения частиц мало отличаются от средних скоростей движения жидкости, среднеквадратические отклонения продольных составляющих скорости жидкости также не существенно изменяются, но отклонения твердых частиц значительно (до 30 %) меньше, чем жидкости [114].

Упомянутые выше данные опытов Кнороза с движением пульпы в напорных трубопроводах [83] показывают, что при скоростях, больших критических, с их увеличением происходит выравнивание эпюры скоростей и ее приближение к эпюре для чистой воды тем быстрее, чем мельче взвесь.

Для гидросмеси с относительной мутностью s можно написать, предполагая, что пульсационные скорости жидкой фазы не изменились, следующее уравнение для придонного сечения:

$$-\tau_{on} = \rho(1-s)\overline{u'v} + \rho_т s\overline{u_т' v_т}, \tag{5.7}$$

где $u_т'$, $v_т$, $\rho_т$ — продольная и вертикальная компоненты пульсационной скорости и плотность твердых частиц.

Естественно предположить, что разница в пульсационных скоростях твердых частиц и жидкости сократится с увеличением скорости и будет практически равна нулю при достаточно больших скоростях течения. Для этого случая можем написать, имея в виду, что $\gamma_т = g\rho_т$,

$$-\tau_{on} = \rho\overline{u'v}\left(1 + \frac{\rho_т - \rho}{\rho}s\right) = \rho_п\overline{u'v}, \tag{5.8}$$

где $\rho_п$ — плотность гидросмеси.

В уравнении (5.8) находит свое объяснение описанное выше и получившее опытное подтверждение явление равенства гидравлических сопротивлений пульпы и жидкости. Решение (5.8) в иной форме получил И. И. Леви (1948 г.).

С укрупнением взвеси возникает дополнительное торможение потока, вызванное повышенным обменом частицами между дном

и придонной областью и потоком. Этот обмен количеством движения путем регулярного подброса частиц вертикальными крупномасштабными придонными пульсациями и их последующего падения происходит тем чаще, чем тяжелее частицы, т. е. больше их гидравлическая крупность. Иллюстрацией такого воздействия взвеси может служить приведенная Б. А. Бахметевым аналогия с обстрелом пулеметами проходящего поезда [26].

Полагая, что частицы участвуют одновременно и в пульсационном движении гидросмеси и в описанном обмене между дном и потоком, можно попытаться определить значение дополнительного касательного напряжения τ_2 от торможения потока взвесью.

Для придонного сечения можно написать:

$$\tau_п = \tau_{оп} + \tau_2, \tag{5.9}$$

$$-\tau_2 = \rho_т s_{об} \overline{u_{т2} v_{т2}}. \tag{5.10}$$

где $\tau_п$ — полное касательное напряжение; $s_{об}$ — относительная мутность дополнительного обмена частицами между потоком и дном, или расход (интенсивность) подъема частиц от дна, отнесенный к единице объема гидросмеси; $u_{т2}$, $v_{т2}$ — относительная продольная и вертикальная скорости дополнительного движения твердой частицы. Трудность заключается в определении величин $s_{об}$, $u_{т2}$, $v_{т2}$. На данном этапе исследования достаточно ограничиться грубым приближением, выяснив принципиальный ход решения.

Рассмотрим сперва критический по условиям взвешивания режим. Частица выпадая задерживается на миг у дна и затем будучи вовлечена в толщу потока приобретает наибольшую скорость, равную средней скорости на достигнутой частицей высоте, затем при опускании ее скорость снижается, часть приобретенного ею количества движения возвращается потоку, после чего она снова выпадает на короткое время на дно. Таким образом, мы вправе записать в первом приближении

$$\overline{u_{т2}} = \psi_1 U, \quad \psi_1 < 1, \tag{5.11}$$

где U — средняя по глубине скорость потока. Учитывая обычно небольшой диапазон изменений скорости в турбулентном потоке по всей глубине, за исключением тонкого придонного слоя, можно ожидать, что ψ_1 изменяется в узких пределах.

Значение $\bar{v}_{т2}$ — скорости проникновения частицы в толщу потока — получится из равенства

$$\bar{v}_{т2} = \bar{v} - w, \tag{5.12}$$

где $\bar{v}$ — центр тяжести той части области распределения вертикальных пульсационных скоростей, где $v > w$ (см. рис. 6).

Анализ показывает, что равенство (5.12) может быть выражено следующим образом:

$$\bar{v}_{т2} = \psi_2 \frac{v_0}{\sigma_д} = \psi_2 U, \tag{5.13}$$

где v_0 — средняя квадратическая вертикальная пульсационная скорость в придонной области; $\sigma_д$ — соответствующий коэффициент среднего квадратического отклонения вертикальной скорости, который можно считать практически постоянным.

Коэффициент ψ_2 изменяется незначительно: от 0,8 для наименьшей до 0,5 для наибольшей возможной гидравлической крупности частиц. Таким образом, с увеличением гидравлической крупности коэффициент ψ_2 несколько снижается.

Что касается относительной мутности обмена $s_{об}$, то естественно предположить, что она пропорциональна мутности потока, составляя некоторую ее долю.

Учитывая, что

$$s_{об} = \frac{\bar{\mu}_{об}}{\gamma_т},$$

можно написать

$$\bar{\mu}_{об} = \psi_3 \bar{\mu},$$

где коэффициент ψ_3 может быть выражен в функции относительной гидравлической крупности частиц (с учетом стеснения)

$$\psi_3 = f_3\left(\frac{\beta w}{U}\right).$$

Действительно, с увеличением относительной гидравлической крупности дополнительный обмен частицами между дном и потоком ускорится, а с уменьшением — снизится. Коэффициенты ψ_1 и ψ_2 изменяющиеся в более узком диапазоне, чем ψ_3, также зависят главным образом от относительной гидравлической крупности частиц:

$$\psi_1 = f_1\left(\frac{\beta w}{U}\right); \quad \psi_2 = f_2\left(\frac{\beta w}{U}\right),$$

поэтому целесообразно, объединив их в один и выразив искомую зависимость в первом приближении в виде одночленной степенной функции, записать

$$\psi_1 \psi_2 \psi_3 = \psi\left(\frac{\beta w}{U}\right)^q. \tag{5.14}$$

Наконец, заметим, что наличие функциональных связей для $u_{т2}$, $v_{т2}$ в уравнении (5.10) дает основание для замены осредненного их произведения или момента корреляции произведением средних

$$\overline{u_{т2} v_{т2}} = \overline{u_{т2}} \bar{v}_{т2}. \tag{5.15}$$

Внеся в уравнение (5.10) найденные значения отдельных членов, согласно (5.11)—(5.15), можем переписать его в следующем виде:

$$-\tau_2 = \psi \frac{\bar{\mu}}{g} U^2 \left(\frac{\beta w}{U}\right)^q. \qquad (5.16)$$

Уравнение (5.16) имеет силу для критической скорости. С увеличением скорости дополнительное сопротивление, как это видно из данных опыта, уменьшается, приближаясь асимптотически к нулю. Наиболее просто эту связь можно учесть введением множителя ε^r, где $\varepsilon = U_к/U$, в результате чего общее уравнение дополнительного касательного напряжения для случая $U \geqslant U_к$ будет

$$-\tau_2 = \psi \frac{\bar{\mu}}{g} U^2 \left(\frac{\beta w}{U}\right)^q \varepsilon^r. \qquad (5.17)$$

Отсюда можно получить выражение для соответствующего дополнительного коэффициента сопротивления λ_2. Дополнительное касательное напряжение в турбулентном потоке гидросмеси может быть выражено, как указывалось выше, уравнением

$$-\tau_2 = \lambda_2 \rho_п \frac{U^2}{2}. \qquad (5.18)$$

Приравнивая (5.17) и (5.18) и учитывая, что $g\rho_п = \gamma_п$, получим

$$\lambda_2 = 2\psi \frac{\bar{\mu}}{\gamma_п} \left(\frac{\beta w}{U}\right)^q \varepsilon^r. \qquad (5.19)$$

Значения ψ, q, r должны быть определены опытным путем; отыскание их является задачей последующих исследований. Отдельные опыты, проведенные автором с песком крупностью 0,09 мм в лотке шириной 0,105 м и дном с наклеенным песком той же крупности, что и взвесь, позволяют предложить следующие значения искомых коэффициентов для грубых приближений: $2\psi = 0{,}4$; $q = 0{,}5$; $r = 2$ [10]. В этом случае уравнение (5.19) перепишется для ориентировочных расчетов следующим образом:

$$\lambda_2 = 0{,}4 \frac{\bar{\mu}}{\gamma_п} \left(\frac{\beta w}{U}\right)^{0{,}5} \varepsilon^2. \qquad (5.19_1)$$

Расчеты показывают, что дополнительный коэффициент сопротивления, определяемый по этой формуле, может иметь значение лишь для условий гидротранспорта.

5.3.3. Влияние глинистой взвеси на гидравлические сопротивления

Наблюдениями В. С. Кнороза, А. П. Юфина и автора [84, 168, 7] установлено, что наличие мельчайшей взвеси в потоке повышает его взвешивающую способность; это обстоятельство

отмечено выше (см. п. 3.4). Одновременно в потоке, как правило, снижаются гидравлические сопротивления. Можно предположить, что одной из причин этого является снижение трения у стенки.

По-видимому, на движение потока ощутимо влияет и следующий фактор, замеченный М. А. Мостковым [118]. Введение очень мелкой взвеси в поток повышает его условную вязкость. При средней крупности 0,01—0,015 мм и мутности 50 кг/м³ кинематический коэффициент вязкости увеличивается в 2 раза. Повышенная вязкость приводит к увеличению толщины придонного вязкого подслоя и соответствующему увеличению придонной и средней скоростей и снижению гидравлических сопротивлений. В утолщенном ламинарном подслое в свою очередь создаются благоприятные условия для увеличения местной концентрации мелких частиц и местной вязкости.

Наблюдения нередко показывают весьма значительное снижение гидравлических сопротивлений в потоках, несущих много мелкой взвеси. Известны случаи, когда коэффициент шероховатости на гидропостах р. Амударьи снижается почти вдвое. На рис. 50 показано изменение коэффициента шероховатости в реке с увеличением мутности.

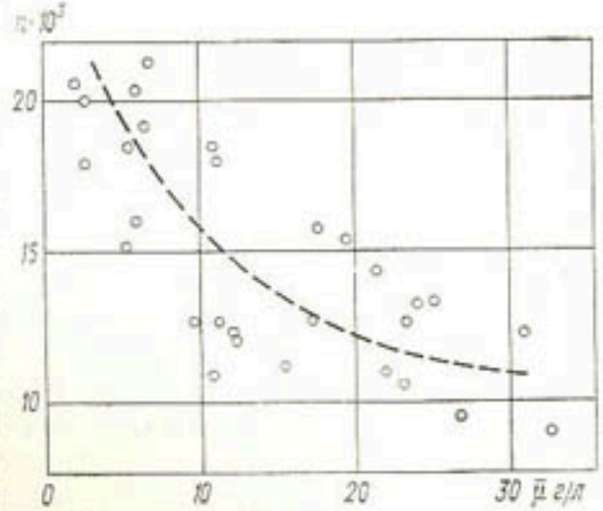


Рис. 50. Связь коэффициентов шероховатости с мутностью потока.

Для проверки открытого М. А. Мостковым явления автором был проведен следующий опыт [10]. В стеклянной трубке внутренним диаметром 27 мм и рабочей длиной 100 см измерялось падение напоров при пропуске чистой воды и воды с мутностью 6,5; 14,1; 28 кг/м³, созданной взвесью гидравлической крупностью мельче 1 мм/с ($d \leqslant 0{,}04$ мм). Наличие мелкой взвеси привело к ощутимому снижению гидравлических сопротивлений. Следует заметить, что описанное явление может устойчиво проявляться лишь при достаточно высокой мутности и при достаточно малой скорости течения, когда может установиться устойчивый вязкий подслой.

5.3.4. Заключение

Основываясь на полученных выше результатах можно сделать общий вывод, что наличие взвеси может оказать существенное влияние на гидравлические сопротивления потока лишь

в случае больших насыщений, встречающихся в гидравлическом транспорте. В этом случае основными формами воздействия взвеси на сопротивления являются изменение трения на стенке и торможение потока сгущенной к низу взвесью.

В условиях, обычных для русловых потоков нашей страны, влияние взвеси на гидравлические сопротивления практически несущественно. Основным фактором гидравлических сопротивлений в каналах независимо от наличия или отсутствия в потоке наносов является шероховатость русла. В этом отношении представляет интерес обычно наблюдаемая в земляных каналах грядовая форма русла.

5.4. Грядовая шероховатость

Вопрос о воздействии грядовой формы дна на гидравлические сопротивления остается предметом многих исследований, однако в приложении к естественным руслам, а тем более к неукрепленным каналам его нельзя считать решенным в какой-либо степени для практического применения. Обзоры работ такого рода имеются на русском языке [49, 69]. Основным объектом исследований в этом направлении являются гряды в лотках и в естественных руслах.

К. В. Гришанин [50] приводит следующую удобную для расчетов формулу, представляющую обобщение расчетных кривых, полученных А. Аламом и Дж. Кеннеди путем обработки натурных и лабораторных данных в области чисел Фруда $0{,}01 \leqslant U^2/gR \leqslant 0{,}15$:

$$\lg \frac{1}{\lambda_{h_r}} = 1{,}7 + 0{,}001 \frac{U^2}{gd}. \qquad (5.20)$$

По этой формуле определяется коэффициент сопротивления, вызванного наличием гряд; определение общего гидравлического коэффициента производится по формуле

$$\lambda = \lambda_d + \lambda_{h_r}, \qquad (5.21)$$

где λ_d — коэффициент сопротивления для зерен данной крупности при гладком дне.

Формула (5.20) удобна тем, что не содержит размеров гряд, однако в ней не отражена связь с размером потока, хотя по многим данным о реках и каналах коэффициент Шези растет с увеличением расхода. Подсчет по ней для обычных скоростей течения в крупных каналах (0,7—1,0 м/с) и крупности песка 0,2 мм, в предположении что коэффициент сопротивления для гладкого русла при малой крупности соответствует гидравлически гладкому руслу, привел к следующим результатам: $\lambda = 0{,}009 \div 0{,}014$; $C = 38 \div 47$.

Это несколько меньше, чем средние значения коэффициентов Шези для крупных равнинных рек [62, с. 298], и существенно меньше, чем те же значения для ряда каналов, существующих много лет. Основное объяснение тут состоит в том, что в каналах гряды представлены лишь микроформами, а в реках имеются и более крупные гряды.

Наблюдения показывают, что в каналах с песчаным руслом при скоростях течения, превышающих предельные по неразмываемости или близких к ним, дно всегда принимает однородное грядовое очертание. Такое же очертание дна можно заметить, как правило, и в каналах, отрытых в супеси и суглинке, где дно обычно покрыто песком, поступившим извне или из верхних участков. Поэтому целесообразно в решении вопроса о гидравлических сопротивлениях опираться на натурные данные и определять их суммарно, что и осуществляется ниже.

5.5. О формуле для коэффициента Шези

Задача о гидравлических сопротивлениях в каналах требует предварительного решения вопроса о выборе расчетной формулы. Формула для средней скорости потока при равномерном движении имеет, как известно, следующий вид:

$$U = \sqrt{\frac{2g}{\lambda}} \sqrt{Ri} = C\sqrt{Ri}, \qquad (5.22)$$

где C — коэффициент Шези. Одно из наиболее ранних предложений для его определения с применением коэффициента шероховатости принадлежит Гангилье—Куттеру (1869 г.). Н. Н. Павловский [127] свел опытные значения коэффициентов шероховатости Гангилье—Куттера в таблицу; в ней содержатся данные и для земляных каналов.

Первая формула степенного вида с постоянным показателем степени Р. Маннинга (1890 г.)

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6} \qquad (5.23)$$

получила широкое распространение благодаря своей простоте. Впоследствии появились другие, подобные формулы с иными постоянными значениями показателя степени.

Н. Н. Павловский (1925 г.), основываясь на большом количестве опытных данных, предложил ввести для показателя степени при гидравлическом радиусе переменное значение:

$$C = \frac{1}{n} R^y, \qquad (5.24)$$

$$y = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 - 0{,}75\sqrt{R}\left(\sqrt{n} - 0{,}10\right).$$

Введение переменного показателя степени облегчило установление связи с полуэмпирическими формулами логарифмического вида, которые могут быть представлены как огибающие для степенных формул [105].

Коэффициент шероховатости n должен представлять собой исчерпывающую характеристику гидравлических сопротивлений данного вида поверхности и по своему смыслу должен быть величиной постоянной и поэтому более удобной, чем коэффициент сопротивления λ, который является функцией относительной шероховатости: отношения некоторой характерной высоты выступов к глубине или гидравлическому радиусу потока.

И. И. Агроскин [3] предложил решение, связывающее коэффициенты Шези и шероховатости с полуэмпирическими теориями движения. Суть этих теорий, выраженную наиболее просто гипотезой Л. Прандтля, можно представить следующим образом. Турбулентное движение определяется уравнениями Рейнольдса, которые для плоского равномерного движения имеют следующий вид:

$$\frac{d}{dy}\overline{u'v} + gi = \nu\frac{d^2\bar{u}}{dy^2};$$

$$\frac{d}{dy}\overline{vv} + g = \frac{d}{dy}\left(\frac{\bar{p}}{\rho}\right) = 0.$$

Интегрируя первое уравнение, получаем

$$\left(\overline{u'v}\right)_h - \overline{u'v} + gi\,(h-y) = \nu\left(\frac{d\bar{u}}{dy}\right)_h - \nu\frac{d\bar{u}}{dy}.$$

Далее, исходя из следующих двух допущений: 1) средняя продольная скорость у поверхности имеет максимум и 2) пульсация поперечной скорости у поверхности равна нулю, получается уравнение Лорентца

$$\rho\overline{u'v} - \nu\rho\frac{d\bar{u}}{dy} = \gamma i\,(h-y).$$

Левая часть представляет полное касательное напряжение в потоке, включающее ламинарное и турбулентное трение. Для толщи потока второй член в левой части может быть отброшен и получается уравнение

$$\rho\overline{u'v} = \gamma i\,(h-y).$$

Левая часть уравнения называется напряжением турбулентного трения и представляет среднюю величину поперечного переноса количества движения: величины $\rho u'$ — переносимые количества пульсационного движения, а v — переносящие скорости.

В гипотезе Прандтля допускается, что осредненные значения пульсационных скоростей пропорциональны производной от средней скорости по глубине и среднему пути смешения, необходимому для передачи количества движения от слоя к слою.

Поэтому, обозначив путь смешения, умноженный на коэффициент пропорциональности, через l, можно написать

$$\rho\overline{u'v} = \tau = \rho l^2\left(\frac{d\bar{u}}{dy}\right)^2. \qquad (5.25)$$

Далее, замечая, что расстояние данной точки от дна есть единственная, характерная для потока длина, вводится еще одно допущение: принимается $l=\varkappa y$, где коэффициент пропорциональности $\varkappa$ определяется из опыта. Уравнение (5.25) после замен и интегрирования дает

$$\bar{u} = \frac{1}{\varkappa}\sqrt{\frac{\tau}{\rho}}\ln y + \text{const}. \qquad (5.26)$$

Написав это же уравнение для средней скорости на поверхности $\bar{u}_м$ и обозначив подкоренное выражение, имеющее размерность скорости, через динамическую скорость

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}},$$

получим путем вычитания

$$\frac{\bar{u}_м - \bar{u}}{v_*} = \frac{1}{\varkappa}\ln\frac{h}{y}. \qquad (5.27)$$

Уравнение (5.27) выражает гипотезу Т. Кармана (в форме Л. Прандтля) о постоянстве «дефицита» скорости; согласно этой гипотезе значение коэффициента $\varkappa$ должно быть постоянным.

Формула (5.26) является исходной для определения изменения скорости течения по глубине, средней скорости течения и гидравлических сопротивлений потока как для гладкого, так и для шероховатого русла. Отсылая интересующихся к источникам [26, 105], приведем здесь лишь формулу движения для плоского шероховатого руслового потока, полученную А. П. Зегжда в согласии с опытными данными и с полуэмпирическими теориями движения [66],

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = B\lg\frac{R}{\Delta} + A, \qquad (5.28)$$

примененную выше (5.4) с коэффициентами $B=4{,}0$; $A=4{,}25$. Уравнение (5.28) указывает на независимость коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса.

Считая, что сопротивления в руслах относятся к квадратичной области, И. И. Агроскин применил для вывода своей расчетной формулы уравнение (5.28). Из уравнения (5.28), учитывая (5.22), имеем

$$C = 2g\left(A + B\lg\frac{R}{\Delta}\right) = B\sqrt{2g}\left[\left(\frac{A}{B} - \lg\Delta\right) + \lg R\right].$$

Величина $K=A/B-\lg\Delta$ является исчерпывающей характеристикой шероховатости русла

$$C=B\sqrt{2g}\,(K+\lg R). \tag{5.29}$$

При гидравлическом радиусе, равном 1 м, коэффициент Шези есть величина, обратная коэффициенту шероховатости,

$$C_1=\frac{1}{n}=BK\sqrt{2g}.$$

Подставив в (5.29), получим

$$C=\frac{1}{n}+B\sqrt{2g}\lg R,$$

а при $B=4{,}0$ окончательно

$$C=\frac{1}{n}+17{,}72\lg R. \tag{5.30}$$

Для приведения уравнения (5.30) к степенному виду служит следующее выражение показателя степени при гидравлическом радиусе:

$$y=\frac{\lg(1+17{,}72n\lg R)}{\lg R}. \tag{5.31}$$

Заметим, что коэффициент B выражается, согласно полуэмпирической теории движения, уравнением

$$B=\frac{2{,}3}{\varkappa\sqrt{2}},$$

откуда при $B=4{,}0$ имеем $\varkappa\approx0{,}4$. Таким образом, численный коэффициент в формуле (5.30) справедлив лишь при одном постоянном значении «постоянной» Прандтля—Кармана. Однако анализ многочисленных опытных данных, как натурных, так и лабораторных, включая опыты И. Никурадзе, показывает, что величина $\varkappa$ колеблется в широком диапазоне. В ней, по-видимому, сказалась условность допущений полуэмпирической теории движения. Так, в частности, оба допущения принятые для вывода уравнения Лорентца, опровергаются опытными данными [42, 111].

Этот недостаток в формуле Агроскина устранил Железняков [62], введя в формулу для коэффициента Шези переменное значение постоянной Прандтля—Кармана согласно данным наблюдений на реках [59]. Но и это решение не исчерпывает вопроса в отношении земляных каналов. Дело в том, что движение в них не относится к квадратичной области.

Анализируя движение жидкости в шероховатых трубах, Л. Г. Лойцянский [105] рассматривает три возможных режима течения в отношении гидравлических сопротивлений. При первом предельном режиме бугорки шероховатости погружены в ламинарный подслой, их наличие не нарушает ламинарности подслоя, бугорки обтекаются без отрывов и вихреобразования. В этом случае нет разницы между гладкой и шероховатой трубами: шероховатая труба является гидродинамически гладкой.

При втором предельном, «квадратичном» режиме бугорки шероховатости выходят за пределы ламинарного подслоя, отрывное их обтекание сводит тормозящее действие поверхности трубы к сопротивлению плохо обтекаемых тел, которое не зависит от числа Рейнольдса и пропорционально скоростному напору набегающей жидкости.

Режим, промежуточный между двумя предельными, названными выше, является, согласно Лойцянскому, наиболее общим: при этом режиме высота бугорков шероховатости имеет тот же порядок, что и толщина ламинарного подслоя. Вывод об общности промежуточного режима можно целиком отнести к земляным каналам с их резко неравномерной шероховатостью, ибо как при малых, так и при больших числах Рейнольдса высота некоторой части выступов шероховатости будет того же порядка, что и толщина ламинарного подслоя.

Неравномерной шероховатости свойственно монотонное снижение коэффициента сопротивления с увеличением числа Рейнольдса, это подтверждается данными о движении воды в трубах [166]. А. П. Зегжда [66] следующим образом объясняет такой режим и заполнение «провала» в значениях коэффициента сопротивления в переходной области, наблюдаемого в опытах И. Никурадзе и др. с равнозернистой шероховатостью. При наличии равномерно распределенных на поверхности трубы (по ее длине) местных сопротивлений потери от них накладываются на обычные потери при равномерном движении, причем отношение суммарного коэффициента сопротивления к первоначальному в области падения коэффициента сопротивления растет, а в области его подъема падает, что обусловливает постепенное заполнение провала. Все это относится в равной степени и к руслам земляных каналов, так как крупные выступы в них можно рассматривать как систему равномерно распределенных по длине канала местных сопротивлений.

Учитывая изложенные обстоятельства, а также выявленное близкое сходство результатов вычислений коэффициента Шези для земляных каналов по формулам Павловского, Агроскина и Маннинга, в последующем изложении принято использование наиболее простой из них — формулы Маннинга.

5.6. Общие сведения об опытных данных

Результаты наблюдений, приводимые ниже, сведены автором в 1960 г. в [11] по материалам публикаций и отчетов САНИИРИ и другим данным и включают сведения о каналах (преимущест-

венно оросительных) добытые в период до 1955 г.; сведения о последующих наблюдениях приводятся в тексте.

Участки натурных наблюдений имеют длину от 100 м в малых каналах до нескольких километров в больших; обычным условием при назначении длины было допущение погрешности в измерениях уклона поверхности воды до 5 %. Описания участков в ряде источников неполны, иногда приводятся лишь общие сведения. Участки выбирались, как правило, прямые, без поворотов в плане, однако на длинных участках наблюдений, связанных еще с изучением режима наносов, имелись небольшие повороты и изменения в состоянии русла по длине. Ряд участков на каналах неинженерных систем имеет извилины и повороты в плане.

Грунты, слагающие ложа каналов, представляют обычно мелкие пески, супеси, суглинки различной плотности, средние и крупные пески, иногда с гравием и галечником.

На участках, сложенных связными грунтами, дно, как правило, сложено песком, поступившим с речной водой или иным путем.

Мутность потока, а также содержание мелких (глинистых) фракций во взвеси определяется источником. В Амударье средняя мутность в мае—июле составляет 4—5 кг/м³, в августе—сентябре снижается до 1,5—2 кг/м³. Такой мутности воды при большой, до 80 %, доле мелких фракций оказывается достаточным, чтобы предотвратить развитие растительности в руслах, особенно больших и средних каналов. Малые каналы, питающиеся периодически, зарастают более интенсивно, иногда по всему сечению. В других реках Средней Азии, на Кавказе и в США мутность значительно меньше амударьинской и в составе взвеси меньше мелких фракций.

Зарастание русла в малых каналах приводит к резкому увеличению коэффициентов шероховатости. В руслах с мутной водой зарастание камышом наблюдается лишь в верхней части откосов. В каналах Чардаринской системы глубиной до 1 м, питавшихся светлой водой, замечено произрастание на дне водорослей; коэффициенты шероховатости в них несколько выше обычных.

Общее представление о материалах наблюдений дает табл. 18. Всего рассмотрены данные более чем 1800 наблюдений, произведенных на 315 участках каналов на ряде систем в Средней Азии, на Кавказе и в США.

Наибольшая часть наблюдений относится к каналам, проложенным в суглинистых (лёссовых), супесчаных и мелкопесчаных грунтах; они расположены в бассейнах Амударьи, Сырдарьи и Чу. Каналы в песчаных отложениях находятся в основном в системах рек Нарын, Вахш, Аракс, Колорадо, а в гравелисто-песчаных отложениях — в Даргомской системе на р. Зеравшан.

ТАБЛИЦА 18

Перечень и параметры объектов наблюдений на каналах

Система, река	Количество объектов	Количество наблюдений	Диапазон элементов Q м³/с	U м/с	R м	$i \cdot 10^5$
Голодностепская, р. Сырдарья, 1914—1918 гг. и 1923—1926 гг.	82	265	0,067—66,2	0,07—1,50	0,17—2,54	47—1310
Чардаринская, р. Сырдарья, 1927 г.	7	176	0,344—6,6	0,06—0,67	0,12—1,45	7—588
Каналы Южного Хорезма на р. Амударье, 1926—1930 гг.	32	172	1,70—124,7	0,28—1,35	0,22—2,67	83—817
Нижнее течение Амударьи, 1932, 1952 и 1953 гг.	45	366	0,005—136,6	0,11—1,23	0,06—2,80	32—1980
Среднее течение Амударьи, 1950—1951 гг.	30	227	0,012—23,2	0,02—0,74	0,09—2,74	12—525
Атбашинская и старые каналы на р. Чу, 1926, 1929 и 1934 гг.	27	148	0,019—10,9	0,15—1,35	0,02—0,99	114—5800
Шаумянская и Азизбековская, р. Аракс, 1930 и 1935 гг.	13	71	0,24—22,5	0,32—1,24	0,21—1,88	100—1180
Предгорные, 1930, 1935 гг.	24	77	0,213—37,8	0,31—1,70	0,25—1,70	190—1480
Даргомская, р. Зеравшан, 1924 г.	6	78	0,730—76,5	0,39—2,40	0,26—1,07	217—4850
Имперская, р. Колорадо, 1918—1926 гг.	15	15	0,570—129,8	0,38—1,25	0,32—3,17	100—1040
Неинженерные системы р. Чирчик и др., 1926, 1931 гг.	25	169	0,003—53,7	0,50—2,15	0,03—1,61	136—4260

По некоторым каналам имеются сведения о повторных наблюдениях со значительными перерывами во времени. Эти данные, приводимые отдельно, дают представление об изменениях гидравлических сопротивлений во времени. Приведем сводное описание некоторых объектов наблюдений по системам Средней Азии.

Голодностепская система на р. Сырдарье. Наблюдения 1914—1918 гг. были организованы впервые в нашей стране и велись б. гидравлической станцией гидрометрической части отдела земельных улучшений (ОЗУ) Туркестанского края. Наблюдения проводились двухкратно, на прямых типичных участках каналов длиной по 300 м. На участке нивелировали 11 поперечных профилей, по которым вычислялся средний. Уклон определялся нивелировкой уровня воды в колодцах, устроенных на обоих берегах в начале и в конце участков.

Река в створе водозабора несет наносы от мельчайших до крупного песка и галечника, влекомого по дну. Благоприятный водозабор способствует малому поступлению в систему донных наносов. Мутность взвешенных наносов в летние месяцы достигает 2—3 кг/м³. Малое содержание ила во взвеси приводит к медленному зарастанию больших и более быстрому зарастанию малых каналов системы.

Наблюдения на каналах системы были продолжены в 1923—1926 гг. б. ОИИВХ—САНИИРИ (Б. Н. Хельвас, Е. А. Монина, М. А. Иванов). Отдельные участки наблюдений совпадают с прежними и их данные представляют интерес для изучения развития гидравлических сопротивлений во времени. Большинство каналов системы, особенно крупные, не заиляются, и они, в отличие от каналов на Амударье, не очищаются.

Чардаринская система на р. Сырдарье. Система, построенная в северо-восточной части Голодной степи, получала питание через прокоп длиной 2,5 км, подающий воду в два последовательно расположенных озера, откуда осветленная вода поступала в магистральный канал. Наблюдения проводились на семи участках: два — на прокопе, один — в старице, соединявшей озеро, и четыре — на магистральном канале. Наблюдения, проведенные достаточно тщательно, представляют интерес ввиду малых значений скорости в каналах и питания их осветленной водой. Наблюдения проводил В. И. Кривощеков (САНИИРИ).

Системы Южного Хорезма на р. Амударье, 1926—1932 гг. и 1952—1953 гг. Наблюдения периода 1926—1932 гг. (Б. Н. Хельвас, 1926—1928 гг., В. Н. Ярцев, 1930 г., Г. С. Чекулаев, 1932 г.) проводились в связи с переустройством систем на крупных неинженерных оросительных каналах с расходами 40—120 м³/с. Каналы, построенные за много лет до наблюдений, не заиляются, за исключением отдельных голов-

ных участков очистка их не производится, что приводит к постепенному развитию русловых деформаций.

Среднее значение коэффициента шероховатости на объектах наблюдений 1926—1928 гг. 0,022. По наблюдениям 1932 г. были предложены с учетом предыдущих наблюдений следующие значения коэффициентов шероховатости, по Н. Н. Павловскому:

— каналы в хорошем состоянии, без растительности в смоченном ложе, не заиляющиеся при нормальных расходах — 0,0175;

— каналы в удовлетворительном состоянии, без растительности — 0,0200;

— каналы, слабо заросшие на откосах, магистральные каналы в неудовлетворительном состоянии — 0,0225.

Атбашинская система на р. Чу, 1934 г. Река Чу несет небольшое количество взвешенных наносов: мутность в летний период не превышает обычно 1,0—1,5 кг/м³, поэтому каналы системы не заиляются, но зарастают, особенно малые. Водозаборный узел системы снабжен отстойниками, обеспечивающими удаление основной массы песчаных наносов; вследствие этого развитие русловых процессов в каналах не было обнаружено.

В результате исследований 1934 г. (САНИИРИ — Г. С. Чекулаев) предложены две шкалы рекомендуемых коэффициентов шероховатости: по характеристикам русла и по крупности каналов (по Н. Н. Павловскому) они заключаются в пределах 0,015—0,027 для незаросших каналов. Наблюдения, сделанные Н. Н. Кременецким в 1948 г. на той же системе, показывают наличие ряда каналов с малыми коэффициентами шероховатости, что подтверждает слабое развитие русловых деформаций при малом поступлении наносов в систему.

Предгорные системы, 1930 и 1935 гг. Исследования предгорных систем 1930 г. (В. Н. Ярцев) проводились на каналах неинженерных систем с извилинами в плане. Коэффициенты шероховатости по ним оказались выше, чем в каналах инженерных систем, на 20—25 %.

В 1935 г. были проведены наблюдения на каналах предгорной инженерной системы, проложенных в крупнопесчаных и гравелисто-песчаных грунтах. Характерными для этих каналов были значительные скорости течения. Для изученных условий были рекомендованы следующие значения коэффициентов шероховатости: для каналов с расходами более 20 м³/с — 0,020, для более мелких — 0,025. Следует заметить, что наблюдения велись на недавно построенных каналах.

При анализе результатов натурных наблюдений следует учесть искажающее влияние на отдельные данные ряда факторов: неточности измерений, местных сопротивлений, устойчивых сгонов и нагонов уровня воды ветрами и др. Поэтому

объективное суждение о гидравлических сопротивлениях возможно лишь на основе осреднения достаточно большого количества опытных данных.

5.7. Русла в суглинках, супесях и мелких песках

Наибольшее количество рассмотренных материалов относится к руслам с дном и берегами, сложенными из мелкого (до 0,2 мм) песка, большей частью заиленного, или берегами из супеси или суглинка. Следующую группу по количеству наблюдений составляют русла, отрытые в супесях и суглинках разной плотности, причем в них, так же как и в руслах первой группы, дно сложено из мелкого песка в форме мелких гряд. Заметим, что грядовая форма дна наблюдается во всех случаях, когда дно сложено преимущественно из песка. Наличие ила приводит к более сглаженным формам гряд.

Обе указанные группы оказалось целесообразным объединить в одну категорию, учитывая отсутствие существенных расхождений в значениях коэффициентов шероховатости. С целью выявления основных закономерностей из числа наблюдений этой категории отобрано 450 «точек»— на участках, близких к прямолинейным в плане и с малой растительностью в смоченной части русел; наблюдения на всех каналах этой категории велись после многолетней их эксплуатации.

По этим данным подсчитаны коэффициенты сопротивления и коэффициенты шероховатости. Значения коэффициентов сопротивления, нанесенные на график П. П. Зегжда для открытых русел, представлены на рис. 51. Число Рейнольдса определялось по приближенной формуле

$$\mathrm{Re} \approx \frac{UR}{0{,}01},$$

где U — средняя скорость течения, см/с; R — гидравлический радиус, см.

Большой разброс точек на графике понятен, если учесть, что мы имеем дело с полевыми материалами со свойственными им неточностями и отклонениями под влиянием ряда факторов: неравномерности течения, ветра, гряд и других видов шероховатости и пр. Все же и при этом график позволяет сделать следующие два вывода.

Снижение коэффициента сопротивления с увеличением числа Рейнольдса можно было бы объяснить уменьшением относительной шероховатости русла. Однако влияние этого фактора, по-видимому, намного меньше действительного увеличения, наблюдаемого на графике, где наименьшие значения коэффициента сопротивления близки к гидравлически гладким руслам, а наибольшие — в десятки раз больше и превышают

в несколько раз возможное действие выступов шероховатости в руслах с жесткими стенками.

Монотонное изменение коэффициентов сопротивления подтверждает высказанное выше (п. 5.5) предположение, что течение в земляных руслах находится в переходной области. Высокие же значения гидравлических сопротивлений, уменьшающиеся с увеличением размера каналов, указывают на преобладающую роль местных сопротивлений, вызванных главным образом грядовой формой дна и в некоторых случаях растительностью.

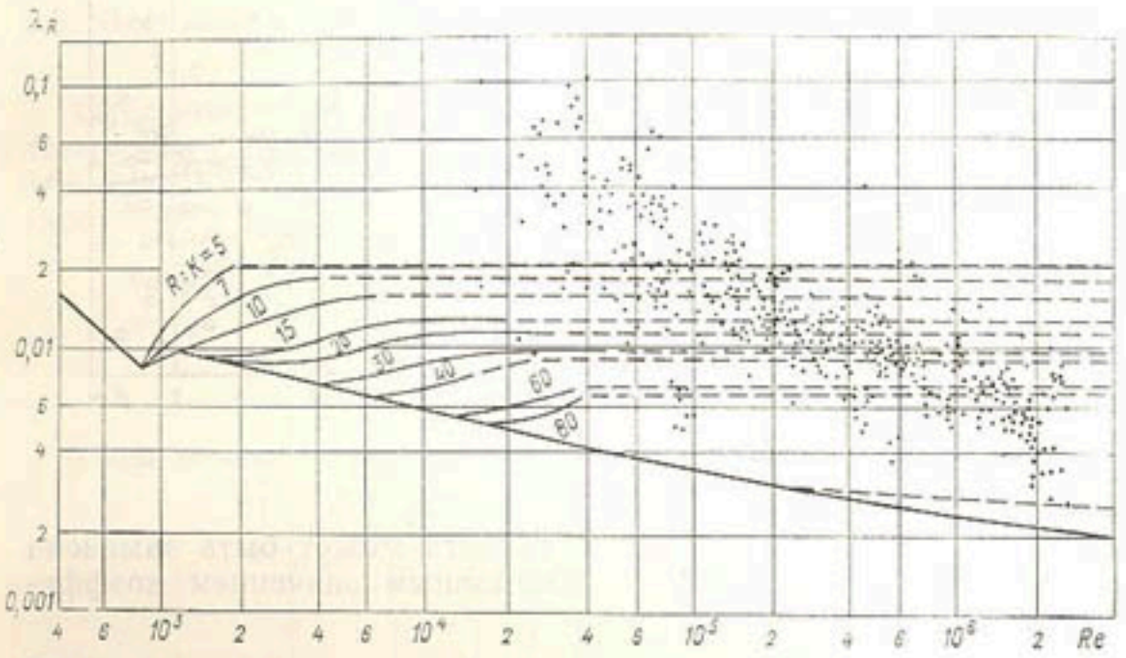


Рис. 51. Коэффициенты сопротивления в каналах и график А. П. Зегжда [66].

Несоответствие гидравлических сопротивлений в земляных каналах квадратичной зоне движения должно в свою очередь повлечь изменения коэффициентов шероховатости, вычисляемых по формуле Агроскина и сходной с ней в этой области формуле Маннинга. На рис. 52 нанесены коэффициенты шероховатости в каналах первой категории в связи с гидравлическими радиусами. Такая форма зависимости, помимо удобства для расчетов, выражает косвенную связь с числом Рейнольдса, поскольку два других члена этого числа изменяются в земляных каналах в узких пределах.

График показывает монотонное уменьшение коэффициента шероховатости с увеличением гидравлического радиуса, что согласуется с известным предложением Н. Н. Павловского. Обобщающей линии, нанесенной на графике, соответствует выражение

$$n = n_0 R^{-1/12}; \quad n_0 = 0{,}020, \tag{5.32}$$

где n_0 — коэффициент шероховатости при гидравлическом радиусе, равном 1 м. Заметим, что опытным данным, представленным на рис. 52, больше соответствует величина $n_0=0{,}019$; небольшое его увеличение принято для учета снижающего шероховатость действия мелкой взвеси и ила в составе гряд в значительной части наблюдений.

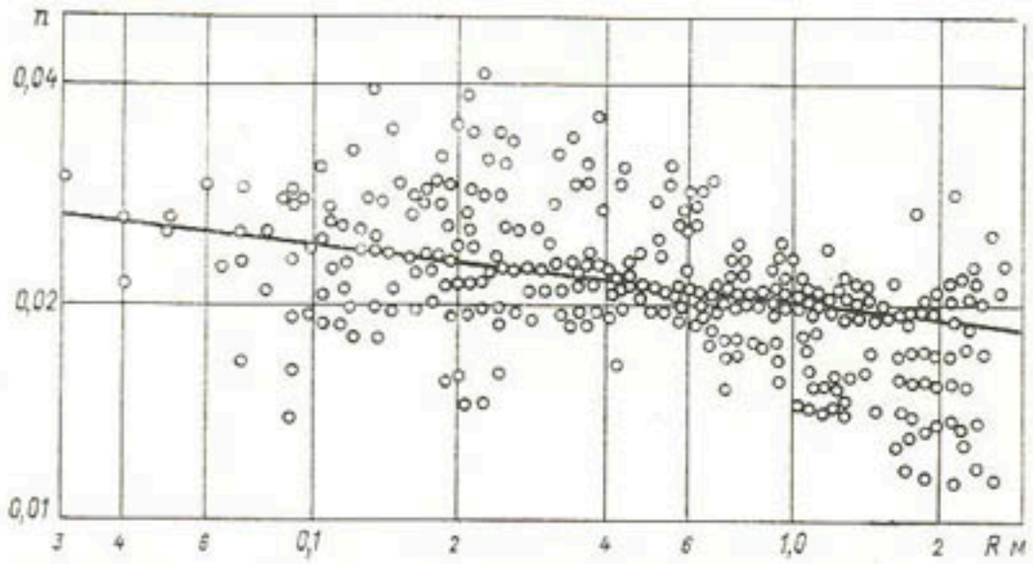


Рис. 52. Коэффициенты шероховатости по Маннингу в каналах первой категории.

Исходя из (5.32) формула Маннинга может быть заменена следующей ей равноценной с постоянным значением коэффициента шероховатости:

$$C=\frac{1}{n_0}R^{1/6}. \qquad (5.33)$$

Такое же, как на рис. 52, определенное снижение коэффициента шероховатости получается по данным наблюдений с увеличением расхода воды.

В 1948—1949 и в 1952 гг. проводились обстоятельные наблюдения на крупном канале в Средней Азии, питавшемся осветленной водой (расход до 512 м³/с), с гидравлическими радиусами до 6,0 м, с откосами, мощенными крупным рваным камнем [53]. В результате исследований рекомендуется для исправных каналов в песчаных и супесчаных грунтах с откосами, крепленными на величину до 20 % от смоченного периметра, коэффициент шероховатости по Павловскому 0,020. В работе приводятся данные, согласно которым мощение канала увеличило значение коэффициента шероховатости на 12—15 %, т. е. в канале без мощения коэффициент шероховатости будет около 0,0175. Подсчет по формуле (5.33) приводит приблизительно к такому же результату.

В связи с полученным результатом следует отметить, что

К. В. Гришанин [51], рассматривая русла различного профиля, приходит к выводу, что в руслах параболического очертания коэффициент шероховатости по Маннингу должен с увеличением средней глубины уменьшаться пропорционально глубине в степени $^1/_{12}$, что соответствует уравнению (5.32). А. И. Богомолов и К. А. Михайлов называют в качестве «наиболее ходовых» для открытых русел значения показателя степени при гидравлическом радиусе 0,20—0,25 [28, с. 135].

5.8. Песчаные и гравелисто-песчаные русла

Следующую категорию, охваченную наблюдениями, составляют русла в песках средней крупности (преимущественно до 0,6—0,8 мм), слагающих дно, а иногда и берега. Такие каналы характерны для систем в предгорных участках рек, таких, как

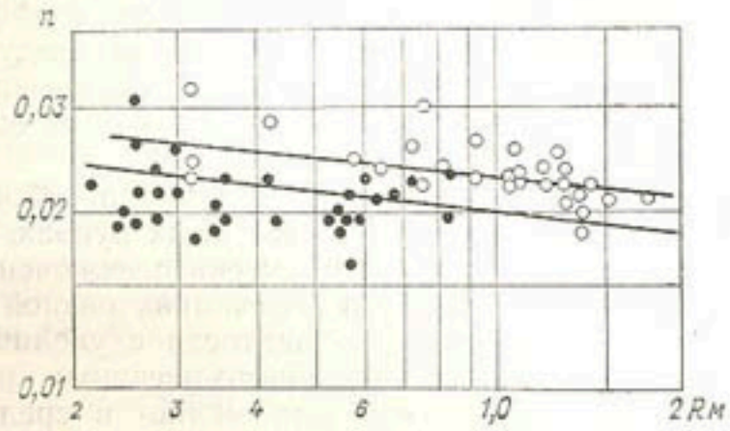


Рис. 53. Коэффициенты шероховатости по Маннингу в каналах второй категории.

Аракс, Вахш, Нарын, рек Ферганской долины; из зарубежных систем к ним относятся каналы Имперской системы на р. Колорадо. Особенностью этой категории русел является большая крупность зерен и повышенная подвижность гряд в отсутствии ила.

Для оценки значений коэффициентов шероховатости второй категории русел имеется меньшее количество данных, часть их представлена на рис. 53. Их рассмотрение дает возможность сделать два важных вывода: 1) коэффициенты шероховатости несколько, хотя и незначительно, больше, чем для первой категории каналов, и 2) для этой категории каналов также имеет место систематическое снижение коэффициентов шероховатости с увеличением размеров каналов приблизительно с той же закономерностью. Таким образом, формула (5.33) может быть

применена и для этой категории каналов, но с иным постоянным коэффициентом шероховатости.

По наблюдениям в песчаных руслах можно различить две группы точек (рис. 53): первая относится к Азизбековской и предгорным системам, а вторая — к Шаумянской и Имперской на р. Колорадо. Коэффициенты шероховатости во второй группе канала выше, чем в первой, примерно на 15 %. Это объясняется тем, что каналы первой группы были введены в эксплуатацию незадолго до начала наблюдений, а каналы второй группы эксплуатировались в течение ряда лет, поэтому в каналах второй группы могли образовываться более крупные гряды.

Кроме того, в каналах предгорных систем скорости больше предельных неразмывающих в среднем более чем в 2 раза и, по-видимому, имеет место смыв гряд с соответственным уменьшением их влияния на шероховатость.

Средний коэффициент шероховатости при глубине 1 м для первой группы точек близок к 0,020, для второй — 0,023. Учитывая изложенные выше условия, постоянный коэффициент шероховатости для каналов второй категории следует принять равным 0,021. Имеется в виду, что динамика изменения шероховатости во времени учитывается отдельно; этот вопрос будет рассмотрен ниже (п. 6.6).

В работе [11] приведены также ценные для обобщений материалы наблюдений в гравелисто-песчаных руслах, сложенных в основном из среднего и крупного песка с включением гравия размером до 1—2 см, а также в галечниках разной крупности. Уменьшение коэффициента шероховатости с увеличением гидравлического радиуса для гравелисто-песчаных русел выражено значительно слабее, чем для мелко- и среднепесчаных русел: формула для коэффициента Шези для них будет при постоянном коэффициенте шероховатости

$$C \approx \frac{1}{n_0} R^{1/6}; \quad n_0 = 0{,}022. \tag{5.34}$$

Для русел же, сложенных из галечника разной крупности, влияние гидравлического радиуса на коэффициент шероховатости не улавливается и коэффициент Шези соответствует формуле Маннинга при постоянном значении коэффициента шероховатости.

5.9. Заключение

Таким образом, в результате анализа натурных данных определяется шкала коэффициентов шероховатости и коэффициентов Шези, представленная в табл. 19.

ТАБЛИЦА 19

Коэффициенты шероховатости и коэффициенты Шези для каналов в земляном русле

Категория	Характеристика грунта русла	n_0	C
1	Дно мелкопесчаное (до 0,2 мм), берега из мелкого песка, супеси и суглинка	0,020	$\frac{1}{n_0} R^{1/4}$
2	Дно из среднего песка (до 0,8 мм), берега из песка, супеси и суглинка	0,021	$\frac{1}{n_0} R^{1/4}$
3	Средний и крупный песок со включением гравия до 1—2 см	0,022	$\frac{1}{n_0} R^{1/5}$
4	Мелкий галечник 2—5 см	0,024	$\frac{1}{n_0} R^{1/6}$
5	Средний галечник 5—10 см	0,027	$\frac{1}{n_0} R^{1/6}$

Примечательно, что, определяя для песчаных русел коэффициент Шези по табл. 19 и скорость начала подвижности по формуле (4.20), мы получим, что динамическая скорость потока для песка данного размера — величина постоянная, не зависящая от глубины потока. Действительно, предельная скорость определяется формулой

$$U_0 = KR^{1/6}; \quad K = 0{,}97\sqrt{g}\, d^{1/6}.$$

Однако одновременно

$$U_0 = \frac{1}{n_0} R^{1/6}\sqrt{Ri},$$

откуда

$$v_* = \sqrt{gRi} = 0{,}97 n_0 g d^{1/6}. \tag{5.35}$$

В выражение (5.35) гидравлический радиус не входит. Например, для минимального размера песка 0,2 мм имеем при коэффициенте шероховатости, увеличенном согласно п. 6.6 на 10 %, $v_* = 0{,}97 \cdot 0{,}022 \cdot 9{,}8\,(0{,}0002)^{1/6} = 0{,}025$ м/с.

Для предельного условия прекращения подвижности (см. п. 2.4.2) имеем соответственно $v_* = 0{,}020$ м/с.

Известно, что формирование гряд происходит лишь в песчаных руслах. Движение крупных наносов в предгорных участках рек происходит в безгрядовой форме, что, впрочем, не исключает образования крупных речных форм: побочней и др.

[69, 132, 128]. По-видимому, переходная область гидравлических сопротивлений в песчаных руслах определяется особенностями их грядового строения и снижением интенсивности турбулентности с увеличением глубины (см. п. 4.1.1). С исчезновением гряд выражение для коэффициента Шези приближается к формуле Маннинга—Штриклера.

Материалы многолетних наблюдений показывают, что гидравлические сопротивления в каналах претерпевают изменения во времени. Эти изменения находятся в прямой связи с состоянием и степенью устойчивости русел, поэтому вопрос об изменениях сопротивлений и коэффициентов шероховатости во времени рассматривается в гл. 6.

Глава 6. ПЛАНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В КАНАЛАХ

6.1. Общие условия и виды устойчивости

Широкое распространение неукрепленных каналов в водном хозяйстве вызывает естественное стремление к поискам их параметров, устойчивых в различных условиях эксплуатации. Наибольший интерес представляет устойчивость каналов, проложенных в несвязных и малосвязных грунтах — песках и супесях, подверженных деформациям; такие каналы и будут основным предметом дальнейшего рассмотрения.

Понятие устойчивости представляется как отсутствие такого взаимодействия потока и русла, которое может вызвать направленные русловые деформации, плановые и глубинные. В отличие от них могут возникнуть, особенно в начальный период эксплуатации, деформации местные, связанные с разнородностью механических свойств грунта по трассе; их следует безотлагательно устранить во избежание последующего их превращения в фактор направленных деформаций.

Глубинные деформации в каналах представляют обычно либо их общий размыв, либо заиление в связи с избытком поступающих с водой наносов или избытком взвесенесущей способности потока. Условия равновесия в этой области изложены в гл. 2—4, а динамика рассматривается в гл. 7. Предметом настоящей главы является вопрос о плановых деформациях в неукрепленных каналах.

В самом первом представлении устойчивость русел связывается с движением потока с достаточно малой скоростью, при которой материал русла остается неподвижным, т. е соблюдается условие для скорости сечения $U \leqslant U_0$, где U_0 — предельная неразмывающая средняя скорость для данного грунта.

Существует много каналов со средней скоростью течения меньшей, чем предельная. Они устраиваются при питании осветленной водой из водохранилищ и рек с малым содержанием наносов. Русла, находящиеся в таких условиях, получили в литературе название статически устойчивых. К ним относятся и русла, сложенные из крупнозернистого материала, в которых поток проносит транзитом наносы мелких фракций.

Многовековая и современная практика ирригации связана с питанием каналов речной водой, несущей наносы. Начало поисков устойчивых форм течения в таких каналах положено известной работой Р. Кеннеди, упомянутой в гл. 1; вслед за ним исследования условий устойчивости в каналах проводили Е. Линдлей, Дж. Лейси, М. Альбертсон, Д. Саймонс, а в нашей стране — В. В. Чиков, Ф. Б. Нельсон-Скорняков, А. А. Черкасов, Е. А. Замарин, Г. С. Чекулаев, А. Н. Гостунский.

Анализ исследований показывает, что рассмотренные объекты, признанные устойчивыми, объединяет слаборазвитое движение наносов русловых фракций. Существование устойчивых русел в этих условиях подтверждается лабораторными опытами [170] и многими натурными данными. Русла такого рода можно назвать устойчивыми с ограниченными деформациями. Исследованию этих русел посвящены п. 6.3—6.5 настоящей главы.

Практика ирригации в нашей стране и за рубежом установила устойчивое существование класса каналов в условиях транспорта большого количества наносов, поступающих из рек. В определенные периоды дно этих каналов ощутимо заиляется, в другие — размывается, однако плановых деформаций они, как правило, не претерпевают. Скорости течения в них намного выше предельных неразмывающих, описанных выше. Устойчивость таких русел обеспечивается в определенных местных условиях. Русла, находящиеся в названном режиме, можно назвать условно устойчивыми с развитыми деформациями; им посвящен п. 6.7 настоящей главы.

Устойчивость русел находится в прямой связи с режимом наносов, а гидравлические сопротивления в большой степени зависят от степени устойчивости русел. Эти вопросы рассматриваются в п. 6.6 и 6.8 настоящей главы.

Каждому устойчивому состоянию соответствует определенный гидравлический режим; в идеализированном представлении это — режим установившегося равномерного движения. В реальной практике действующих каналов такой режим строго никогда не соблюдается: в них имеет место подпор или спад или отклонения от установившегося движения, связанные с изменениями расхода. Если эти отклонения заключаются в некоторых пределах, то русла каналов сохраняют свое устойчивое состояние; примером этому служит ряд действующих десятилетиями устойчивых каналов, находящихся в различных условиях питания.

Помимо условий, определяющих каждую из названных выше форм устойчивости, имеются некоторые общие факторы, воздействие которых может существенно повлиять на устойчивость каналов и вызвать в нем деформации их формы и положения в плане. К числу их относятся: продольные волны или волны перемещения, ветровые и судовые волны, местные искривления

или крутые повороты трассы, плывунные грунты, а также особые условия зимнего режима.

Продольная положительная волна, вызывая резкое увеличение глубины и скорости течения канала, оказывает сильное воздействие на его дно и откосы, а неравномерное ее распространение по ширине способствует плановым деформациям. Известно, что основным фактором образования и перемещений русловых макроформ в естественных руслах являются паводковые расходы, сопровождаемые мощными продольными волнами. Отрицательная волна и спад уровня в свою очередь вызывают инфильтрацию в канал прибрежных грунтовых вод и суффозию в зоне откосов.

Частое воздействие ветровых и судовых, преимущественно поперечных волн приводит, как известно, к образованию в зоне колебания уровней очень пологих, «пляжных» откосов, которые в ряде случаев могут оказаться недопустимыми для эксплуатации. Пляжные откосы могут вызвать эффект, сходный с взаимодействием руслового и пойменного потоков. Такое взаимодействие, как показал Г. В. Железняков [61], приводит к ощутимому увеличению гидравлических сопротивлений.

Весьма существенным фактором неустойчивости русла канала могут быть допущенные при строительстве искривления в плане, крутые повороты, а также отмеченные выше местные деформации в зоне включений слабых грунтов. По мнению И. Ф. Карасева [75], неравномерная прочность грунтов является основным фактором плановых деформаций. Отрицательно могут сказаться и крупные нарушения формы сечения, допущенные при работе земснарядов.

Возможность развития плановых деформаций русла зависит, согласно К. В. Гришанину [51], главным образом от протяженности первоначального искривления потока: при достаточной его длине искривление становится устойчивым и в свою очередь оказывает воздействие на нижележащий участок.

Наконец, в природе нередко встречаются заиленные тонкозернистые пески — плывуны, состав которых придает слабую устойчивость и малые углы естественного откоса во влажном состоянии. Устройство каналов в грунтах, содержащих плывуны, может встретить существенные затруднения.

Учет и устранение названных общих факторов неустойчивости является обязательным при проектировании и строительстве новых каналов. В настоящей главе эти факторы не рассматриваются.

6.2. Статически устойчивые русла

Задача об устойчивых руслах в принятой постановке включает решение вопросов о допустимых скоростях течения и

формах русла. Предельные допустимые скорости, соответствующие началу подвижности, были предметом рассмотрения в гл. 4; здесь остается реализовать полученные результаты.

Предельная по началу размыва скорость для песка со средним размером до 1,5 мм определяется следующим уравнением:

$$U_0 = 1{,}04\sqrt{gd}\left(\frac{R}{d}\right)^{1/4}, \tag{4.20}$$

а минимальная предельная скорость для частиц средней крупностью 0,2 мм и мельче — уравнением

$$U_{0\,\text{мин}} = 0{,}385R^{1/4}. \tag{4.21}$$

В уравнении (4.20) размерность соблюдена, а в уравнении (4.21) гидравлический радиус берется в метрах. Для примера, предельная скорость для песка средней крупностью 0,2 мм по обеим формулам будет: при гидравлическом радиусе канала, равном 1 м, 0,39 м/с, а при гидравлическом радиусе 10 м — 0,68 м/с. Итак, условием статической устойчивости русла следует считать протекание в них потоков со средней скоростью, равной или меньшей предельных, определяемых формулами (4.20) и (4.21).

Вопрос о форме устойчивого русла явился предметом многих исследований, большинство которых исходит из анализа морфометрии рек. Ряд таких работ относится к каналам в несвязных грунтах, часть их будет названа ниже (см. п. 6.3). Во многих работах устойчивость русел связывается с минимумом потерь энергии, согласно другим она в значительной мере зависит от степени насыщения потока наносами и от устойчивости откосов.

Значительный интерес представляет предложение И. Ф. Карасева [75], основанное на анализе структуры потока. Устойчивость потока определяется отсутствием внутренних условий для его расчленения. Исследуя корреляцию пульсационных скоростей течения в продольном и поперечном направлениях и данные о распределении средних скоростей по глубине, Карасев устанавливает существование квазиоднородного потока в следующих пределах:

$$1 < \frac{B}{H}\sqrt{\lambda} < 4{,}5, \tag{6.1}$$

где B, H — ширина и средняя глубина потока; λ — коэффициент сопротивления.

Добавив к условию гидравлической устойчивости потока условие устойчивости грунта в виде формулы для предельной скорости Студеничникова (4.5), Карасев получает морфометрическую зависимость

$$B \leqslant 3{,}65\,(Hd)^{1/4}\left(\frac{H}{i}\right)^{1/2} \tag{6.2}$$

для русел со скоростями течения, предельными по началу размыва. Вообще же уравнение (6.1) имеет силу в условиях статического и подвижного русла: во втором случае нарушение устойчивости проявляется в деформациях, а в первом — лишь в значении гидравлических сопротивлений.

Выясним вопрос о форме поперечного сечения для русла равной устойчивости. Многочисленные предложения по этому вопросу приводят в большинстве случаев к близким решениям, определяемым пограничными условиями: откос у уреза должен соответствовать предельному по устойчивости для данного материала, а по оси русла дно должно быть горизонтальным.

Среди ряда решений можно признать достаточно обоснованным известное (Форхгеймер, 1913 г.) предложение, реализованное в так называемом методе американских инженеров

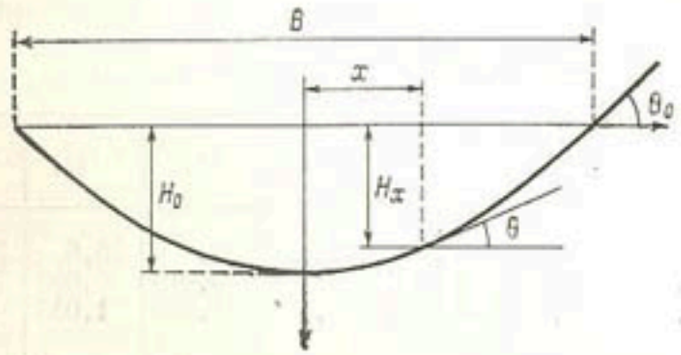


Рис. 54. Гидравлически устойчивое русло в форме косинусоиды.

[176, 164, 103]; которое, как выяснится ниже, приемлемо и для русел с ограниченными деформациями. Суть его сводится к следующему: предельная устойчивость в любой области периметра определяется как результат равновесия частиц грунта, удерживаемых нормальной компонентой их веса и сдвигаемых местной влекущей силой; последняя принимается равной массе воды над наклоненной под углом Θ элементарной площадкой, умноженной на уклон потока.

Угол наклона периметра у уреза воды принимается равным предельному углу естественного откоса для данного смоченного грунта. Его значение заключается обычно в пределах $m = \operatorname{ctg}\Theta_0 = 1{,}5 \div 3{,}0$.

Исходя из этих допущений, русло предельного равновесия получается в форме косинусоиды (рис. 54) и его размеры определяются следующими выражениями:

ширина русла поверху

$$B = \frac{\pi H_0}{\operatorname{tg}\Theta_0}, \tag{6.3}$$

где H_0 — глубина по оси; Θ_0 — угол наклона периметра у уреза воды;

глубина на расстоянии x от оси

$$H_x = H_0 \cos\left(\frac{\operatorname{tg}\Theta_0}{H_0} x\right), \tag{6.4}$$

где значение угла (в скобках) дано в радианах, для перевода в градусы его следует умножить на 180/л;

живое сечение

$$\omega = \frac{2H_0^2}{\operatorname{tg}\Theta_0}. \tag{6.5}$$

Гидравлический радиус, в выражение которого входит эллиптический интеграл второго рода, можно определить, пользуясь табл. 20. В ней же даны отношения смоченного периметра к ширине русла поверху, определенные, согласно (6.3) и (6.5), по формуле

ТАБЛИЦА 20

Значения R/H; χ/B для косинусоиды

$\operatorname{tg}\Theta_0$	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2,5	1/2,0	1/1,5	1/1
Θ_0	9,5	11,3	14,0	18,5	21,8	25,6	33,3	45,0
R/H	0,632	0,630	0,627	0,620	0,613	0,603	0,578	0,523
χ/B	1,006	1,011	1,014	1,027	1,039	1,055	1,101	1,217

$$\frac{\chi}{B} = \frac{2H_0}{R\pi}. \tag{6.6}$$

Смоченный периметр в случае необходимости определяется по выражению

$$\chi = \frac{\omega/H}{R/H_0}. \tag{6.7}$$

Описанная форма сечения, основанная на влекущей силе как критерии предельного состояния русла по началу подвижности представляется логичной и приемлемой для достаточно пологих откосов. Однако в принятом способе распределения влекущей силы не учтено взаимодействие смежных областей потока, выражающееся, в частности, в поперечной циркуляции, наблюдаемой и на прямых участках русла. Этот фактор может ограничить предельно допустимую крутизну откосов.

Применение косинусоиды или близких к ней сечений целесообразно для больших каналов. Каналы малых и средних размеров глубиной менее 5—6 м можно устраивать без ощутимого ущерба для устойчивости обычного трапецеидального сечения с заданными заложениями откосов.

6.3. Устойчивые русла с ограниченными деформациями

Определение формы устойчивости необходимо не только для случаев питания каналов речной водой с наносами. В условиях развивающегося регулирования стока и питания каналов осветленной водой из водохранилищ обычно руководствуются требованием, чтобы средняя скорость течения в канале была не выше предельной неразмывающей для данного грунта.

Однако при неразмывающей скорости, если она близка к предельной, не исключается возможность движения руслового материала. Факторами движения могут быть неравномерные по сечению скорости, встровые сгоны и нагоны и связанные с ними пульсации скорости и давления у дна.

Возможно поступление в поток песка с талыми водами и из малых водотоков, пересекаемых трассой канала. Важным слагаемым в балансе наносов может быть поступление песка с ветром. Наблюдения в Хорезмском оазисе [19] показали, что на 1 км длины канала шириной до 60 м ветром приносится из пустыни до 5—10 тыс. м^3 песка в год. При предельной неразмывающей скорости течения поступление в канал наносов даже в малых количествах создает режим заиления, способствующий неустойчивости и блужданию потока. Напротив, режим слабого размыва является фактором устойчивости, размыв при этом развивается вглубь [95].

Наблюдения на каналах и реках показывают, что при избытке наносов в потоке происходит его расширение и блуждание, некоторые примеры такого рода приводятся ниже, в п. 6.6. Поток должен располагать запасом энергии для преодоления дополнительных сопротивлений, возникающих в связи с транспортом наносов.

Таким образом, целесообразно придать потоку скорости несколько выше предельных неразмывающих, разумеется, с инженерным учетом возможных последствий такого превышения, которые могут выразиться в виде небольшого общего размыва русла. Но здесь мы вступаем в область подвижного русла, поэтому уместно обратиться к итогам исследований по морфометрии устойчивых русел.

6.3.1. Устойчивые формы русел

С достаточным основанием можно считать, что из многих предложений об устойчивых руслах наиболее надежной применительно к каналам является одна из эмпирических зависимостей, связанных с именем Д. Лейси [175]. Последующие разработки опирались в той или иной форме на выводы типа Лейси как на опытную базу. Эта зависимость имеет вид

$$\chi = L\sqrt{Q}, \tag{6.8}$$

где χ — смоченный периметр, м; Q — расход, м³/с. Коэффициент при корне квадратном из расхода у Лейси — величина постоянная: $L=4{,}84$ с^{0,5}/м^{0,5}.

Близкий к (6.8) результат получили ранее Е. Линдлей (1919 г.), а впоследствие Д. Саймонс и М. Альбертсон [103, 182]. Сходные результаты получили в нашей стране Г. С. Чекулаев [99] и Н. В. Лаптурев [96]. Заметим, что другие формулы из системы зависимостей для гидравлического расчета, предложенных Лейси и др., имеют местное значение и не получили распространения.

Раскрыв в правой части (6.8) значение расхода, получим после несложных преобразований

$$\frac{\chi}{R}=\frac{U}{v_x}, \tag{6.9}$$

где U — средняя скорость течения; R — гидравлический радиус; v_x — некоторая скорость, введенная с целью нормирования, имеющая, согласно Лейси, постоянное значение, равное $1:4{,}84^2=0{,}0426$ м/с. Рассмотрение ряда опытных данных показывает, что к этой величине близки значения динамической скорости, $v_*=\sqrt{gRi}$. В случае их отождествления значение коэффициента в (6.8) будет

$$L=\frac{1}{\sqrt{v_*}}. \tag{6.10}$$

Рассмотрим приведенное выше условие существования «квазиоднородного» потока (6.1), полученное И. Ф. Карасевым,

$$1<\frac{B}{H}\sqrt{\lambda}<4{,}5.$$

Учитывая известные зависимости:

$$\lambda=\frac{2g}{C^2};\quad C=\frac{U}{\sqrt{Hi}},$$

получим из (6.1)

$$\frac{B}{H}\approx(0{,}7\div 3{,}2)\frac{U}{v_*}.$$

В больших каналах, применительно к которым написана формула (6.1), ширина по верху мало отличается от смоченного периметра, а средняя глубина — от гидравлического радиуса, поэтому для общности лучше написать

$$\frac{\chi}{R}\approx(0{,}7\div 3{,}2)\frac{U}{v_*}. \tag{6.11}$$

Соответственно значение коэффициента к формуле Лейси будет

$$L=\frac{0{,}84\div 1{,}8}{\sqrt{v_*}}. \tag{6.12}$$

Согласно приводимым ниже сведениям об устойчивых руслах и их анализу целесообразно принять коэффициент в числителе (6.12), равным единице. Таким образом, уравнение (6.11) можно увязать с опытными данными

$$\frac{\chi}{R}\approx\frac{B}{H}=C_*, \tag{6.13}$$

где $C_*=C/\sqrt{g}$ — безразмерный коэффициент Шези.

Такое решение небезупречно: широкий диапазон рекомендуемых значений коэффициента вызывает сомнение в возможности оперировать с одним постоянным его значением. Спорными являются и результаты решения в крайних случаях: при больших уклонах получаются узкие и глубокие русла, а при малых — широкие и мелкие.

Однако форма выражения коэффициента Лейси через динамическую скорость, уместная по соображениям размерности, содержит, как выяснится позже, значительные удобства и в практических приложениях.

Условие квазиоднородности потока, приведенное выше, согласуется с известным постулатом о минимуме диссипации энергии [2, 33, 145] и может рассматриваться как форма его выражения. Исходя из этого постулата, близкие к (6.8) выражения получили В. Лангбейн [177, 178], а также в развитие предложений А. В. Троицкого Р. М. Каримов [78]. Другие формы выражения минимума диссипации энергии [71] приводят к сходным результатам.

Особенностью формулы (6.8) является то, что относительная ширина русла B/H растет с увеличением расхода, поскольку с увеличением расхода растет коэффициент Шези. Таким образом, геометрическое подобие потоков не соблюдается. Это обстоятельство давно замечено в естественных руслах и послужило, в частности, основой для обычно применяемого при моделировании деформируемых русел искажения масштабов: относительная глубина в модели принимается в несколько раз больше, чем в натуре.

Известные морфологические зависимости М. А. Великанова [33], полученные им на основе и в развитие положений В. М. Лохтина, можно также свести к виду (6.8). Рассмотрим его формулу для ширины во втором варианте [33, с. 62] (см. также п. 8.4)

$$\frac{Bi}{ad}=A_B\left[\frac{Qi^{1/2}}{(ad)^2\sqrt{agdi}}\right]^{y_1}. \tag{6.14}$$

Согласно двум сериям лабораторных наблюдений в деформируемых песчаных руслах, выполненным раздельно Н. С. Шарашкиной и О. В. Андреевым, значения показателя степени y_1 оказались равными соответственно 0,54 и 0,51, т. е. близкими к корню квадратному.

При обработке же натурных данных показатель степени оказался равным 0,4. Причину расхождения Великанов усмотрел в сдерживающем размыв берегов воздействии «растительного покрова с его корневой системой, связывающей грунты берегов и тем затрудняющей боковую эрозию». Таким образом, без этого фактора показатель степени и в натуре должен быть близким к 0,5.

Кроме того, по-видимому, на значении показателя степени по натурным данным сказались неизвестные нам особенности обработки. Как указано выше, увеличение относительной ширины русла с увеличением расхода — факт общеизвестный, а между тем показатель степени 0,4 с этим фактом не согласуется. Действительно, если в уравнении (6.14) принять показатель степени равным 0,5, то получим уравнение (6.8) лишь с другим численным коэффициентом. Если же принять показатель степени равным 0,4, то получим, объединив под знаком A прочие параметры,

$$Q = AB^{2,5},$$

что соответствует моделированию гидравлических явлений при соблюдении геометрического подобия.

Отметим, что по наблюдениям на различных участках Каракумского канала, в котором происходит активный процесс самоформирования русла, С. А. Аннаев и Б. К. Балакаев [24], применив уравнение (6.14), получили показатель степени для грунтов в диапазоне от глин до мелких песков равным 0,47—0,50.

Уравнения (6.8)—(6.13) и упомянутые решения, основанные на постулате о минимуме диссипации энергии, определяют условие гидравлической устойчивости потока, отсутствие внутренних условий для его расчленения, однако без учета материала русла, его подвижности, устойчивости откосов. Важнейшим фактором, определяющим наличие и интенсивность деформаций, является количество влекомых наносов и соотношение между ним и транспортирующей способностью потока. Основные факторы устойчивости русел каналов рассмотрены ниже.

6.3.2. Факторы устойчивости каналов

Возможные деформации каналов, проложенных в несвязных грунтах, сравнимы в известной мере с деформациями в естественных руслах, поэтому уместно рассмотреть типичные формы последних применительно к режимам работы каналов и выявить сходство и различие условий их образования.

Выше было отмечено (см. п. 4.2), что возникновение, развитие и перемещение основных компонентов русловых деформаций — крупных грядовых форм: побочней, перекатов и других — связано с годовыми циклами стока рек, т. е. с резкими повто-

ряющимися изменениями расходов и сопутствующими явлениями, среди которых наиболее существенное воздействие на русло оказывают волны перемещения.

В каналах, находящихся в обычных условиях эксплуатации, такие режимы расходов не имеют места, хотя диапазон расходов в больших оросительных каналах довольно велик: максимальные расходы больше минимальных в 2,0—2,5 раза, наблюдаются и небольшие их перепады, не влияющие существенно на устойчивость форм каналов. Резкие перепады возможны в каналах насосного питания вследствие остановок или включения агрегатов. В этих случаях должны быть предусмотрены соответствующие меры предупреждения и локализации нежелательных явлений.

Русловые деформации находятся в прямой связи с режимом наносов. Наиболее очевидной формой такой связи в реках является перегрузка потока наносами, приводящая к расширению русла, русловой многорукавности, блужданию и неравномерности скоростей течения. Отсюда возникает условие, чтобы количество наносов, как общее, так и особенно русловых фракций, было не выше транспортирующей способности потока.

Примером нарушения этого условия может служить явление интенсивного размыва берегов — «дейгиша» на Амударье [13]. При общей перегрузке потока наносами местные, осредненные по глубине скорости превышают средние по руслу до двух раз. Соответственно местная транспортирующая способность потока увеличивается пропорционально скорости в четвертой степени. Действуя в гладких, разработанных в межень протоках, направленных нередко под углом к линии берега, эти локальные потоки вызывают размыв и уносят размытый материал. Важную роль здесь играет способность потока унести размытый материал, иначе размыв ограничится переотложением грунта в нижнюю часть откоса, как это наблюдается при воздействии волн. Этот фактор является более действенным, чем грядовое движение: расход руслового материала, переносимого в паводок во взвеси, в несколько раз больше расхода перемещаемого в грядах. Соответственно для устойчивых каналов возникает требование ограничения взвешивающей способности потока крупностью взвеси, не превышающей состав грунта русла.

Другой, наиболее распространенной в речных руслах формой деформаций является меандрирование. Возникновение и развитие меандр как следствие случайных первоначальных искривлений потока в плане описывалось в [128, 75]. В действующих каналах, даже существующих много лет, явление меандрирования наблюдается редко и в слабой форме.

Можно предположить, что этот процесс связан с периодическими усилениями размывающей способности потока в паводки, ведущими к размыву вогнутых берегов, и переотложе-

ниями руслового материала. В данном случае в качестве дополнительного условия для прямолинейных в плане каналов может служить ограниченное превышение средней скорости течения над ее предельным значением по началу размыва. При светлой воде критерием размывающей способности потока может служить отношение U/U_0, где U — средняя скорость потока, U_0 — предельная скорость по началу размыва. Размыв происходит, когда транспортирующая способность потока выше количества переносимых наносов. Однако названное отношение имеет силу и при ограниченном движении наносов, являясь одновременно выражением этого ограничения.

Следует заметить, что названные выше факторы являются общими для любых деформаций и выделяются здесь как наиболее решающие для каждой данной их формы. Изложенные выше соображения о факторах деформаций и условиях устойчивости русел каналов можно кратко сформулировать и определить аналитическими выражениями следующим образом.

Форма русла канала должна обеспечить гидравлическую устойчивость потока в увязке с прочностными свойствами материала русла, определяемыми в первую очередь углом естественного откоса грунта в русле; это условие определяется формулой

$$\chi = L\sqrt{Q}. \tag{6.8}$$

Количество наносов русловых фракций, поступающих в канал, должно соответствовать транспортирующей способности потока или может быть ненамного меньше

$$\bar{\mu} \approx \bar{\mu}_к, \tag{6.15}$$

а также

$$\bar{\mu}_р \approx \bar{\mu}_{рк}, \tag{6.15$_1$}$$

где $\bar{\mu}_р$ — удельное содержание (мутность) наносов русловых фракций; $\bar{\mu}_{рк}$ — способность потока их переносить.

Скорость течения в канале должна быть достаточно умеренной, чтобы не вызвать размыва берегов,

$$1 \leqslant \frac{U}{U_0} \leqslant K. \tag{6.16}$$

Скорость течения должна быть недостаточной для взвешивания и уноса руслового материала из откосов

$$\frac{w_0}{w_р} \leqslant 1; \tag{6.17}$$

здесь w_0 — предельная наибольшая гидравлическая крупность, взвешиваемая потоком; $w_р$ — средняя гидравлическая крупность материала русла.

Условие (6.15) определяется согласно решениям, приведенным в гл. 2 и 4. Дополнительные сведения о режиме наносов,

связанные с устойчивостью русел, представлены в п. 6.4. Численные параметры к формулам (6.8), (6.16) и (6.17) должны быть найдены по данным натурных наблюдений, их сводка и анализ приводятся в п. 6.4.

Рассмотрим некоторые сведения о критерии (6.17). А. С. Образовский [124] установил, что наибольшая гидравлическая крупность частиц, взвешиваемых русловым потоком, связана с динамической скоростью в потоке

$$w_0 = 0{,}5v_*. \tag{6.18}$$

Такая форма выражает критерий В. М. Лохтина, нормированный М. А. Великановым [33]. Позже В. И. Буланкин [135], используя ряд новых материалов, подтвердил зависимость (6.18). Эта зависимость подтвердилась и недавними наблюдениями на Амударье и ее каналах [58]. Формула (6.18) принята в качестве критерия для оценки данных об устойчивых руслах, приводимых ниже.

Здесь оговоримся, что, согласно формуле (2.53), для определения коэффициента крупности к формуле взвешивания предельная гидравлическая крупность, взвешиваемая потоком, равна динамической скорости. Если взять среднюю крупность для взвешивания по формуле (2.53), то коэффициент крупности получится равным 0,0625, что указывает на малое количество взвеси при такой крупности. Выражение (6.18) следует считать приближенным.

6.4. Натурные данные и их анализ

6.4.1. Зарубежные каналы

Сведения об устойчивых руслах, приводимые ниже, относятся к каналам оросительных систем в Индии и Пакистане и систем в бассейне р. Амударьи. В материалах о каналах, расположенных в зоне других рек в нашей стране и за рубежом, нет необходимых сведений об их устойчивости. Выборочная проверка, сделанная по этим материалам показала, что они не противоречат выводам, основанным на более надежных данных, рассматриваемых здесь. В табл. 21—23 сведены результаты зарубежных наблюдений с расходами, наибольшими из тех, что представлены в соответствующих источниках.

Опытным источником для выводов Дж. Лейси [175] служили в основном данные о каналах трех систем: Верхний Бари Доб (р. Кеннеди), Нижний Ченаб (Е. Линдлей) и Западная дельта р. Годавери (Дж. Лейси). Русла каналов последней системы сложены из ила, и этот объект не рассматривается. По первым двум объектам отобрано по пять наблюдений с расходами воды в диапазоне 30—270 м³/с (табл. 21).

ТАБЛИЦА 21

Устойчивые режимы в каналах (по Дж. Лейси [175])

№	Q, м³/с	U, м/с	R, м	U/U_0	$i \cdot 10^4$	$\omega_0/\omega_р$	$\chi/\sqrt{Q}$	$1/\sqrt{v_*}$
Система Верхний Бари Доб (Кеннеди)								
1	48,3	0,87	1,86	1,47	169	0,68	4,3	4,1
2	48,2	0,88	1,82	1,49	168	0,66	4,3	4,2
3	48,1	0,89	1,84	1,51	167	0,68	4,2	4,1
4	42,4	0,86	1,76	1,48	174	0,68	4,3	4,1
5	35,5	0,84	1,74	1,45	176	0,68	4,1	4,1
Система Нижний Чепаб (Линдлей)								
1	270,0	0,98	2,97	1,50	167	0,95	5,7	3,7
2	111,0	1,05	2,48	1,68	162	0,90	4,4	3,8
3	72,7	0,90	2,09	1,50	150	0,79	4,5	4,1
4	32,6	0,79	1,71	1,39	152	0,74	4,2	4,2
5	30,3	0,82	1,50	1,49	186	0,74	4,5	4,2

Дж. Лейси приводит также данные о ширине русел рек в створах их пересечения железнодорожными мостами, полагая такие участки устойчивыми. По четырем створам рек с расчетными максимальными расходами 5 700—70 000 м³/с ширина совпала со значениями, вычисленными по формуле (6.8), с расхождениями в пределах 5 %.

Д. Саймонс и М. Альбертсон [182] произвели проверку режимных соотношений Лейси с привлечением новых данных по каналам Пакистана и США. Они установили следующие опытные зависимости:

для дна и берегов, сложенных песком,

$$\chi = 6{,}05Q^{0{,}51}, \qquad (а)$$

для песчаного дна и берегов из слабо связного и связного материала

$$\chi = 4{,}55Q^{0{,}51}. \qquad (б)$$

По данным о каналах системы Империал (США) в руслах, сложенных песком, ширина по периметру оказалась вдвое меньшей, чем по формуле (а), что можно объяснить местными условиями. Различие в показателях степени при расходе между формулами (а) и (б) и Лейси на графиках практически неощутимо и им можно пренебречь. Расходы воды в каналах группы (б) достигали 300 м³/с и в этих пределах Саймонс и Альбертсон рекомендуют свои формулы для применения.

Из материалов Саймонса и Альбертсона отобрано 12 результатов наблюдений в песчаных руслах. Скорости течения в отдельных случаях оказались ниже предельных по началу размыва, хотя во всех случаях зафиксировано наличие гряд;

по-видимому, расходы в руслах были больше отмеченных. В первоисточнике приводятся раздельно данные о крупности материала дна и берегов, причем средняя крупность песка берегов примерно вдвое меньше песка дна. В табл. 22 приводятся данные о крупности песка на дне.

ТАБЛИЦА 22

Устойчивые режимы в каналах (по Д. Саймонсу и М. Альбертсону [182])

№	Q, м³/с	U, м/с	R, м	U/U_0	$i \cdot 10^4$	$\omega_0/\omega_р$	$\chi/\sqrt{Q}$	$1/\sqrt{v_*}$
1/1	3,32	0,74	0,72	1,40	330	0,38	5,2	4,6
2/2	22,70	0,76	1,46	1,65	130	0,96	4,2	4,8
3/8	5,43	0,48	0,67	1,00	290	0,32	7,2	4,8
4/9	4,54	0,42	0,75	0,86	190	0,43	6,5	5,1
5/10	4,86	0,51	0,75	1,00	237	0,40	5,7	4,9
6/11	5,62	0,51	0,74	0,96	268	0,35	6,2	4,8
7/14	29,50	0,77	1,90	1,33	120	0,69	3,7	4,6
8/15	17,60	0,78	1,25	1,28	369	0,36	4,2	4,7
9/19	5,65	0,74	0,80	1,30	302	0,31	4,1	4,5
10/22	0,45	0,50	0,82	0,97	218	0,43	6,2	4,8
11/23	10,67	0,58	0,80	1,16	388	0,60	6,8	4,2
12/24	5,14	0,57	0,87	1,35	216	0,79	4,6	4,8

Представляют интерес новые данные о каналах Индии и Пакистана К. Смита [183] с расходами до 256 м³/с. В табл. 23 приведены наблюдения с расходами, превышающими 20 м³/с. Часть наблюдений позднего времени, приведенных в работе К. Смита, проведена на системах, бывших ранее объектами наблюдений Р. Кеннеди и Е. Линдлея. Привлекает внимание, что коэффициенты шероховатости на системе Нижний Джелам (0,021—0,024) значительно меньше, чем на трех других объектах (0,024—0,029). Можно предположить, что это связано с пониженным содержанием наносов в системе Нижний Джелам по сравнению с другими системами, что косвенно подтверждается сопоставлением скоростей течения.

6.4.2. Каналы амударьинских систем

Для каналов с подвижным руслом можно найти параметры, близкие к зависимости (6.8), в том числе и в случаях, когда каналы деформируются под воздействием значительных скоростей течения и большого количества наносов, поступающих из реки. Поэтому отбор данных произведен с необходимой осторожностью, группа таких объектов, признанных устойчивыми, представлена в табл. 24.

Для отбора результатов наблюдений использованы следующие источники: [65] — № 1—4, 11 и 12; [11] — № 5—10; [99] — № 13—15 и [96] — № 16 и 17. Номера в знаменателях

ТАБЛИЦА 23

Устойчивые режимы в каналах (по К. Смиту [183])

Q м³/с	U м/с	R м	U/U_0	$i \cdot 10^4$	w_0/w_p	$\chi/\sqrt{Q}$	$1/\sqrt{v_*}$
			Нижний Ченаб, 1939—1940 гг.				
256,0	0,99	2,88	1,47	190	0,82	5,5	3,7
127,0	0,89	2,30	1,39	200	0,76	5,4	3,8
30,8	0,78	1,44	1,39	210	0,65	4,9	4,1
80,5	0,87	2,09	1,40	210	0,73	4,9	3,9
126,0	0,89	2,25	1,41	200	0,77	5,6	3,8
59,8	0,81	1,86	1,42	180	0,81	5,1	4,2
			Нижний Джелам				
20,9	0,68	1,37	1,36	140	0,79	4,8	4,8
33,8	0,76	1,60	1,40	130	0,70	4,8	4,7
21,7	0,71	1,36	1,37	160	0,72	4,9	4,7
40,1	0,77	1,68	1,37	170	0,73	4,9	4,3
22,4	0,66	1,36	1,32	140	0,76	5,3	4,8
			Нижний Бари Доб				
161,3	0,87	2,85	1,40	130	0,97	5,1	4,1
157,6	0,88	2,88	1,41	120	0,91	5,2	4,3

даны в таблице по первоисточникам. По выбранным участкам приводятся наблюдения при повышенных расходах, определяющих русловые формы. Участки каналов сложены из песка, иногда с примесью ила, заиление и размывы незначительны, берега незаросшие. Приведем характеристики отдельных участков.

Наблюдения № 1—4 1930 г. относятся к неинженерным каналам, просуществовавшим десятки лет. Магистральные каналы прежних неинженерных систем, не снабженных головными сооружениями, устраивались в целях страховки, с учетом неожиданных отходов или навалов реки, с несколькими головными, подводящими от реки участками, носящими местное название сака. Обследованный участок канала Палван (№ 1 и 2) расположен в прибрежной зоне поймы реки, сложенной из речных песчаных отложений ниже слияния подводящих от реки участков — сак. Участок в мае—июне слегка заилялся, в сентябре размывался, наблюдения относятся к первой половине июля. Участок на канале Клычниязбай (№ 3 и 4) находится примерно в таких же условиях.

На участке подводящего канала Бассага—Керки длиной 2,5 км (№ 5 и 6) наблюдения велись в маловодном 1951 г.

Подводящий канал, в пределах которого расположен участок, отмеченный исследователем (М. В. Ефремов) как устойчивый, был построен и действовал бесперебойно с 1930 г.

ТАБЛИЦА 24

Устойчивые и переходные режимы в каналах на р. Амударье

№	Q м³/с	U м/с	R м	U/U_0	$i \cdot 10^4$	w_0/w_p	$\chi/\sqrt{Q}$	$1/\sqrt{v_*}$
1/6	91,0	0,84	2,03	1,65	192	1,72	5,6	4,0
2/7	96,9	0,84	2,14	1,62	188	1,72	5,5	4,0
3/90	78,4	0,81	1,72	1,62	171	1,23	6,4	4,3
4/91	67,0	0,73	1,67	1,46	181	1,23	6,7	4,3
5/1005	20,6	0,49	1,84	0,98	40	0,70	5,2	6,0
6/1006	19,7	0,47	1,97	0,93	25	0,55	4,8	6,7
7/643	29,3	0,69	1,38	1,47	77	1,07	5,8	5,6
8/649	25,4	0,68	1,24	1,51	115	1,24	6,0	5,1
9/762	52,5	0,89	1,97	1,74	99	1,40	4,1	4,9
10/759	49,3	0,79	2,07	1,52	103	1,53	4,3	4,7
11/60	95,8	0,87	2,11	1,67	138	1,50	5,4	4,3
12/61	85,8	0,78	2,15	1,50	108	1,33	5,7	4,6
13/2	37,0	0,71	1,75	1,45	87	1,19	4,9	5,1
14/2	30,0	0,70	1,26	1,52	134	1,25	6,2	5,0
15/2	21,0	0,63	1,41	1,34	70	1,00	5,2	5,6
16/12	33,0	0,65	1,65	1,33	97	1,25	5,2	5,0
17/13	19,0	0,59	1,35	1,28	87	1,06	5,6	5,4
18	103,0	0,72	2,30	1,36	91	1,28	6,1	4,8

Наибольший интерес представляют наблюдения № 7—17, относящиеся к двух каналам, с перерывами во времени 20—22 года. Участок (№ 7, 8), расположенный на канале Кегейли — ветви магистрального канала — был отмечен Г. С. Чекулаевым еще в 1932 г. как устойчивый. Устойчивость участка длиной 600 м была установлена регулярными промерами с июня по сентябрь по 11 поперечникам. Приведем его описание: «Участок прямолинейный с правильным сечением. Русло в мелкопесчаных отложениях, без растительности. Заиления и размывы незначительны».

Под № 9 и 10 представлен тот же канал на участке длиной 1300 м, охватывающем прежний по наблюдениям И. И. Горошкова в 1952 г. Расходы в этот период значительно увеличились по сравнению с 1932 г., однако устойчивость канала сохранилась.

Последующие наблюдения, № 11—17, характеризуют древний канал Шават, существование которого отмечено в середине прошлого столетия [144]. Канал этот замечателен тем, что на протяжении 99 км — до первого перегораживающего сооружения — он не заилялся, что подтверждается отсутствием значительных отвалов. Будучи несколько извилистым в плане, что характерно для неинженерных каналов, Шават имеет слабовыраженные формы, напоминающие естественные русла в виде плесов и перекатов, однако не изменяет своих плановых очертаний. Расходы его в 30-е годы значительно возросли в связи с развитием орошения, а также из-за нерегулируемого забора

воды, излишки воды сбрасывались в нижележащий сброс. Наблюдения под № 11 и 12 относятся к этому периоду (1930 г.) и произведены на участке, расположенном на 30 км ниже подводящих от реки головных участков.

Режим канала Шават стал значительно более спокойным, и расходы его уменьшились после переустройства оросительных систем в 1940 г., когда питание его начало осуществляться от канала Ташсака, имеющего головное сооружение. Существенно уменьшились и стали регулируемыми расходы воды, выровнялось его русло. Наблюдения № 13—17 проведены в 1952 г. на участках, расположенных на 50—52 км ниже участка 1930 г. Данные под № 13—15 приведены по отбору Л. Б. Левановского, а № 16 и 17 — по отбору Н. В. Лаптурева для корректировки.

Следует отдельно остановиться на принятом способе определения средней гидравлической крупности руслового материала. Прямых наблюдений на некоторых объектах сделано не было, однако местоположения каналов, известные сведения о крупности наносов Амударьи на рассматриваемом участке водозаборов и небольшой диапазон средней крупности на этом участке реки позволили определить реальные значения крупности по каждому наблюдению.

Значения средней гидравлической крупности по наблюдениям прежних лет [160] в крайних створах интересующего нас участка реки оказались следующими: от 26 мм/с (Бассага—Керки) до 11 мм/с (Чатлы). Однако первичные материалы показали, что эти значения занижены: осреднения производились с включением проб, содержащих заиленный песок и ил. Такие же ошибки допущены и в других обработках [99]. Наблюдения 1970—1975 гг., проведенные экспедициями Куйбышевского отделения Гидропроекта и САНИИРИ, дают основание для увеличения средних значений гидравлической крупности по створу Бассага—Керки до 30 мм/с и по створу Чатлы до 17 мм/с. Принятые в таблице значения средней гидравлической крупности скорректированы для каждого объекта в соответствии с местом водозабора и другими условиями.

Интерес для сравнений представляют недавние наблюдения на участке крупного канала, построенного незадолго до Великой Отечественной войны. Наибольшие расходы в поливной сезон достигали неоднократно 120 м³/с и выше. Участок рекомендован службой эксплуатации как устойчивый.

Наблюдения показали отсутствие существенных деформаций и устойчивое состояние участка канала, действующего в течение четырех десятилетий. Осредненные результаты одного из двух измерений, произведенных в сентябре, приводятся в таблице под № 18.

Рассматривая табл. 24 в целом с учетом сделанных выше пояснений, можно заметить, что режимы, соответствующие наблюдениям на участках каналов Кегейли и Шават с увеличенными расходами воды (№ 9—10 и 11—12), уже нельзя считать вполне устойчивыми, а следует отнести к переходным. К переходным следует отнести и режим в канале Палван (№ 1—2). По всем шести наблюдениям необычно велики отношения (6.16) и (6.17). Кроме того, по этим наблюдениям оказались сравнительно более высокими коэффициенты шероховатости, что означает наличие более развитых грядовых форм. Поэтому сводные данные по этим шести и по остальным 12 наблюдениям приводятся ниже раздельно.

Уникальным в своем роде является относящийся к нашей теме производственный эксперимент, осуществленный на канале им. В. И. Ленина в нижнем течении р. Амударьи [58]. Участок канала длиной 6,5 км проходил в косогоре в виде излучины в плане. Осенью 1966 г. было осуществлено спрямление этого участка по низине, причем обе дамбы спрямления длиной 3,5 км были возведены с просветом, втрое превышающим ширину действующего канала, с целью создания резерва емкости для осаждения наносов, заиляющих систему.

Заиление образовавшегося отстойника завершилось в 1968 г. и на участке спрямления сформировалось устойчивое русло, приблизительно прямолинейное в плане со следующими средними элементами при расходе 39,0 м³/с: ширина по верху 39,1 м, средняя глубина 1,55 м, средняя скорость течения 0,64 м/с, уклон $114 \cdot 10^{-6}$. Подсчитанные параметры устойчивости оказались следующими:

$$\frac{U}{U_0} = 1{,}48; \quad \frac{w_0}{w_p} = 1{,}18.$$

Описанный случай может служить примером самоформирования устойчивого русла с ограниченными деформациями при заданных пограничных условиях.

6.4.3. Анализ опытных данных

Сводные значения критериев устойчивости по опытным данным приведены в табл. 25.

Значения коэффициента L к формуле (6.8) заключаются в пределах 3,7—7,2, т. е. наибольшее значение больше наименьшего почти вдвое. Однако можно заметить, что повышенные значения по табл. 22 и 24 связаны с малыми, около 0,2 мм, крупностями песка: по табл. 22 — на берегах, а по табл. 24 — по всему руслу.

Более узок диапазон значений коэффициента L по табл. 21 и 23 с преобладающим составом более крупного песка: 0,27—0,43 мм, здесь его наибольшее значение превышает наименьшее лишь на 54 %, что вполне приемлемо.

Влияние крупности руслового материала обнаруживается как по средним значениям коэффициента, приведенным в табл. 25, так и по эмпирическим формулам разных исследователей. Так, в формуле Е. Линдлея, полученной по данным о руслах в среднезернистых песках [103], коэффициент к формуле (6.8) равен 3,7, а в формулах Н. В. Лаптурева и Д. Саймонса [96, 182] по руслам в мелких песках его значение оказалось равным соответственно 5,2 и 6,05.

ТАБЛИЦА 25

Сводные значения критериев устойчивости по опытным данным

Источник	L		w_0/w_p		U/U_0	
	предельные	средние	предельные	средние	предельные	средние
Таблица 21	4,1—5,7	4,5	0,68—0,95	0,75	1,39—1,68	1,50
Таблица 22	4,1—7,2	5,4	0,32—0,96	0,50	1,27—1,65	1,34
Таблица 23	3,7—5,6	4,9	0,65—1,18	0,85	1,32—1,79	1,45
Таблица 24, устойчивые режимы	4,8—6,7	5,6	0,55—1,25	1,08	1,28—1,62	1,43
Таблица 24, переходные режимы	4,1—7,0	5,7	1,28—1,53	1,33	1,50—1,74	1,63

Примером слабой устойчивости, граничащей с плывунными свойствами, могут служить грунты Каракумского канала, состоящие в ряде мест из тонкозернистого запыленного барханного песка. В условиях, близких к устойчивым [24], опытные коэффициенты к формуле (6.8) достигают на таких участках русла 7,0 и больше. Такие значения для обычных грунтов с естественным откосом во влажном состоянии $m=3\div4$ следует считать предельно высокими.

Значения коэффициента в формуле (6.8), подсчитанные по формуле (6.10), показывают значительно меньшее расхождение, однако по сравнению с опытными данными они ниже в среднем на 5—18 %. Наибольший наблюденный расход по опытным данным 270 м³/с. Расчеты, произведенные для расходов 1000 м³/с и более по формуле (6.10), приводят к значениям коэффициента, превышающим опытные. Замеченные отклонения в обе стороны дают основание принять коэффициент в формуле (6.12) равным единице.

Положенные в основу формулы (6.1) условия внутреннего состояния потока являются решающими для его размеров, однако, несомненно, что последние должны быть связаны и с устойчивостью материала русла. Известны предложения, согласно которым устойчивость грунта, его угол естественного откоса признаются в качестве основного фактора формы русла

[75, с. 191]. Учитывая изложенные выше соображения и опытные данные, можно предложить следующую эмпирическую формулу:

$$L=3{,}6+0{,}6m, \tag{6.19}$$

где $m=\operatorname{ctg}\Theta_0$ — заложение естественного откоса водонасыщенного грунта в русле.

Формулу (6.19) следует рассматривать как приближенную с допустимыми отклонениями в обе стороны до 10 %. Приближенной можно считать и формулу (6.10) с допустимым отклонением (преимущественно в большую сторону) до 15 %. Степень надежности обеих формул можно считать примерно равной, поэтому целесообразно, определив ширину русла с помощью формул (6.10) и (6.19), принять приблизительно среднее значение. В приводимом ниже примере будет показано, что с применением формулы (6.10) расчет существенно упрощается. Заметим попутно, что формула (6.10) по своему существу применима и для связных грунтов, причем в этом случае предпочтительно принять минимальные значения коэффициента.

Данные о критерии w_0/w_p, приведенные в табл. 25, подтверждают его значение, отмеченное выше. Средние значения этого отношения несколько выше единицы лишь в системах Амударьи, что объясняется наличием во взвеси в этой реке большого количества ила, способствующего повышению устойчивости. Учитывая данные таблицы, в уточнение формулы (6.17) можно записать это условие в следующем виде:

$$\frac{w_0}{w_p}\leqslant 0{,}8\div1{,}0, \tag{6.20}$$

отнеся верхнюю границу к благоприятным условиям в виде наличия ила в потоке, а нижнюю — к отсутствию таких условий.

Форма сечения подвижного русла вообще может отличаться от формы русла в предельном режиме, однако при небольших превышениях скорости в руслах с ограниченными деформациями можно этим различием пренебречь и принять ее в виде косинусоиды. Важно, что основной параметр формы русла — его ширина по верху — определяется уравнениями (6.8) и (6.10).

Результаты подсчетов показателя U/U_0, приведенные в табл. 25, также достаточно удовлетворительны: средние значения этого отношения заключаются в пределах 1,3—1,5, близки и предельные отношения, за исключением максимума по табл. 23. Значение этого критерия, так же как и предыдущего, значительно выше в переходных режимах. В согласии с опытными данными можно считать, что в устойчивых режимах с ограниченными деформациями скорости течения должны быть ограничены пределами

$$\frac{U}{U_0}\leqslant 1{,}3\div1{,}4. \tag{6.21}$$

6.5. Пример расчета устойчивого русла

Расчет устойчивых каналов с ограниченными деформациями существенно облегчается при пользовании полученными формулами для гидравлических сопротивлений и устойчивых русел. По выявлении основных параметров русла с помощью этих формул можно провести последующую их коррекцию с учетом опытной формулы (6.19), приведения к профилю равной устойчивости и к полигональному профилю. Предварительно сведем применяемые формулы к удобному для расчетов виду. Единицы измерения — метры и секунды.

Основой для расчетов служит формула расхода

$$Q = U\chi R \tag{6.22}$$

и формула Шези

$$U = C\sqrt{Ri}. \tag{6.23}$$

Скорость течения записывается в отношении к предельной неразмывающей скорости

$$U = \alpha U_0, \tag{6.24}$$

где $\alpha \leqslant 1$ — заданное, отношение принятой скорости к предельной по началу размыва; последняя принимается в нашем расчете, согласно формулам (4.20) и (4.21);

$$U_0 = AR^{1/4} \tag{6.25}$$

и средняя скорость течения

$$U = A\alpha R^{1/4}. \tag{6.26}$$

Для песка средней крупностью $d_0 = 0{,}2$ мм и мельче примем с округлением

$$A = A_0 \approx 0{,}39, \tag{6.27}$$

для более крупных грунтов

$$A = A_0\left(\frac{d}{d_0}\right)^{1/4}, \tag{6.28}$$

где d — средняя крупность песка.

Смоченный периметр определяется, согласно (6.13),

$$\chi = C_* R. \tag{6.29}$$

Здесь $C_* = C/\sqrt{g}$. Поскольку $C = C_0 R^{1/4}$; $C_0 = \frac{1}{n_0}$, то, обозначив

$$C_{0*} = \frac{C_0}{\sqrt{g}}, \tag{6.30}$$

имеем из (6.29)

$$\chi = C_{0*} R^{3/4}. \tag{6.31}$$

Подставив (6.26) и (6.31) в (6.22), получим выражение для гидравлического радиуса

$$R = \left(\frac{Q}{A\alpha C_{0*}}\right)^{0,4}. \tag{6.32}$$

Значения средней скорости и смоченного периметра определяются затем по формулам (6.26) и (6.31).

Для расчета следует задаться расходом, отношением средней скорости течения к предельной по началу размыва, допустимой величиной естественного откоса и приведенным коэффициентом шероховатости по табл. 19 на основе сведений о крупности песка и решения об ожидаемом увеличении коэффициента шероховатости со временем (согласно п. 6.6) в пределах 5—10 %.

Задание средней скорости и выбор соответствующего коэффициента α связаны с наличием наносов, в том числе русловых фракций, в источнике питания. В зависимости от средней по сезону мутности определяется соответствующая скорость течения и ее превышение над предельной по началу размыва. Если скорость окажется выше предельной по формуле (6.20), следует прибегнуть к устройству отстойников. Эти вопросы рассматриваются в гл. 7.

При питании канала светлой водой из водохранилища превышение заданной скорости над предельной должно быть небольшим во избежание размыва русла и соответственно обоснованным.

Примем следующие исходные данные: расход $Q = 1000$ м³/с, поток светлый, средняя скорость течения $U = 1{,}1U_0$, $\alpha = 1{,}1$, средняя крупность песка 0,20 мм, $\operatorname{tg}\Theta_0 = 0{,}25$. Увеличение скорости против предельной можно обосновать в данном случае тем, что в натуре предельные скорости выше определяемых по формуле (4.21), а если это предположение не подтвердится или подтвердится не в полной мере, то система перегораживающих сооружений на канале, создав базисы эрозии, ограничит наибольшую глубину размыва величиной, мало ощутимой при значительной глубине потока.

Коэффициент шероховатости по заданной средней крупности песка получился по табл. 19 смежным между двумя категориями. Из осторожности и учитывая отсутствие ила в потоке, примем $n_0 = 0{,}021$. Далее, согласно данным п. 6.8, примем его увеличение со временем на 10 %, т. е. $n_0 = 0{,}023$.

Итак, имеем

$$C_0 = \frac{1}{0{,}023} = 43{,}5; \quad C_{0*} = \frac{C_0}{\sqrt{g}} = 13{,}9;$$

$$A = A_0 = 0{,}39.$$

По формуле (6.32)

$$R = \left(\frac{1000}{0{,}39 \cdot 1{,}1 \cdot 13{,}9}\right)^{0.4} = 7{,}76 \text{ м}.$$

Определим попутно для сопоставления коэффициенты Шези и шероховатости по Маннингу для нашего канала

$$C = 43{,}5 \cdot 7{,}76^{1/6} = 72{,}7; \quad n = \frac{7{,}76^{1/6}}{72{,}7} = 0{,}0194.$$

Смоченный периметр канала по (6.31)

$$\chi = 13{,}9 \cdot 7{,}76^{5/6} = 180 \text{ м}.$$

Средняя скорость течения по (6.26)

$$U = 0{,}39 \cdot 1{,}1 \cdot 7{,}76^{1/6} = 0{,}718 \text{ м/с}.$$

Живое сечение

$$\omega = \frac{1000}{0{,}718} = 1395 \text{ м}^2.$$

Определим уклон по (6.23)

$$i = \frac{0{,}718^2}{43{,}5^2 \cdot 7{,}76^{2/3}} = 0{,}000\,012\,6.$$

Сопоставим полученный расчетом смоченный периметр с расчетным по формуле (6.19):

$$L = 3{,}6 + 0{,}6 \cdot 4 = 6{,}0,$$

$$\chi = 6{,}0\sqrt{1000} = 190 \text{ м},$$

расхождение приемлемо. Рассмотрим рассчитанный вариант.

Остается подобрать подходящий равноустойчивый поперечный профиль русла и убедиться в его устойчивости путем сравнения угла его откоса у уреза воды с допускаемым значением угла естественного откоса. Для этого воспользуемся уравнениями (6.3) и (6.5), где неизвестными будут, по существу, две величины: наибольшая глубина и угол у уреза воды; соответствующие уравнения будут:

$$H_0 = \frac{\omega\pi}{2B}, \tag{6.33}$$

$$\operatorname{tg}\Theta_0 = \frac{\pi H_0}{B}. \tag{6.34}$$

Задача решается путем последовательного приближения: вместо ширины канала в уравнения вводится смоченный периметр с последующим уточнением с помощью уравнения (6.6) и табл. 20.

В нашем случае предварительно получено: $H_0 = 12{,}16$ м; $\operatorname{tg}\Theta_0 = 0{,}212 < 0{,}25$. Разница между шириной поверху и смоченным периметром при малых углах у уреза несущественна, как это видно из табл. 20, поэтому в пересчете нет надобности.

Возможен случай, когда полученное значение угла у уреза больше допустимого. Это будет означать, что принятая ширина недостаточна для устройства устойчивого русла и ее придется увеличить. Такие случаи для больших каналов маловероятны.

Проверим устойчивость по критерию (6.20)

$$\frac{0{,}5\sqrt{9{,}8 \cdot 7{,}76 \cdot 0{,}000\,012\,6}}{0{,}020} = 0{,}78 < 0{,}8.$$

Устойчивость обеспечена.

6.6. Режим наносов и устойчивость русла

Транспорт наносов является главным фактором русловых процессов в реках. В частности, избыток наносов влечет за собой неустойчивость плановых форм русла, его уширение, блуждание, многорукавность. Для обеспечения устойчивости русла необходимо, чтобы поступающие в систему наносы свободно и полностью переносились потоком. Ниже приводятся некоторые типичные примеры, подтверждающие это положение.

Крупнейшие реки Средней Азии Амударья и Сырдарья, имея много сходных черт в своем среднем и нижнем течении, различаются по двум показателям: годовой сток Сырдарьи приблизительно втрое меньше стока Амударьи и мутность ее в среднем в 2,5—3,0 раза меньше мутности Амударьи. Кроме того, ко времени рассматриваемых ниже данных наблюдений на Сырдарье был построен вышележащий водохранилищный гидроузел, резко снизивший поступление наносов вниз по течению.

Амударья в среднем и особенно нижнем течении отличается избытком наносов, в связи с чем на участке Ташсака—Чатлы отмечен систематический подъем русла [19, 160]. На всем среднем и нижнем течении реки наблюдается блуждание русла, сопровождаемое размывом берегов («дейгиш»).

По русловым формам рассматриваемые ниже два участка р. Сырдарьи можно отнести к свободному меандрированию с довольно устойчивыми положениями в плане, что послужило основанием к намеченному на этих участках устройству гидроузлов, впоследствии осуществленных. Участки на Амударье относятся, по-видимому, к осередковому типу или русловой многорукавности.

В табл. 26 приводятся две приблизительно сопоставимые пары участков на Амударье и Сырдарье, близкие по крупности русловых отложений, заключающейся в пределах 0,17—0,30 мм на всех четырех участках, и по уклонам. В качестве показателя устойчивости вычислены значения коэффициента Лейси

к формуле (6.8). Превышение коэффициента Лейси на обоих участках р. Амударьи сверх обычных значений в полтора—два раза соответствует неустойчивости реки, пересыщенной в среднем и нижнем течениях наносами. Весьма показательна также резкая разница в значениях относительной ширины русла, приведенных в последнем столбце таблицы.

Следующие примеры в таблице относятся к каналам. В качестве третьей пары взяты каналы Ташсака и Шават на р. Амударье с близкими показателями по наносам и скоростям течения. Состояние канала Шават описано выше (см. п. 6.3), причем, согласно табл. 24, данные по этому каналу за 1952 г. соответствуют большей, а за 1930 г.— меньшей степени устойчивости.

Участок канала Ташсака расположен на расстоянии 2,6—4,3 км от головного сооружения на реке [134]. Согласно описанию, на протяжении первых 13,4 км канал после его переустройства в 1941 г. претерпевал повсеместно плановые деформации и регулярно очищался от наносов земснарядами. Ширина его от первоначальной 69 м увеличилась до 90, 128 и 146 м в различных створах; наименьшая ширина относится к участку канала в суглинке. Избыток нагрузки наносами здесь вызван

ТАБЛИЦА 26

Сравнение участков рек и каналов, различающихся по режиму наносов

Река—створ	Q м³/с	B м	$H_{ср}$ м	U м/с	$i \cdot 10^4$	$B/\sqrt{Q}$	B/H
р. Амударья — п. Кзыланк	7025	822	4,40	2,70	150	9,8	187
р. Сырдарья — п. Чардара	3100	375	4,62	1,79	200	6,7	81
р. Амударья — п. Чатлы	5920	840	3,20	2,20	100	10,9	263
р. Сырдарья — п. Кзылорда	1430	216	4,70	1,40	110	5,7	46
Канал Ташсака — 2,6—4,3 км	136	110	1,74	0,71	110	10,0	63
Канал Шават — 40-й км	96	53	2,11	0,87	138	5,4	25
Канал Каракумский — 32—35-й км. 1978 г.	410	192	2,60	0,83	85	9,5	74
Канал Каракумский — 180—182-й км	376	140	3,80	0,69	40	7,2	38

неблагоприятным водозабором и крупным составом наносов: средняя крупность донных отложений здесь достигает 0,24 мм, а в Шавате она равна 0,16 мм.

Четвертую пару составляют два участка Каракумского канала по данным САНИИРИ. Участок 32—35-й км находится

перед впадением канала в Келифские озера, где выпадают все наносы, поступившие с водой из Амударьи, а участок 180—182-й км — на 82 км ниже Келифских озер. Участок 32—35-й км перегружен наносами: в наблюдениях отмечено повышение среднего дна канала перед впадением в заиляемые озера за десятилетие (с 1963 по 1972 г.) от 20 см на 31-м км до 60 см на 36-м км. Поток на 180—182-м км осветленный, несет по дну лишь небольшое количество песка, размытого по пути и привнесенного ветрами.

Сопоставление данных по каналам приводит к подтверждению вывода об отрицательном влиянии на устойчивость русла перегрузки потока наносами. Таким образом, устойчивость русла возможна при условии недопущения перегрузки потока наносами руслоформирующих фракций, определенного формулами (6.15) и (6.15$_1$).

Заслуживают внимания факторы деформаций в Каракумском канале, наиболее крупном из действующих в стране. Помимо скоростей течения, превышающих предельные в полтора раза и более, на режим канала влияет поступление пустынного песка с берегов. Замечено, что высота гряд у берегов больше, чем в середине русла, происходит осыпание в русло подступивших к каналу барханов.

По косвенным данным о работе каналов в низовьях Амударьи [19] и некоторым другим [1] можно установить, что поступления такого рода в канал вполне сопоставимы с измеренным в канале грядовым расходом донных наносов (1—2 кг/с).

6.7. Условно устойчивые русла

Как указывалось в п. 6.1, в практике ирригации в нашей стране и за рубежом встречаются неукрепленные каналы в несвязных грунтах, преимущественно крупные, со средней скоростью течения, намного превышающей предельные значения. Имеются примеры каналов со средней скоростью течения 1 м/с и более.

Устойчивое существование таких каналов определяется местными условиями, в том числе режимом и составом наносов питающего их источника. Характерными в этом отношении являются крупные оросительные каналы в бассейне р. Амударьи:

[1] Приведем некоторые сведения о поступлении в канал пустынного песка из статьи Ч. Ходжаева в журнале «Проблема освоения пустынь», 1968, № 2 (Ашхабад). По наблюдениям в 1955—1965 гг. сдувание с гребней в цепи бархан и нарастание ложбинок составило за 10 лет 2,0—2,5 м. «Описываемые явления были особенно активны в июле и начале августа 1965 г., когда сильные, до 15—16 м/с, северо-западные ветры непрерывно дули в течение 35 дней ... Небольшие барханы появились даже на дороге вдоль берегов Каракумского канала ... Большие массы песка осыпались в воды канала».

несмотря на большие скорости течения и значительное количество наносов, транспортируемых по дну и во взвеси, плановые деформации отсутствуют, сечения каналов сохраняют приблизительно неизменную форму.

Сохранение устойчивости русел каналов амударьинских систем можно объяснить отчасти наличием ила в составе взвеси и режимами работы каналов: подъемы уровня воды в них сменяются спадами, временный размыв — заилением и в результате на откосах оседает ил, откосы зарастают и становятся более плотными и крутыми.

Основным условием устойчивости каналов с большими скоростями течения является динамическое равновесие потоков по транспорту наносов в целом по оросительному периоду, в пределах которого возможны кратковременные режимы заиления, размыва и устойчивое состояние между обоими режимами. В таких каналах, как отмечено еще Е. А. Замариным [65], в течение сезона происходят наиления и размывы до 0,3—0,4 м, наблюдается движение отдельных крупных гряд типа ленточных [10], однако положение берегов остается неизменным.

Малосвязный материал берегов (супесь) уже существенно повышает устойчивость русла. Значительная часть опытных данных второй группы русел, рассмотренных Саймонсом и Альбертсоном [182] и описанных в п. 6.3.3, представлена берегами из малосвязных грунтов.

Значительным фактором повышения сопротивляемости берегов размыву и устойчивости русел является растительность, его роль отмечена еще М. А. Великановым [35]. Однако методы защиты берегов с помощью растительности изучены слабо.

В табл. 27 приведены сведения о каналах с большими скоростями течения, существующих длительное время, проложенных в мелкопесчаных грунтах, в нашей стране и за рубежом. Значения параметров устойчивости, приведенные в таблице, значительно выше допустимых, полученных в п. 6.3.5, тем не менее каналы сохраняют устойчивость десятилетиями.

Привлекает внимание сравнительно небольшой диапазон значений коэффициента Лейси, приведенных в последнем столбце таблицы. Это служит свидетельством, что закон корня квадратного из расхода, основанный на принципе минимума диссипации энергии, выходит за пределы области ограниченных русловых деформаций и имеет более общее значение.

Большие скорости течения в условиях большого количества наносов в воде источника не только возможны, но и необходимы, в противном случае возникнут неоправданные осложнения в эксплуатации канала. Отрицательным примером такого рода служит недавний опыт устройства магистрального канала из Амударьи со скоростью течения, предельной для мелкого песка и супеси по нормам Главгидроэнергостроя [81]. Канал

ТАБЛИЦА 27

Условно устойчивые режимы в мелкопесчаных руслах

Канал	Q м³/с	U м/с	$i \cdot 10^4$	χ м	R м	U/U_0	$w_0/w_р$	L
			Каналы р. Амударьи [65, САНИИРИ]					
Кызкеткен	117	0,96	104	43,2	2,81	1,90	1,59	4,0
	116	0,98	98	50,5	2,34	2,03	1,41	4,7
Кызкеткен	289	1,01	290	70,0	3,23	1,93	2,83	4,1
	316	0,88	249	72,4	3,92	1,60	2,83	4,1
им. Ленина	123	0,99	137	44,2	2,83	1,95	1,82	4,0
	119	0,90	111	42,8	3,09	1,74	1,70	3,9
Газават	47	0,81	162	34,9	1,67	1,84	1,30	5,1
	53	0,87	172	36,4	1,67	1,96	1,35	5,0
			Каналы Пакистана; 1962—1963 гг. [171]					
Пянджнат	280	0,91	89	86,0	3,54	1,60	1,38	5,1
	262	0,86	87	85,7	3,57	1,46	1,53	5,3
Верхний Ченаб	409	1,07	189	108,4	3,51	1,76	1,67	5,4
	393	1,06	197	110,0	3,38	1,74	1,68	5,5
Б. Сулейман	363	1,17	118	101,0	3,06	2,05	2,95	5,3
	346	1,28	152	99,7	2,71	2,33	2,29	5,4
Верхний Ченаб	394	1,03	193	111,3	3,42	1,66	1,60	5,6
	397	1,15	162	102,3	3,35	1,92	1,54	5,1

длиной более 20 км превратился в длинный отстойник и стал узким местом в эксплуатации системы.

Следует отметить, что целесообразность устройства в данных условиях каналов в несвязных грунтах с повышенной скоростью течения была в свое время регламентирована: согласно упомянутым техническим указаниям [143], допускалось устройство каналов со скоростью течения до 1 м/с, что и реализовано в ряде проектов.

Характеристика устойчивых русел при повышенных скоростях течения будет неполной, если не упомянуть о гидравлических сопротивлениях в них. Поскольку скорости течения в них значительно выше предельных, донные гряды, увеличиваясь в размерах и по крутизне [68], создают повышенные сопротивления движению. В большинстве данных, приведенных в табл. 27, коэффициенты шероховатости заключаются в пределах 0,025—0,033. Исключение составляет канал Баллоки Сулейман (Пакистан): коэффициент шероховатости в нем равен 0,020. Это можно объяснить чрезмерно высокой скоростью течения, превышающей предельную в 2,3 раза при мелком песке (0,14 мм), что приводит к смыву гряд. Вопрос о гидравлических сопротивлениях в потоках в связи с интенсивностью деформаций рассматривается в п. 6.8.

6.8. Устойчивость русел и гидравлические сопротивления

Материалы повторных наблюдений на каналах, проведенных со значительными промежутками во времени, дают возможность установить, что гидравлические сопротивления изменяются со временем в соответствии со степенью устойчивости русел.

На каналах голодностепских систем проводились регулярные наблюдения в периоды 1914—1917 и 1923—1926 гг. Основные наблюдения относятся к 1915 и 1925 гг., т. е. с разрывом во времени в 10 лет, причем часть их сделана на сходных или близких участках. В табл. 28 приводятся сведения о коэффициентах шероховатости и других параметрах по наблюдениям на сходных участках систем.

ТАБЛИЦА 28

Коэффициенты шероховатости в каналах голодностепских систем по годам

Участок	Коэффициент шероховатости				Средние значения		
	1914 г.	1915 г.	1916 г.	1925 г.	Q м³/с	R м	U м/с
Магистральный канал, 54-й пикет	0,0225	0,0221	0,0201	0,0245	45,1	1,8	0,90
Левая ветвь, 35-я верста	—	0,0208	0,0213	0,0222	25,0	1,5	0,73
Правая ветвь, 13-я верста	0,0213	0,0237	0,0229	0,0262	—	—	—
Правая ветвь, 31-я верста	0,0168	0,0223	0,0219	0,0218	5,9	0,9	0,62
Малекская ветвь, 5-я верста	—	0,0188	0,0157	0,0274	4,5	0,8	0,45

Увеличение коэффициента шероховатости за 10 лет можно оценить в среднем в 5—10 %. Повышенный коэффициент шероховатости на участке в Малекской ветви в 1925 г. объясняется развитой растительностью на откосах. Приведенные в таблице участки, за исключением первого, относятся к устойчивым с ограниченными деформациями.

Наблюдения гидравлических элементов в каналах проводились в Южном Хорезме в периоды поливных сезонов в 1930, 1952 и 1976—1978 гг. и среди них на каналах Кегейли и Шават, устойчивых, с ограниченными деформациями, а также на канале Кызкеткен — типичном представителе русел с развитыми деформациями. Скорости течения заключаются в пределах 0,7—0,95 м/с и гидравлические радиусы — 1,3—3,3 м.

Снижение коэффициентов Шези с увеличением расхода в этих каналах, показанное на рис. 55, согласуется с данными о некоторых реках, приводимыми Г. В. Железняковым [62].

Можно предположить, что в обоих случаях действует один и тот же фактор — развитие русловых форм.

Привлекает внимание высокий коэффициент шероховатости в канале Кызкеткен в 1976 г. при расходах, увеличившихся по сравнению с 1952 г. более чем вдвое. Основное увеличение расхода в канале произошло за счет увеличения глубины, что стало возможным после устройства водозаборной плотины. Увеличение гидравлических сопротивлений здесь и в канале Кегейли произошло, как указывалось, вследствие увеличения размеров и крутизны гряд.

Важный вывод об обратимости гидравлических сопротивлений и их факторов можно сделать из данных по каналу Шават. Уменьшение расходов в 1952 г. против 1930 г., описанное в п. 6.2, привело к уменьшению коэффициентов шероховатости и, по-видимому, к уменьшению размеров гряд. Сработка и исчезновение гряд при постепенном уменьшении скорости течения отмечены неоднократно [42, 87].

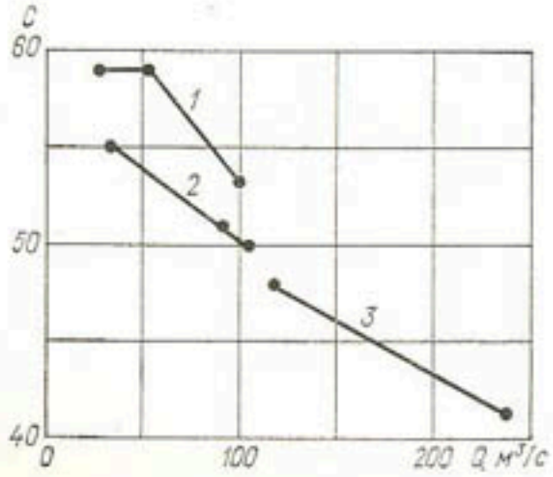


Рис. 55. Связь изменения коэффициента Шези в каналах с расходом воды.

1 — Кегейли, *2* — Шават, *3* — Кызкеткен.

Умеренные коэффициенты шероховатости в течение всего поливного сезона наблюдались в 1952 г. на другом устойчивом канале — Кегейли [11] (рис. 56).

Небольшие изменения коэффициентов шероховатости в каналах Кегейли и Шават за длительный период времени дают основание подтвердить возможность их увеличения со временем в пределах 5—10 % против значений, сведенных выше (см. п. 5.8) в таблицу для русел с ограниченными деформациями. В руслах же с повышенной скоростью течения, влекущих наносы и названных выше условно устойчивыми, коэффициенты шероховатости существенно растут с увеличением скоростей течения и развитием русловых деформаций. Увеличение гидравлических сопротивлений в каналах в этой связи отмечается и другими исследователями [137].

Поскольку основным фактором увеличения гидравлических сопротивлений является увеличение размеров и конфигурации гряд, можно представить себе движение в неукрепленных руслах из мелкозернистого материала с большими скоростями течения, создающими полную сработку гряд и гладкую форму русла. Соответственно в этих руслах должны свестись к минимальным коэффициенты сопротивления и шероховатости.

Такое движение наблюдается в дельтовых протоках Амударьи, где вследствие понижения уровня Аральского моря образовались большие уклоны [22]. При средних скоростях течения 1,5—2,2 м/с, что намного превышает предельные по началу размыва светлой водой, значения коэффициента шероховатости приближаются к 0,01, снижаясь с увеличением скорости.

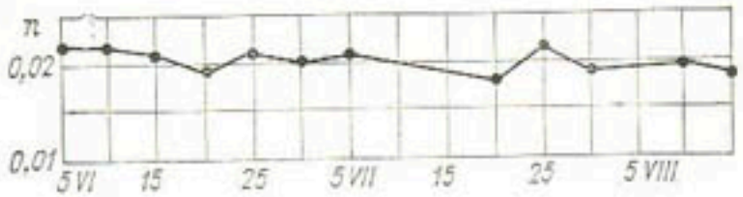


Рис. 56. Изменения коэффициента шероховатости в течение сезона в канале Кегейли (1952 г.).

Коэффициенты сопротивления в этих условиях близки к значениям для гидравлически гладких русел. Характерно, что и при таких больших скоростях течения русла протоков сохраняют устойчивость в плане, нарушаемую лишь с прохождением больших паводков.

6.9. Заключение

Анализ материалов и основных факторов устойчивости русел с ограниченными деформациями дает возможность выявить условия их существования. Область таких русел начинается от состояния предельного равновесия по началу размыва русла осветленным потоком и ограничивается гидравлическими режимами, обеспечивающими транспорт поступающих наносов и соблюдение условий, определенных выше.

Приведем сводку зависимостей и некоторых положений, определяющих условия существования устойчивых русел каналов.

Форма русла соответствует выражениям (6.29)

$$\frac{\chi}{R} = C_*$$

или (6.8)

$$\chi = L\sqrt{Q},$$

где коэффициент перед корнем вычисляется по формуле (6.10)

$$L = \frac{1}{v_*}$$

или по эмпирической формуле (6.19)

$$L = 3{,}6 + 0{,}6m.$$

Поперечное сечение равноустойчивого русла представляет косинусоиду с откосом у уреза не круче естественного откоса для данного грунта в русле канала. Форма косинусоиды определяется уравнениями (6.3)—(6.7).

Для предельного состояния по началу подвижности или размыва применяются формулы (4.20) и (4.21), в которых в приложении к натуре, по-видимому, содержится некоторый «запас».

Первым условием устойчивости русла является способность потока переносить поступающие наносы. Недостаток транспортирующей способности потока, избыток наносов приводят к нарушению устойчивости, блужданию потока; в п. 6.6 рассмотрены случаи проявления этого фактора.

В практике неизбежна возможность кратковременного нарушения такого равновесия. При длительном его нарушении режим размыва предпочтительнее режима заиления, так как первый способствует консолидации потока, а второй — его блужданию. Поэтому следует стремиться к равновесию с небольшим перевесом (запасом) в транспортирующей способности потока, т. е. соблюдать условие

$$\bar{\mu} \leqslant \bar{\mu}_к,$$

где $\bar{\mu}$, $\bar{\mu}_к$ — осредненные по характерным периодам значения мутности, поступающей в поток и транспортируемой им. Условие это должно соблюдаться раздельно по общему содержанию и по содержанию наносов русловых фракций.

Дополнительным условием является ограничение взвешивающей способности потока в отношении наносов русловых фракций

$$w_0 \leqslant (0{,}8 \div 1{,}0)\, w_р,$$

где $w_0 = 0{,}5\sqrt{gR_i}$ — предельная гидравлическая крупность, взвешиваемая потоком; $w_р$ — средняя крупность материала русла.

Наконец, важным условием является ограничение средней скорости течения потока

$$\frac{U}{U_0} \leqslant 1{,}3 \div 1{,}4.$$

Заметим, что два последних условия формально близки и лишь неизбежная неточность их определения, как впрочем и любых других гидрологических параметров, побуждает отказаться от их объединения.

При соблюдении названных критериев имеется основание ожидать, что устойчивость русла будет обеспечена в связи с отсутствием условий для возникновения существенных плановых деформаций. Однако в руслах возможны местные деформации, обусловленные многообразием прочностных характеристик грунтов по трассе, учесть которые в полной мере невоз-

можно. Поэтому особенно важно в начальный период эксплуатации принять меры по выправлению русла и устранению местных деформаций во избежание их развития и превращения в фактор направленных деформаций канала.

В практике работы каналов встречаются особые случаи динамического равновесия в условиях развитых деформаций со скоростями течения, превышающими указанные выше ограничения. Условия существования таких устойчивых режимов рассмотрены в п. 6.7.

Как показано в п. 6.8, гидравлические сопротивления в неукрепленных руслах находятся в прямой связи с их устойчивостью и увеличиваются с нарушением последней. В устойчивых руслах с ограниченными деформациями коэффициенты шероховатости в первые годы эксплуатации соответствуют значениям, сведенным в табл. 19. С течением времени эти значения могут увеличиться, согласно опытным данным, до 5—10 %.

Условием устойчивости русел является обеспечение нормального гидравлического режима канала, отсутствие резких перепадов расходов и уровней, волн перемещения. В крупных каналах возникают также поперечные волны ветрового и судового происхождения, вызывающие деформации откосов, главным образом их уположение, превращение в пляжные откосы. Борьба с этими явлениями в каналах в условиях их большой протяженности наиболее целесообразна путем посадок на откосах специальных видов растительности.

В заключение следует отметить, что изложенные выше результаты и предложения в отношении формы русла не являются совершенно новыми в отечественной гидротехнике. Предложения, приближающиеся к ним, постепенно формировались в течение ряда лет и были реализованы в технических указаниях Главводхоза Министерства сельского хозяйства СССР 1955 г., разработанных под руководством В. В. Пославского, в частности, в виде формулы для ширины канала по урезу воды, близкой по структуре и численно к формуле (6.8).

Глава 7. ДИНАМИКА ЗАИЛЕНИЯ И РАЗМЫВА

В настоящей главе рассматриваются процессы заиления и размыва в каналах и связь их с гидравлическими элементами потоков. Важное значение имеет процесс заиления, составляющий основу расчета отстойников в ирригации. Для инженерных расчетов необходимы сведения о развитии общего размыва русел во времени.

Отстойники представляют собой одно из средств борьбы с заилением оросительных каналов и устраиваются обычно в головах систем, питающихся из рек с высокой мутностью, таких, как Амударья и некоторые другие реки Средней Азии и Закавказья. Они служат для выделения из потока части наносов, превышающей транспортирующую способность защищаемых нижележащих каналов.

Степень осветления воды в отстойниках ограничивается соображениями экономии и выноса на поля максимально возможного количества наносов. С помощью головного отстойника можно предотвратить заиление нижележащих крупных каналов системы; магистрального и его ветвей и распределителей первого порядка. Попытки защиты от заиления всех каналов системы путем повышенного осветления воды в головном отстойнике обычно не приводят к успеху и нецелесообразны. Осветленный поток при значительных скоростях течения в высших звеньях системы вызывает их размыв и насыщается наносами. Мелкую сеть лучше очищать механизмами одновременно со срезкой растительности и выбросом продуктов очистки на поля.

Устройство отстойников с малыми скоростями течения нецелесообразно: в них более интенсивно выпадают песчаные фракции взвеси, наличие которых в потоках нижележащей сети повышает их взвешивающую способность, препятствуя устойчивому формированию придонного вязкого подслоя. При малых скоростях течения в отстойниках нередки циркуляции и обратные токи, более ощутимо влияние ветровых сгонов и нагонов, усложняется их устройство и эксплуатация.

В практике ирригации на р. Амударье головные отстойники устраиваются с осветлением воды до 15—20 % стока взвешен-

ных наносов, скорости в них значительны и потоки обладают взвешивающей способностью.

Ирригационный отстойник представляет собой обычно несколько расширенный и углубленный участок магистрального канала, и процесс заиления в нем не отличается от заиления в канале. Такие отстойники действуют на головных участках ряда магистральных каналов амударьинских оросительных систем, к ним относятся подводящие русла-отстойники Каракумского канала, регулярно очищаемые земснарядами. Из числа обследованных объектов типичным является головной отстойник системы Кипчак—Бозсу со значительными скоростями течения.

Очистка отстойников производится обычно земснарядами с выбросом пульпы в реку или в резервные емкости. Режим работы земснарядов должен быть подчинен основному назначению отстойника. Устройство отстойников с гидравлическим промывом целесообразно при плотинах с достаточным напором. Удаление отложений должно производиться регулярно с целью недопущения существенных отклонений размеров отстойника от первоначальных.

Турбулентный характер движения потока в отстойнике проявляется, помимо взвешивающей способности потока, в рассеянии оседающих частиц под действием пульсаций скорости. В расчетах отстойников энергетического назначения, обычно небольшой протяженности, предназначенных для осаждения крупной взвеси, рассеяние оседающих частиц учитывается. В длинных ирригационных отстойниках в учете рассеяния нет необходимости, главную роль здесь играет взвешивание.

7.1. Уравнения динамики мутности

Решение задачи о динамике заиления в равномерном потоке с учетом его взвешивающей способности принадлежит А. Н. Гостунскому [5, 159]. Его уравнение взвешивания (7.4) нашло применение в различных модификациях в последующих предложениях о расчетах заиления русел и заносимости прорезей [72, 77].

Процесс осаждения избыточной однородной по крупности взвеси из турбулентного потока происходит, согласно Гостунскому (1932 г.), следующим образом. Из потока выделяется отсек, ограниченный вертикальными стенками и площадью дна, движущийся со средней скоростью потока, равномерно распределенной по глубине.

Общее количество взвеси, или мутность потока, делится на пассивную часть — критическую мутность, соответствующую взвешивающей способности потока, и мутность избыточную

$$\mu = (\mu - \mu_к) + \mu_к.$$

Турбулентный характер движения проявляется в том, что выпадение избытка взвеси сопровождается непрерывным перемешиванием, в результате чего допускается, что оставшаяся в потоке взвесь в каждый данный момент времени вновь равномерно распределяется по его глубине.

Изменение мутности в рассматриваемом отсеке за элементарный промежуток времени получится, если отнести выпавшее количество взвеси к объему отсека,

$$-d\mu = \frac{\mu - \mu_к}{h} w\, dt.$$

Интегрируя это уравнение, получим

$$\ln(\mu - \mu_к) = -\frac{wt}{h} + C. \tag{7.1}$$

Для определения постоянной принимается, что начальному моменту времени соответствует мутность μ_0, откуда, подставив в (7.1) и сделав перенос, получим

$$\ln\frac{\mu - \mu_к}{\mu_0 - \mu_к} = -\frac{wt}{h}. \tag{7.2}$$

Далее, заменив время длиной пути, разделенной на скорость, и произведение скорости на глубину погонным расходом, получим окончательно длину пути осаждения от начального момента отсчета или начального сечения

$$x = \frac{q}{w}\ln\frac{\mu_0 - \mu_к}{\mu_x - \mu_к}, \tag{7.3}$$

или, иначе,

$$\mu_x = \mu_к + (\mu_0 - \mu_к)\, e^{-\frac{wx}{q}}. \tag{7.4}$$

Если взвешивающая способность потока равна нулю, то получим при турбулентном режиме:

$$x = \frac{q}{w}\ln\frac{\mu_0}{\mu_x}, \tag{7.5}$$

$$\mu_x = \mu_0 e^{-\frac{w}{q}x}. \tag{7.6}$$

Поскольку взвешивающая способность является следствием непрерывного обмена между потоком и руслом, следует ввести еще условие, что русло сложено из несвязного взвешиваемого материала. Далее, допущение о равномерном перемешивании взвеси по глубине приемлемо при достаточно малой ее гидравлической крупности. С увеличением крупности и сгущением наносов ко дну необходимо ввести в исходное уравнение

поправку, например, путем замены глубины потока некоторой приведенной глубиной.

Значительно осложняется задача при обычном в практике разнородном составе взвеси. А. Н. Гостунский предложил ее решение на основе следующих допущений. Распределение взвеси по гидравлической крупности принимается по кривой Пирсона III типа с постоянными параметрами, найденными из рассмотрения опытных данных. В основу расчета положено следующее уравнение распределения:

$$y = -(\beta + 1)\varphi^{\beta} e^{-\alpha\varphi}, \tag{7.7}$$

где y — плотность распределения; $\varphi = w/w_1$; w; w_1 — значения текущей и минимальной гидравлической крупности в составе взвеси; β — численный параметр, принимается постоянным, равным 1,15.

Интеграл уравнения (7.7), или «объем совокупности»,

$$\Omega = -(\beta+1)\int_{1}^{\infty} \varphi^{\beta} e^{-\alpha\varphi} d\varphi \tag{7.8}$$

по своему выводу пропорционален средней мутности, уменьшающейся в процессе осветления. Значение его уменьшается от единицы при коэффициенте $\alpha = 0$, чему соответствует некоторый теоретически «исходный» состав взвеси. Величина α является функцией текущего состава взвеси и элементов потока. Применение этих зависимостей при заданных значениях нагрузки потока на входе и выходе и состава взвеси на входе позволяет определить длину отстойника. Расчеты производятся с помощью вспомогательных таблиц и графиков. Однако установлено [157, 72], что значение коэффициента β в уравнении распределения (7.7) для реальных составов непостоянно, оно изменяется в диапазоне 0,86—2,28. Согласно многим наблюдениям [121, 72, 135], распределение наносов по крупности следует логарифмически нормальному закону, обоснованному А. Н. Колмогоровым для размеров частиц при дроблении [92]. Применимость такой формы распределения для речных наносов показал Ю. А. Ибад-заде [70]. Замечено также, что кривые распределения вида (7.7) и близкого к нему [157] сходны с правой ветвью логарифмически нормального закона распределения [72]. В этих случаях удобной характеристикой для состава взвеси является средняя гидравлическая крупность.

Принятый Гостунским процесс осаждения по уравнению (7.8) для всей взвеси в потоке означает, по существу, пренебрежение его взвешивающей способностью. Такое решение задачи было вынужденным в связи с отсутствием раздельных данных о значениях предельной мутности и средней крупности, устанавливающихся в процессе осаждения. В связи с названными допущениями результаты расчетов осаждения значительно отклоняются от натурных данных: расчетные мутности получаются завышенными, а крупности еще более заниженными, чем по опытным данным. Представление о сказанном дает график на рис. 57.

Помимо описанного, существует еще метод пофракционного расчета отстойника по А. Н. Гостунскому [159], показавший лучшее сходство с натурными данными, однако он оказался громоздким и не нашел применения.

Расчет отстойника по А. Г. Хачатряну [157] отличается следующими особенностями. За основу принимается распределение взвеси по кривой, представляющей дробно-линейную

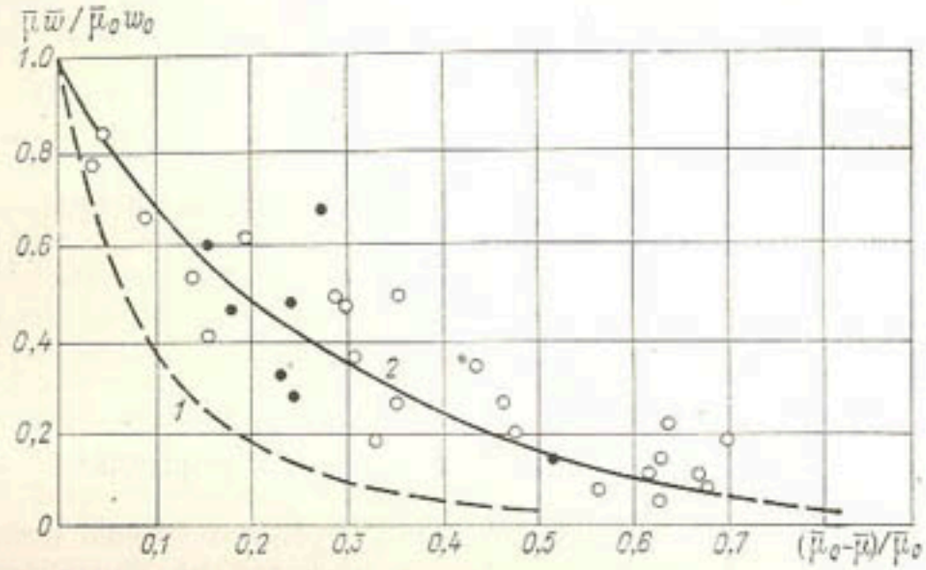


Рис. 57. Изменение нагрузки потока в связи с заилением.

1 — по А. Н. Гостунскому, *2* — по опытным данным.

функцию или гиперболу, усеченную смещением начала координат таким образом, что точки пересечения кривой с осями координат означают наибольшее и наименьшее значение гидравлической крупности в составе взвеси.

Кривая распределения Хачатряна приближается к кривой Пирсона III типа с приближением $\beta \to -1$ при $\alpha = 0$. Расчет осаждения частиц производится пофракционно по закону их падения в стоячей воде, однако из состава взвеси предварительно выделяется критическая мутность, что является положительным свойством метода. В расчете приняты допущения, отклоняющиеся от физики явления: максимальная крупность взвеси — величина практически условная; взвешивающая способность потока сохраняется при скоростях течения, превышающих 5 см/с независимо от глубины, что не соответствует действительности.

Расчеты методом Хачатряна приводят к приемлемым результатам при малых скоростях течения. В приведенных им

примерах [157, с. 171] наилучшее сходство расчетной мутности с опытной оказалось при средней скорости в отстойнике (Кульарык) около 0,21 м/с. При скорости 0,12 м/с расчетные мутности в конечном створе получились примерно вдвое меньше, а при скорости 0,42 м/с вдвое больше опытных значений. К недостаткам метода следует отнести громоздкую технику пофракционного расчета осаждения.

Основу метода расчета Ю. А. Ибад-Заде и Ч. Г. Нуриева составляет допущение, что отношение избыточной мутности к средней скорости выпадения избытка взвеси в любом створе при равномерном движении остается величиной постоянной и равной отношению начальной избыточной мутности к средней гидравлической крупности взвеси в начальный момент

$$\frac{\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_к}{\bar{w}_x} = \frac{\bar{\mu}_0 - \bar{\mu}_к}{\bar{w}_0}. \tag{7.9}$$

В результате получаются следующие расчетные уравнения:

$$x = \frac{\bar{\mu}_0 - \bar{\mu}_x}{\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_к} \cdot \frac{q}{\bar{w}_0}, \tag{7.10}$$

$$\bar{\mu}_x = \frac{\bar{\mu}_0 - \bar{\mu}_к}{\frac{q}{\bar{w}_0} + x} \cdot \frac{q}{\bar{w}_0} + \bar{\mu}_к. \tag{7.11}$$

Критическая мутность определяется по формулам Хачатряна.

Сопоставление расчетных значений мутности также показывает наличие расхождений. Так, в расчетах по приведенным выше примерам при скорости в отстойнике 0,12 м/с расчетная мутность на выходе получилась выше опытной на 60 %, а при скорости 0,21 м/с — ниже на 40 %. Лучшее сходство показывает сравнение с опытными данными по отстойнику Кипчак—Бозсу. Принятая схема осаждения предохраняет от грубых ошибок, однако вызывает сомнение способ определения критической мутности.

Общим для рассмотренных предложений о динамике мутности при разнородном составе взвеси является отсутствие надежных данных о формировании основных параметров потока — предельных значений средней гидравлической крупности и мутности, устанавливающихся в процессе осаждения.

7.2. Параметры взвеси и динамика заиления

Обмен наносами между потоком и руслом, в результате которого формируется устойчивое содержание взвеси в потоке, связан с его гидравлическими элементами. Это дает основание для поиска раздельных значений средней гидравлической крупности и средней мутности взвеси для потоков, протекающих в руслах из собственных отложений.

Основываясь на соответствии энергий придонных пульсаций, подающих взвесь ядру потока, и взвешиваемых частиц, получены следующие размерные выражения для параметров устойчивой взвеси в русловом потоке;

средняя гидравлическая крупность (мм/с)

$$\bar{w}_к = Б_1 \frac{U^{5/2}}{H^{1/2}}, \tag{7.12}$$

средняя мутность (кг/м³)

$$\bar{\mu}_к = Б_2 \frac{U^{5/2}}{H^{1/2}}. \tag{7.13}$$

Здесь U — средняя скорость, м/с; H — средняя глубина, м. Численные коэффициенты, полученные по опытным данным, равны $Б_1 = 2{,}6$; $Б_2 = 7{,}0$.

Уравнения (7.12) и (7.13), выведенные независимо от полученного ранее уравнения (2.63), согласуются с последним по структуре и численно.

Процесс осаждения избытка взвеси в турбулентном потоке, обладающем взвешивающей способностью, согласуется со схемой Гостунского, однако учитывается, что критическая мутность — не пассивная субстанция, а результат обмена между потоком и руслом.

Далее замечено, что средняя гидравлическая крупность взвеси в процессе осаждения ее избытка довольно быстро приближается к предельному значению, в то время как изменение мутности происходит медленно. Поэтому процесс осаждения по длине можно условно разделить на два участка и считать, что в первом участке осаждение происходит при средней крупности, близкой к начальной, а во втором — близкой к предельной или критической для отстойника.

В результате анализа получено следующее выражение для средней мутности μ_x при заданных значениях начальной мутности μ_0, начальной гидравлической крупности $\bar{w}_0$, элементов потока U, H и его длины x; течение предполагается равномерным

$$\bar{\mu}_x = \bar{\mu}_к + \bar{\mu}_0 (1 - P) e^{-\frac{\bar{w}_0 x}{q}} + (P\bar{\mu}_0 - \bar{\mu}_к) e^{-\frac{\bar{w}_к x}{q}}. \tag{7.14}$$

Здесь P — отношение мутности, при которой средняя гидравлическая крупность достигает предельного значения $w_к$, к начальной мутности,

$$P = 1 - 0{,}21 \ln (\bar{w}_0 / \bar{w}_к). \tag{7.15}$$

Уравнения (7.12)—(7.15) получены В. И. Буланкиным при участии А. М. Теплякова [135, 16, 29].

Расчеты по формуле (7.14) показали удовлетворительное сходство с опытными данными по отстойникам Кипчак—Бозсу, Кульарык и Каракумского канала на Амударье. На рис. 58 показано изменение мутности по длине в один из дней наблю-

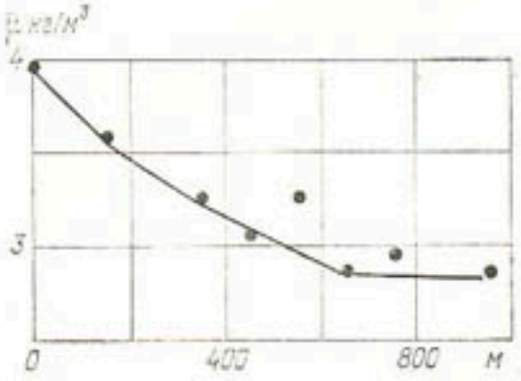


Рис. 58. Динамика заиления в отстойнике Кипчак—Бозсу.

Точки — опытные данные, линии — расчет.

дений на отстойнике Кипчак—Бозсу по опытным данным и по расчету при погонном расходе воды 0,45 м³/(с·м), средней скорости течения 0,31—0,55 м/с и средней глубине 0,8—1,5 м.

7.3. Расчеты отстойников

Для расчета отстойников в реальных условиях можно принять за основу уравнения (7.12)—(7.15) с некоторыми коррективами и ограничениями.

Поскольку формирование предельного количества и состава взвеси есть результат обмена между потоком и руслом, можно ожидать, что коэффициенты к формулам (7.12), (7.13) должны быть связаны с исходными параметрами взвеси и отложений. Проверка показала, что приведенные выше численные значения коэффициентов соответствуют условиям Амударьи, отличающейся повышенным содержанием ила во взвеси.

Для двух других рек — Вахша и Колорадо — с меньшим содержанием ила коэффициент при формуле (7.12) оказался выше в среднем на 12 %. Соответственно должен быть ниже коэффициент при формуле (7.13). Таким образом, для рек этого типа коэффициенты будут в тех же единицах

$$Б_1 = 2{,}9; \quad Б_2 = \frac{20k}{2{,}9}, \tag{7.16}$$

где k — коэффициент крупности.

Вообще коэффициенты в формулах (7.12), (7.13) отражают, по-видимому, степень разнородности взвеси: в Амударье она больше, а в двух других реках — меньше.

Далее в приведенном выше решении не нашло отражения прекращение взвешивания, связанное с прекращением подвижности русловых отложений; турбулентный характер течения при

этом сохраняется. Момент начала взвешивания определен уравнением (2.55)

$$U_{0\,\text{мин}} = 0{,}30R^{1/4}.$$

Уравнение (7.14) применимо при условии, если скорость течения в отстойнике больше предельной по началу взвешивания.

Расчеты показали, что при малых скоростях течения $U \leqslant 0{,}5U_{0\,\text{мин}}$ процесс осаждения удовлетворительно описывается уравнением, сходным с (7.5),

$$x = \frac{q}{\bar{w}_0} \ln \frac{\bar{\mu}_0}{\bar{\mu}_x}, \tag{7.17}$$

где $\bar{w}_0$ — средняя гидравлическая крупность начального состава взвеси.

Принятое в уравнении (7.17) повышенное значение средней гидравлической крупности в процессе осаждения возмещается пониженным против глубины потока значением высоты взвешивания при турбулентном перемешивании, особенно проявляющимся при малых скоростях течения.

Решение обратной задачи при пользовании уравнением (7.14) — нахождение необходимой длины отстойника — представляет некоторые неудобства: искомую величину приходится определять подбором. В этом случае можно пользоваться следующим уравнением, приблизительно равноценным уравнению (7.14):

$$x = \frac{1{,}5q}{\bar{w}_x} \ln \frac{\bar{\mu}_0 - \bar{\mu}_к}{\bar{\mu}_x - \bar{\mu}_к}, \tag{7.18}$$

где приведенная средняя гидравлическая крупность определяется по формуле

$$\bar{w}_x = \bar{w}_к + \frac{\bar{w}_0 - \bar{w}_к}{10^4 (1 - \bar{\mu}_x/\bar{\mu}_0)}. \tag{7.19}$$

Значения мутности и гидравлической крупности, соответствующие критическому режиму в отстойнике, определяются по формулам (7.12), (7.13) вплоть до предельной скорости по началу взвешивания. В промежуточной области $0{,}5U < U < U_0$ можно пользоваться линейной интерполяцией.

В условиях большого разнообразия в составе взвесей, наблюдаемого даже в одной реке в разные периоды времени, полученные выше решения, вытекающие из анализа опытных данных и различных предложений, следует считать все же приближенными. Поэтому встречающееся в литературе усложнение расчетных формул, в частности для учета неравномерного движения, вряд ли целесообразно. В случае необходимости для учета неравномерного движения можно вести расчет заиления по участкам.

Приведем пример расчета головного отстойника амударьинской системы. Примем для канала с расходом 100 м³/с скорость в подводящем канале равной 0,90 м/с и среднюю глубину 2,0 м. Средняя мутность в канале 4,3 кг/м³ и средняя гидравлическая крупность взвеси 1,54 мм/с.

Защищаемая отстойником группа каналов характеризуется следующими средними параметрами: скорость 0,60 м/с, средняя глубина 1,0 м, средняя мутность транспортируемой взвеси 3,6 кг/м³ и средняя гидравлическая крупность 1,1 мм/с.

Примем следующие элементы отстойника: средняя скорость течения 0,50 м/с, средняя глубина 3,0 м. Соответствующие параметры взвеси для предельных условий будут, согласно (7.12) и (7.13):

$$\bar{w}_к = 2{,}6\,\frac{0{,}50^{5/3}}{3{,}0^{1/2}} = 0{,}47 \text{ мм/с},$$

$$\bar{\mu}_к = 7{,}0\,\frac{0{,}50^{4/3}}{3{,}0^{1/2}} = 1{,}60 \text{ кг/м}^3.$$

Искомую длину определим по формуле (7.18), а входящую в нее среднюю гидравлическую крупность — по формуле (7.19):

$$\bar{w}_x = 0{,}47 + \frac{1{,}54 - 0{,}47}{10^{4\,(1-3{,}6/4{,}3)}} = 0{,}71 \text{ мм/с},$$

$$x = \frac{1{,}5 \cdot 1{,}5}{0{,}71 \cdot 10^{-3}}\,2{,}3 \lg \frac{4{,}3 - 1{,}6}{3{,}6 - 1{,}6} = 950 \text{ м}.$$

Выше указывалось, что, согласно опытным данным, крупность взвеси в отстойнике быстро приближается к своему предельному значению. В нашем случае средняя крупность взвеси по выходе из отстойника будет приблизительно вдвое меньше средней крупности, соответствующей взвешивающей способности защищаемых каналов. В расчете допущена невязка, свойственная, впрочем, и всем другим методам расчета. Это невязка невелика: в процессе естественного формирования состава в нижележащем русле можно ожидать, что поток «наберет» недостающую крупность, а средняя мутность при этом изменится незначительно.

Вместе с тем это обстоятельство служит подтверждением требования, чтобы скорость течения в отстойнике оросительной системы не была слишком малой.

Важное значение для работы отстойника имеет выбор исходных данных при его проектировании. При изменяющихся во времени значениях мутности и состава наносов в реке, а также расходов, поступающих в отстойник, подводящий к отстойнику и защищаемые каналы могут быть лишь квазиустойчивыми: они временами незначительно заиляются, затем слегка размываются или находятся в пределах «люфта» — между

предельными по началу размыва и началу заиления состояниями [65, 10, 11]. В каналах устанавливается динамическое равновесие, соответствующее некоторым средним значениям параметров взвеси и гидравлических элементов потоков.

В условиях Амударьи задача облегчается: в наиболее напряженный период поливов — с мая по июль включительно — расходы в каналах близки к максимальным, а пики мутности в реке бывают дважды: в мае и июле. Соответственно в качестве исходных значений мутности и крупности взвеси в воде, поступающей в систему, целесообразно принять их средневзвешенные значения за пять (апрель—август) поливных месяцев:

$$\bar{\mu}_0 = \frac{\sum_1^n \bar{\mu}_i Q_i}{\sum_1^n Q_i}, \tag{7.20}$$

$$\bar{w}_0 = \frac{\sum_1^n \bar{w}_i Q_i}{\sum_1^n Q_i}, \tag{7.21}$$

где $\bar{\mu}_i$, $\bar{w}_i$, Q_i — средние декадные значения средней мутности, гидравлической крупности и расхода воды; n — количество декад.

Выбор расчетного года зависит от конкретных условий объекта. В проектах отстойников Тахиаташского гидроузла был принят год, близкий к среднему многолетнему по расходу наносов. Мутность воды, поступающей в отстойник, влияет на интенсивность его очистки. Диапазон мутностей в реке невелик: они в максимальный по водности год примерно вдвое больше, чем в минимальный [160]. Для удобства эксплуатации целесообразно принять в качестве расчетного некоторый реальный год, средний между средним многолетним и максимальным годами по расходу наносов.

Гидравлические элементы каналов можно принять в расчетах соответствующими максимальным (без «форсировки») расходам — в проектной практике они называются расчетными. Сравнения показали, что разница в результатах расчетов по максимальным и средневзвешенным за поливной период расходам незначительна.

Наблюдения показывают, что при значительных потерях воды в пути средняя мутность в потоке увеличивается. Это обстоятельство можно учесть соответствующим уменьшением мутности, задаваемой на выходе из отстойника, по сравнению с ее значением, соответствующим взвешивающей способности защищаемых каналов,

$$\bar{\mu}_x = \bar{\mu}_з \eta, \tag{7.22}$$

где $\mu_з$ — мутность защищаемых каналов; η — средний к. п. д. по потерям воды на пути от отстойника до каналов.

Взвешивающая способность подводящего к отстойнику канала должна соответствовать параметрам поступающей из реки с водой взвеси. Движение донных наносов по каналу будет происходить в соответствии с гидравлическими элементами потока и при благоприятном водозаборе занесения его донными наносами не должно быть. В расчетах очистки отстойника должно быть учтено и поступление в него донных наносов.

Для характеристики защищаемых каналов выбирается один из них с параметрами, близкими к средним для всей группы.

7.4. Динамика размыва

Наблюдения показывают, что процесс общего размыва русла, происходящего при значительных скоростях течения и недостатке наносов в потоке, имеет черты, сходные с заилением: для полного насыщения потока требуется некоторое время, причем песчаные отложения размываются быстро, а илистые — медленно. Однако скорость размыва зависит от иных факторов, главным образом от степени связности русловых отложений.

В работе И. Ф. Карасева [75, рис. 47] приводятся данные опытов по размыву в лотке: время, необходимое для достижения 90 %-ной мутности от предельной по насыщению, оказалось для песка в сотни раз меньшим, чем для суглинка. Приведенные в гл. 3 сведения подтверждают крайне медленную размываемость мелких отложений.

В известных предложениях по динамике размыва его интенсивность связывается с недостатком мутности в потоке и степенью связности грунта, влияющей на скорость срыва или взмыва частиц донных отложений, разработаны приемы расчета размыва связных грунтов [75].

При размыве песчаных отложений основной фактор, тормозящий процесс размыва,— связность — исчезает. В расчетах общего размыва несвязных отложений [100] временем, необходимым для достижения полного насыщения потока наносами, обычно пренебрегают. Наблюдения дают основание считать, что при достаточно длинных руслах такое допущение вполне оправдано.

В опытах Н. А. Михайловой с размывом песчаных отложений [114] поступающий поток немедленно поднимал облака руслового материала протяженностью, соразмерной с глубиной потока. Замечено, что подъем частиц со дна происходит не поодиночке, а крупными скоплениями. В случае мелких малосвязных частиц возникающие облака мутности охватывают

всю толщу потока. Рассеяние облака мутности происходит на значительном расстоянии. Все это указывает на решающую, ускоряющую размыв роль крупномасштабных пульсаций.

Примерная схема общего размыва длинного песчаного русла изображена на рис. 59. Русло состоит из трех участков: на первом устанавливается приблизительно предельный режим и соответствующий уклон, размыв развивается здесь по мере продвижения зоны спада вниз по течению. Второй участок представляет основную зону спада и интенсивного размыва, а на третьем участке размыв еще не начался, так как количество наносов, соответствующее транспортирующей способности

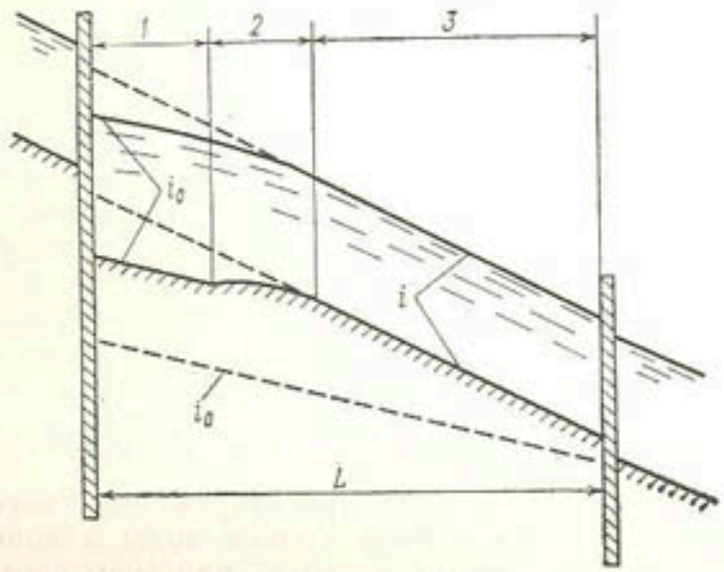


Рис. 59. Схема общего размыва в канале.

потока, набрано им на первых двух участках. Размыв русла продолжается до базиса эрозии и завершается по достижении общего уклона i_0, соответствующего предельному неразмывающему режиму.

Время, необходимое для завершения размыва и достижения предельного режима в длинных песчаных руслах, можно определить приближенно путем деления количества размываемого руслового грунта на сумму расходов донных (грядовых) и взвешенных наносов за вычетом наносов, привносимых потоком из верхних участков. Расчет целесообразно вести на 1 м ширины канала. При светлой воде, поступающей из верхнего участка, время размыва

$$T = \frac{V\gamma_{гр}}{q_{т.\,д} + q_{т.\,взв}}, \qquad (7.23)$$

где в числителе — произведение общего объема размываемого грунта на его среднюю плотность, а в знаменателе — сумма

расходов донных и взвешенных (русловых фракций) наносов.

Выясним для наглядности параметры размыва участка канала длиной 100 км по данным примера, рассмотренного в п. 6.3.4, исходя из предположения, что запроектированное русло будет размываться до достижения уклона, предельного по началу размыва. Расчет проведем на единицу ширины русла.

Элементы русла предельного состояния будут:

$$R_0 \approx H_{ср} = \left(\frac{1000}{0{,}39 \cdot 13{,}9}\right)^{0{,}4} = 8{,}11 \text{ м},$$

$$U_0 = 0{,}39 \cdot 8{,}11^{1/4} = 0{,}66 \text{ м/с},$$

$$i = \frac{0{,}66^2}{43{,}5^2 \cdot 8{,}11^{3/2}} = 0{,}000\,010.$$

Базисом эрозии участка служит перегораживающее сооружение, поддерживающее уровень воды на заданной отметке, поэтому увеличенная глубина в предельном режиме образуется за счет заглубления канала. В конце участка заглубление составит

$$\Delta h_2 = 8{,}11 - 7{,}76 = 0{,}35 \text{ м}.$$

В начале участка заглубление будет

$$\Delta h_1 = 0{,}35 + 100 \cdot 10^3 (0{,}000\,012\,6 - 0{,}000\,010) = 0{,}61 \text{ м}.$$

Возможен другой вариант проектирования: в случае размыва русла допускается подпор уровня воды в конце участка на заданную высоту. Глубина размыва при этом соответственно уменьшится.

Количество размываемого грунта определим, приняв среднюю плотность грунта 1600 кг/м^3,

$$V_{\gamma_{гр}} = \frac{0{,}61 + 0{,}35}{2} \cdot 100 \cdot 10^3 \cdot 1600 = 9 \cdot 10^7 \text{ кг}.$$

Выясним предполагаемые расходы донных и взвешенных наносов русловых фракций, приняв среднюю крупность отложений равной 0,16 мм ($\bar{w} = 16$ мм/с). Для этого необходимо сперва определить предельную скорость, соответствующую глубине 7,76 м, по формуле (4.21)

$$U_0 = 0{,}39 \cdot 7{,}76^{1/4} = 0{,}65 \text{ м/с}.$$

Расход донных наносов по (4.36) будет

$$q_{т.д} = 0{,}030 \frac{0{,}718^3 (0{,}718 - 0{,}650)}{(7{,}76 \cdot 0{,}000\,16)^{1/4}} = 0{,}0040 \text{ кг/(с} \cdot \text{м)}.$$

Для расхода взвешенных наносов нужно определить коэффициент крупности, причем из двух приведенных выше формул

следует из осторожности выбрать ту, по которой расход наносов получится наибольшим, т. е. (2.52)

$$k = \left(1 - \frac{0{,}016}{0{,}08 \cdot 0{,}718}\right)^4 = 0{,}27.$$

Расход взвешенных наносов по (3.7) будет

$$q_{т.взв} = 0{,}17 \cdot 0{,}27 \frac{0{,}718^4}{9{,}8 \cdot 0{,}016} = 0{,}078 \text{ кг/(с} \cdot \text{м)}.$$

Общий расход

$$0{,}078 + 0{,}0040 = 0{,}082 \text{ кг/(с} \cdot \text{м)}.$$

Время, необходимое для завершения размыва участка,

$$T = \frac{9{,}0 \cdot 10^7}{0{,}082} = 11 \cdot 10^8 \text{ с, или 35 лет}.$$

Долгий период размыва объясняется малым превышением скорости течения над предельной по началу размыва. При большем превышении скорости над предельной, например на 50 %, время размыва сократится примерно на порядок.

Приведенный расчет дает лишь приближенную оценку интенсивности общего размыва, так как степень точности определений расхода наносов при небольшом превышении скоростей течения над предельными значениями невелика. Однако и по нему можно судить о темпах размыва русел каналов осветленной водой.

7.5. Местные размывы берегов

7.5.1. Факторы размыва

Размывы берегов, упомянутые выше (п. 6.3.2), составляют часть общих деформаций русел рек, проявляющихся наиболее интенсивно в низовьях, где русла сложены из мелкозернистых собственных отложений. Для каналов такие деформации нехарактерны, однако местные размывы берегов в реках непосредственно связаны с режимом наносов и поэтому поучительны.

На р. Амударье, в ее среднем и нижнем течении, размывы берегов развиваются интенсивно. Отмечены случаи, когда река отрывает от берега полосы шириной десятки метров за сутки и сотни метров за сезон. Дейгиш проявляется при паводках и при спаде расходов и уровней. Основной причиной смыва берега является в обоих случаях поперечный свал потока к нему, причем во втором случае интенсивность свала меньше, но возникает другой разрушающий фактор — движение фильтрационного потока от берега к реке с большими градиентами. Такое

мнение высказывалось неоднократно [47, 20]. Степень интенсивности свала определяется углом атаки потоком берега.

Другим, не менее важным фактором является разница в скоростях течения отдельных фрагментов руслового потока. Г. В. Железняков [59] указывает, что параболический профиль является лучшим аналогом естественного профиля руслового потока. При сечении в форме квадратичной параболы наибольшая глубина в полтора раза больше средней. По данным, приведенным Железняковым, приблизительно такое соотношение наблюдается в естественных руслах. В плесовых створах наибольшая глубина бывает у вогнутого берега, но указанное отношение сохраняется.

Полагая, что сечение русла параболическое и что средняя по вертикали скорость изменяется в соответствии с местной глубиной, а также учитывая, что для широких русел гидравлический радиус приблизительно равен средней глубине, получим отношение наибольшей скорости к средней

$$\frac{U_м}{U} \approx 1{,}3.$$

Такое отношение получено Железняковым по натурным данным. Однако на Амударье это отношение значительно больше, что составляет одну из особенностей неустойчивого русла.

Большое расхождение между наибольшей и средней скоростями потока можно объяснить тем, что русло реки состоит из гладких протоков, формирующихся в межень и в периоды нарастания и спада паводков, и разделяющих их крупных грядовых форм (осередков и др.) повышенной шероховатости. В то же время мутность в различных вертикалях по ширине сечения изменяется незначительно и весьма слабо связана с местной скоростью течения. Так, на одном из поперечников створа Чатлы на Амударье [147] отношение осредненных по вертикали значений наибольшей скорости к наименьшей оказалось равным 5,7, а соответствующее отношение мутности — лишь 1,26. Приблизительно равномерное распределение мутности по сечению является, по-видимому, следствием интенсивного перемешивания потока и того факта, что временное снижение скорости в том или ином объеме воды не ведет к немедленному выпадению из него взвеси.

Отсюда можно предположить, что местные токи воды с повышенной скоростью обладают и сравнительно большей транспортирующей способностью, в то время как среднее удельное содержание наносов в потоке соответствует его средней скорости течения.

Общую картину размыва берега применительно к Амударье можно представить так. В межень в реке образуется система островков и протоков между ними, направленных нередко под значительным углом к берегу. При нарастании расходов и

уровней островки затопляются, но значительная часть расхода реки проходит с повышенными скоростями течения по отдельным разработанным протокам. Подобная же картина имеет место и в периоды спада.

Поток, ударяясь о берег, сложенный из легко размываемых грунтов, обрушивает его и обратным током по дну уносит продукты размыва. Интенсивность процесса в данном случае зависит целиком от интенсивности уноса потоком размытого грунта. При этом, поскольку полное измельчение и взвешивание грунта происходит не сразу, избыточная транспортирующая способность потока используется не полностью. Описываемая картина, разумеется, грубо схематизирована, однако основанные на такой схеме расчеты, как увидим, приводят к приемлемым результатам.

Пусть на берег направлен поток достаточной ширины глубиной $h_м$ и скоростью течения $U_м$, превышающей среднюю U. Погонный расход q будет при этом равен $U_м h_м$, а погонный расход, приходящийся на 1 м линии берега, $q_1 = q \sin\alpha$, где α — угол встречи потока с берегом. Если предположить, что струя, ударяясь о берег и почти не расширяясь, тут же возвращается по дну обратно, то можно считать, что унос потоком продуктов размыва определится приближенно следующим выражением для избыточной средней мутности [3, 9]:

$$\bar{\mu} = De \frac{U_м^3 - U^3}{g H_м \bar{w}},$$

где D — коэффициент (в случае учета движения всех наносов в русле, включая донные, его можно принять равным 0,26 [160]); e — коэффициент, меньший единицы, учитывающий неполное использование транспортирующей способности потока; μ в кг/м^3.

Количество материала берега, уносимого с каждого его метра в единицу времени (кг/с), составляет

$$q_т = DeU_м \sin\alpha \frac{U_м^3 - U^3}{g\bar{w}}.$$

Сделаем несложный расчет для определения возможной интенсивности размыва берега. Пусть средняя скорость течения 2 м/с, скорость свального течения $U_м = 1{,}8 \cdot 2{,}0 = 3{,}6$ м/с, угол встречи $\alpha = 30°$, $\sin\alpha = 0{,}5$, средняя гидравлическая крупность продуктов размыва $\bar{w} = 0{,}02$ м/с. Примем условно коэффициент $e = 0{,}2$. Примем, наконец, что берег возвышается над уровнем воды на 7 м, а глубина потока при размыве равна 8 м. Для смыва полосы берега шириной 1 м должно быть унесено материала $(7+8) \cdot 1{,}7 = 25$ т.

С каждого метра по длине берега будет унесено за единицу времени

$$q_т = 0{,}26 \cdot 0{,}2 \cdot 3{,}6 \cdot 0{,}5 \frac{3{,}6^3 - 2{,}0^3}{9{,}8 \cdot 0{,}02} = 18 \text{ кг/с}.$$

Для смыва берега на ширину в 1 м потребуется 1400 с, а за 8 ч произойдет смыв на ширину 20 м. Смыв берега с подобной интенсивностью встречается при дейгише нередко. Итак, можно считать, что размыв берегов определяется двумя факторами: углом поперечного свала потока к берегу и отношением наибольшей скорости течения в реке к средней.

7.5.2. Глубина размыва у береговых креплений

Для проектирования береговых креплений и прибрежных сооружений на неустойчивых участках русел необходимо знать

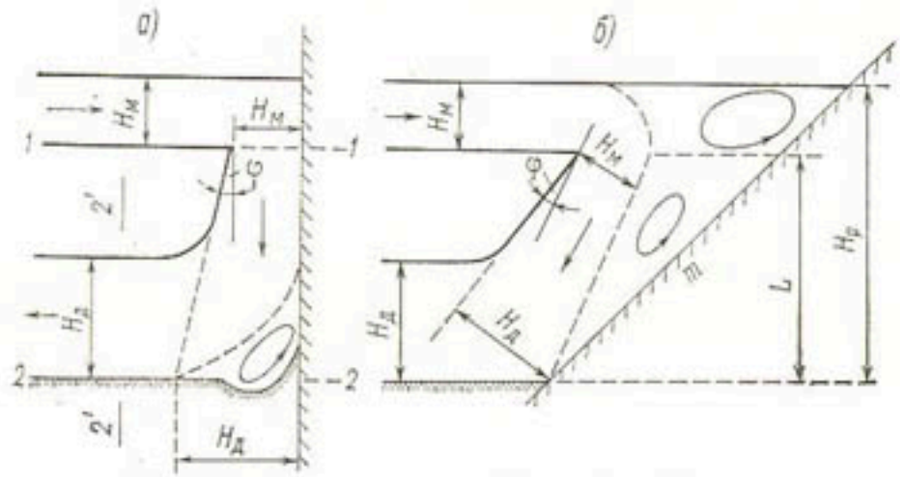


Рис. 60. Схема местного размыва у берегового крепления с вертикальной стенкой (*а*) и у откоса (*б*).

возможную глубину размыва дна. Рассмотрим схему движения косо направленного потока у жесткого берега.

Поток, встречаясь с преградой, изменяет свое направление, не изменяя существенно скорости течения. Встретившись со стенкой, он повернет книзу с прежней скоростью, но находясь в водной среде, будет постепенно расширяться как затопленная струя. Далее, у дна поток поворачивает в сторону от стенки, размывая дно до тех пор, пока скорость течения, уменьшаясь, не достигнет значения, при котором размыв прекращается (рис. 60 *а*).

Устремляясь к стенке, поток совершает движение, подобное винтовому: опускается по стенке под углом, равным углу встречи, и под тем же углом отходит от стенки у дна. Если стенка наклонная (откос), то поток направляется вниз с наклоном, по-видимому, меньшим, чем наклон стенки (рис. 60 *б*).

В створе *1—1* скорость и толщина струи равны скорости и глубине потока на подходе $U_м$, $H_м$. Размыв происходит возвратным движением потока с элементами, соответствующими сечению *2—2*. Основываясь на такой схеме, получена следующая формула для глубины размыва [12]:

$$H_р = K_р H_м; \quad K_р = \left[1 + \frac{\sin\alpha}{k\sqrt{1 + (2m)^2}} \left(\frac{U_м}{U} - 1\right)\right], \quad (7.24)$$

где α — угол встречи потока со стенкой; m — заложение откоса; β — коэффициент; k — тангенс угла расширения струи в водной среде.

Значения коэффициента принимаются согласно опытным данным С. Т. Алтунина [20], а тангенс угла расширения струи — по данным Г. Н. Абрамовича [1]: $k \approx 0{,}2$; $\beta = 0{,}6$.

Наибольшая глубина и наибольшая скорость течения определяются по данным наблюдений. Для р. Амударьи, согласно наблюдениям в паводки, получены следующие отношения наибольших значений к средним:

$$\frac{H_м}{H} = 1{,}9; \quad \frac{U_м}{U} = 1{,}8.$$

7.5.3. Примеры решений

Защищается берег Амударьи в районе Тахиаташа. Расход обеспеченностью 10 % равен 6100 м³/с. Средняя и наибольшая глубины равны соответственно 3,0 и 5,8 м, средняя скорость течения 2,3 м/с.

Определим глубину возможного размыва в двух вариантах: у вертикальной стенки и у откоса с тройным заложением для двух случаев: при углах встречи 90° (оголовок) и 30° (рядовое крепление).

а. Оголовок с вертикальной стенкой. Согласно (7.24):

$$K_р = \left[1 + \frac{1}{0{,}2}(1{,}8 - 1)\right] = 5{,}0,$$

$$H_р = 5{,}0 \cdot 5{,}8 = 29{,}0 \text{ м}.$$

Полученная величина может показаться слишком большой, однако следует учесть, что в данном случае нами взяты наиболее неблагоприятные условия: вертикальная стенка и встреча потока под прямым углом.

Согласно многократным наблюдениям у каменного мыса Тахиаташ на Амударье, глубины размыва там достигают 28 м. Этот выступ можно скорее рассматривать как оголовок шпоры, однако условия работы оголовка береговой одежды мало чем отличаются от условий работы оголовка шпоры. Такой же примерно глубины достигали размывы у шпунтовых берегозащитных креплений на Амударье и Чарджоуского железнодорожного моста.

б. Оголовок продольного крепления с наклонной стенкой, $\alpha=90°$, $m=3{,}0$. Имеем:

$$K_p=\left[1+\frac{1{,}0}{0{,}2\sqrt{1+(0{,}6\cdot 3)^2}}(1{,}8-1{,}0)\right]=2{,}95,$$

$$H_p=2{,}95\cdot 5{,}8=17{,}1\ \text{м}.$$

в. Рядовая стенка, $\alpha=30°$, $m=0$. Имеем:

$$K_p=\left[1+\frac{0{,}5}{0{,}2\sqrt{1{,}0+0}}(1{,}8-1{,}0)\right]=3{,}0,$$

$$H_p=3{,}0\cdot 5{,}8=17{,}4\ \text{м}.$$

г. Рядовой откос, $\alpha=30°$, $m=3{,}0$. Имеем:

$$K_p=\left[1+\frac{0{,}5}{0{,}2\sqrt{1{,}0+(0{,}6\cdot 3)^2}}(1{,}8-1{,}0)\right]=1{,}97,$$

$$H_p=1{,}97\cdot 5{,}8=11{,}4\ \text{м}.$$

Глубина 10—12 м, по данным наблюдений, имеет место на отдельных, трудноразмываемых участках берега реки.

7.5.4. Сквозные берегозащитные одежды

В 1959 г. на р. Амударье в районе термезского порта по предложению А. Н. Гостунского была построена шпунтовая причальная стенка с креплением прилегающего дна «тюфяком» из полуметровых спиралей, свитых из 6 мм катанки в два неполных слоя. Такое решение было принято после безуспешных попыток крепления берега бетонными и железобетонными плитами и другими способами — все эти конструкции в короткий срок подмывались и разрушались.

Наблюдения показали, что сколько-нибудь значительных размывов у построенной стенки не произошло в течение нескольких лет, несмотря на значительный свал реки к берегу на этом участке [108].

Описанная сквозная одежда представляет собой новый вид крепления, основанный на выдвинутом Гостунским еще в 1936 г. принципе рассредоточенного гашения избыточной размывающей энергии потока на реках с легко размываемым руслом. Имеются предложения по расчетам и конструкциям таких одежд [47, 13].

Массивные сооружения, применяемые при регулировании русел, приводят к сосредоточению энергии водных масс в количествах, намного превышающих энергию в обычном русле. Избыточная энергия вызывает нежелательные местные размывы дна у опор. Русла в предгорных участках рек, сложенные из крупного материала, оказывают значительное сопротивление размыву, растущее с глубиной и вследствие отмостки зоны размыва крупным камнем.

В руслах же из слабого мелкозернистого материала дно у опор массивных сооружений быстро размывается, сооружения проседают и, кроме того, обладая повышенной плотностью, они «тонут» в песке в течение короткого времени. Выходом из положения является рассредоточенное гашение энергии потока путем устройства системы мелких сопротивлений, рассредоточенных на всей площади в зоне защиты.

Применяемые для защиты откосов жесткие и гибкие одежды, не пропускающие воду, испытывают со стороны откоса значительное давление грунтового потока при резких колебаниях уровней воды, что приводит нередко к их разрушению. Этого недостатка лишены сквозные одежды, т. е. одежды, пропускающие сквозь себя воду. Сочетание этого качества с рассредоточенным гашением энергии размыва может открыть перспективу применению сквозных одежд для откосов каналов при наличии достаточно экономичной конструкции.

Глава 8. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕГКОРАЗМЫВАЕМЫХ РУСЕЛ

8.1. Состояние вопроса

Физическое моделирование гидравлических явлений представляет одно из действенных средств для решения задач, связанных с взаимодействием потока и деформируемого русла. Однако в практике моделирования выяснилось, что русловые процессы не укладываются в рамки основных критериев подобия, которые успешно применяются при моделировании сооружений и недеформируемых русел.

Моделирование последних облегчается, как известно, существованием областей автомодельности, в которых гидравлические параметры не зависят от критериев подобия. Такой областью является независимость коэффициента сопротивления от одного из двух важнейших критериев подобия — числа Рейнольдса в квадратичном режиме движения потока.

Квадратичный режим движения не характерен для потоков в естественных руслах и неукрепленных каналах. В частности, движение в каналах, как показано в гл. 5, относится к переходному режиму — гидравлические сопротивления монотонно уменьшаются с ростом числа Рейнольдса. С другой стороны, основной критерий подобия, применяемый при моделировании гидравлических явлений,— число Фруда — не играет существенной роли при спокойном состоянии потока, свойственном равнинным рекам и каналам. Как указывает ряд исследователей начиная от Б. А. Фидмана [150, 106], основное значение здесь приобретает кинематика потока.

Характерными особенностями моделирования деформируемых русел являются, во-первых, вынужденное искажение геометрического подобия (относительная глубина в модели делается глубже, чем в натуре, иначе потоки в модели становятся слишком мелкими) и, во-вторых, движение наносов — основного фактора деформаций.

Природа подсказывает нам необходимость учета первой особенности: относительная глубина в естественных руслах растет с уменьшением потока; при искажении глубины используются морфометрические зависимости для естественных русел.

Для воспроизведения на модели движения наносов используются различные критерии их подвижности и формулы транспортирующей способности потока.

Основным материалом, формирующим русло, является мелкий и средний песок, уменьшение размеров которого в моделях практически невозможно: возникают силы сцепления, существенно искажающие явление. Поэтому моделирование обычно производится с применением натурного песка или песка близкого к нему по размерам. При этом возникает дополнительное осложнение: относительная высота гряд в малых руслах больше, чем в больших. Выходом может служить применение вместо песка легких заменителей, высота гряд которых меньше, чем песка. Однако с заменителями возникает ряд трудностей, еще не преодоленных, и моделирование с их применением производится пока редко; основным материалом для моделей остается песок.

Преодоление отмеченных трудностей достигается в современных условиях комплексом мер: моделированием самих критериев подобия (числа Фруда и др.), введением критериев, характеризующих кинематику потока и отвечающих данной конкретной задаче, а также некоторыми приемами моделирования. Ниже рассматриваются вопросы реализации различных критериев подобия в приближенном моделировании легкоразмываемых русел с применением натурного песка или песка близкого к нему по размерам.

8.2. Критерии подобия

При общем анализе условий подобия потоков основными критериями, вытекающими из уравнений Навье—Стокса и уравнения неразрывности, являются:

критерий Рейнольдса

$$\mathrm{Re} = \frac{UH}{\nu},$$

критерий Фруда

$$\mathrm{Fr} = \frac{U^2}{gH},$$

критерий Эйлера

$$\mathrm{Eu} = \frac{p}{\rho U^2},$$

критерий Струхаля, или гомохронности,

$$\mathrm{Sh} = \frac{l}{Ut}.$$

Для обычного в приложениях установившегося равномерного движения критерий Струхаля отпадает, а критерий Эйлера при определенной его интерпретации сводится к коэффициенту сопротивления; участие последнего в моделировании русел будет показано ниже. Таким образом, для моделирования необходимо соблюсти критерии Рейнольдса и Фруда. Однако известно, что одновременное выполнение этих двух критериев на модели невозможно.

Положение осложняется при моделировании потоков в деформируемых руслах, где необходимо соблюсти условия подобия подвижности и транспорта наносов. Многие предложенные в разное время критерии начала подвижности зерен песка на дне [18, 57, 130, 150, 101] представляют разновидности выражения:

$$\frac{v_*}{\sqrt{ad}}; \quad a = \frac{\rho_т}{\rho} - 1. \tag{8.1}$$

Кроме того, применяются следующие критерии подвижности:

$$\frac{U}{U_0}; \quad \frac{v_*}{w}; \quad \frac{U}{w}. \tag{8.2}$$

В последнее время получил распространение критерий плановой деформации русла, введенный А. П. Зегждой [66]:

$$\frac{B}{H}\lambda. \tag{8.3}$$

Рассмотрим критерий Фруда, который в системе основных критериев, приведенных выше, является определяющим. Соблюдение равенства числа Фруда в натуре и в модели, считавшееся обязательным, привело при моделировании русел к противоречию с условием начала подвижности песка: в натуре последнему соответствовало значение $Fr \leqslant 0{,}01$, а в модели $Fr \approx 0{,}05$, т. е. в 5 раз и более выше, чем в натуре. Отсюда возник распространенный вариант моделирования числа Фруда

$$M_{Fr} = \frac{(U_0^2/gH)_н}{(U_0^2/gH)_м}, \tag{8.4}$$

где знак M означает масштабное отношение натуры к модели. Иной метод моделирования, включая число Фруда, основанный на подобии русловых форм, предложен Н. С. Знаменской [69].

Искажение числа Фруда ведет к искажению элементов потока, во избежание чего необходимо изменить уклон русла в соответствии с уклоном потока. Исходя из уравнения Бернулли, можно написать как для натуры, так и для модели следующее значение гидравлического уклона между двумя сечениями

$$\frac{\frac{\alpha U_1^2}{2g} - \frac{\alpha U_2^2}{2g}}{l} = \frac{\alpha \Delta U^2}{2gl}. \tag{8.5}$$

Применив теорию подобия, получим

$$M_i = \frac{M_U^2}{M_l}. \tag{8.6}$$

Значение масштаба скорости, определенное из числа Фруда, будет

$$M_U = \sqrt{M_H M_{Fr}}. \tag{8.7}$$

Подставив (8.7) в (8.6), получим

$$M_i = \frac{M_H}{M_l} M_{Fr}. \tag{8.8}$$

Таким образом, если условие равенства числа Фруда в натуре и модели не соблюдается, в масштаб уклона вносится множителем масштаб Фруда; при соблюдении же этого условия уклон определяется по обычной формуле

$$M_i = \frac{M_H}{M_l}.$$

Рассмотрим наиболее распространенные критерии, отражающие движение наносов. И. И. Леви указывает [101], что при моделировании русловых процессов для обеспечения подобия условий размыва материала русла масштаб средней скорости M_U должен быть равен масштабу скорости, соответствующей началу подвижности M_{U_0}, определяемому из условия $Fr = idem$. Отсюда возникает критерий

$$\frac{U}{U_0} = idem. \tag{8.9}$$

В общем случае масштаб скорости определяется из (8.7). Ранее (см. п. 4.1.3) получена формула для предельной неразмывающей скорости для мелких песков

$$U_{0\,мин} = 0{,}385 H^{1/6}. \tag{4.21}$$

Применив к ней теорию подобия [136], получим

$$M_{U_0} = M_H^{1/6}. \tag{8.10}$$

Найдем отношение масштабов, поделив (8.7) на (8.10),

$$\frac{M_U}{M_{U_0}} = M_H^{1/3} M_{Fr}^{1/2}. \tag{8.11}$$

Из уравнения (8.11) видно, что одновременное соблюдение в натуре и модели условий $\mathrm{Fr}=\mathrm{idem}$, $U/U_0=\mathrm{idem}$ невозможно. В общем случае могут быть искажены оба эти критерия, но их масштабы должны быть увязаны в соответствии с (8.11).

Как видно из приведенного, значение числа Фруда в модели больше его значения в натуре. К подобным выводам приходят Де Врис, В. М. Лятхер и А. М. Прудовский.

Критерий подвижности в следующих видах:

$$\frac{v_*}{w};\quad \frac{v_*}{\sqrt{\alpha d}}$$

встречается у ряда исследователей. Учитывая, что

$$v_*=\sqrt{gHi},\quad M_{v_*}=M_w=\sqrt{M_H M_i},$$

получим, согласно (8.7) и (8.8),

$$M_{v_*}=M_U\sqrt{\frac{M_H}{M_l}}, \tag{8.12}$$

$$\frac{M_U}{M_w}=\sqrt{\frac{M_H}{M_l}}. \tag{8.13}$$

Из уравнения (8.13) следует, что критерии v_*/w и U/w несовместимы и $M_U\neq M_w$.

Из второго критерия получим с учетом (8.12) и (8.13)

$$M_w=\sqrt{M_a M_d}. \tag{8.14}$$

Уравнение (8.14) связывает основные характеристики наносов: размер, гидравлическую крупность и плотность.

Критерий плановой деформации русла

$$\frac{B}{H}\lambda=\mathrm{idem}$$

получен В. М Лятхером и А. М. Прудовским из уравнения импульсов для плановой задачи, а М. А. Михалевым из рассмотрения потоков с водоворотом [106, 116]. Его можно представить следующим образом. Воспользуемся формулой коэффициента сопротивления

$$\lambda=\frac{2gHi}{U^2}=\frac{2i}{\mathrm{Fr}}=\frac{2g}{C^2}.$$

В масштабных множителях имеем

$$M_\lambda=\frac{M_i}{M_{\mathrm{Fr}}}.$$

Подставив значение M_i из (8.8), получим

$$M_\lambda=\frac{M_H}{M_l}, \tag{8.15}$$

откуда имеем для случая равенства плановых масштабов $M_l=M_B$

$$\frac{B}{H}\lambda=\mathrm{idem}. \tag{8.16}$$

Этот же критерий получается из уравнения установившегося движения, рассматриваемого А. П. Зегждой и А. А. Сабанеевым [66]. Все названные решения относятся, по существу, к недеформируемому руслу.

Г. В. Железняковым в 1950 г. предложен несколько отличный от (8.16) критерий для моделирования естественных водотоков [59]

$$\frac{U^2}{g\left(\frac{H^2}{B}\right)}=\mathrm{Fr}\frac{B}{H}=\mathrm{idem}. \tag{8.17}$$

Это же уравнение, но в ином виде названо К. В. Гришаниным [49] локальным законом подобия

$$\frac{H(gB)^{1/4}}{Q^{1/2}}=\mathrm{const}. \tag{8.18}$$

Коэффициент сопротивления, входящий в уравнение (8.16), зависит от условий протекания потока в русле. Как показали подсчеты, для неустойчивых участков рек и каналов, таких, как низовья р. Амударьи и упомянутый выше участок Каракумского канала на 31—36-м км, коэффициент сопротивления заключается в небольшом диапазоне и условие (8.16) соблюдается. В других случаях на устойчивых участках каналов, рассмотренных в гл. 6, коэффициент сопротивления изменяется в широком диапазоне и соблюдается условие

$$\frac{B}{H}\sqrt{\lambda}=\mathrm{idem}. \tag{8.19}$$

Естественно, могут иметь место и промежуточные режимы, поэтому будет уместным принять для деформируемых русел зависимость более общего вида, оставив открытым вопрос о масштабе уклонов,

$$\frac{B}{H}\lambda^x=\mathrm{idem};\quad 0{,}5\leqslant x\leqslant 1. \tag{8.20}$$

8.3. Моделирование с применением натурного песка

Рассмотрим метод моделирования, исходя из условия подобия взмучивания и осаждения — двух явлений, которые определяют русловой процесс [14].

Рассмотрим сначала процесс осаждения наносов одинаковой гидравлической крупности в натуре и модели

$$w_н = w_м = w. \tag{8.21}$$

В натурных условиях под действием скорости $U_н$ частица крупностью $w_н$, находясь на высоте $H_н$, упадет на дно на расстоянии $l_н$ от начального створа.

В условиях модели частица гидравлической крупностью $w_м$ под действием скорости $U_{1м}$, находясь на высоте $H_{1м}$ должна упасть на дно на расстоянии $l_м$.

Известно, что при модели, геометрически подобной натуре,

$$\frac{l_н}{H_н} = \frac{l_м}{H_{1м}}.$$

Тогда

$$\frac{U_н}{w_н} = \frac{U_{1м}}{w_м}. \tag{8.22}$$

Учитывая условие (8.21), получим

$$U_н = U_{1м}, \tag{8.23}$$

т. е. средняя скорость течения в геометрически подобной модели должна быть равна натурной. Однако в этом случае донная скорость на модели будет, очевидно, больше натурной и взмучивание, зависящее от этой скорости, на модели будет более интенсивным, чем в натуре. Не изменяя расхода, увеличим глубину до величины $h'_м$ и одновременно уменьшим скорость $U_{1м}$ течения в модели до значения $U'_м$ с таким расчетом, чтобы частица упала на то же место, а донная скорость уравнялась с натурной

$$\frac{U'_м}{U_{1м}} = \frac{H_{1м}}{H'_м}. \tag{8.24}$$

Согласно (8.24), удельный расход воды $q_м$ будет равен

$$q_м = U'_м H'_м = U_{1м} H_{1м}, \tag{8.25}$$

но поскольку $H_{1м} = H_н/M_l$ (где M_l — плановый масштаб модели), то вместо (8.25) имеем

$$q_м = U_{1м} \frac{H_н}{M_l} \tag{8.26}$$

или с учетом равенства (8.23)

$$q_м = \frac{U_н H_н}{M_l} = \frac{q_н}{M_l},$$

откуда

$$M_q = \frac{q_н}{q_м} = M_l, \tag{8.27}$$

где M_q — масштаб удельных расходов воды.

Масштаб расхода воды определится с учетом (8.27)

$$M_Q = M_q M_l = M_l^2, \tag{8.28}$$

т. е. соответствует известной и многократно проверенной морфометрической зависимости Лейси, примененной в гл. 6, согласно которой ширина русла изменяется пропорционально корню квадратному из руслоформирующего расхода.

Введем теперь второе условие — сходство взмучивания в натуре и на модели. Это условие выражается критерием $w/U_д = \text{idem}$ ($U_д$ — донная скорость) или $w/v_* = \text{idem}$ [150, 121]. При $U_д \sim v_* = \sqrt{gHi}$, учитывая условие (8.23), имеем

$$H'_м i'_м = H_н i_н \tag{8.29}$$

или

$$\frac{i_н}{i'_м} = M_{i'}; \quad M_{H'} = \frac{H_н}{H'_м} = \frac{1}{M_{i'}}. \tag{8.30}$$

При моделировании крупных потоков приходится принимать малые масштабы модели, когда соблюсти равенство (8.29) практически невозможно. При попытке достичь цели числа Фруда на модели значительно превышают числа Фруда, соответствующие натуре. С увеличением на модели числа Фруда, определенного по средним в сечении скоростям и глубинам, до значений, превышающих 0,2, на гребнях гряд и других точках возникают возмущения, характерные для бурного потока.

Для устранения этого недостатка увеличим дополнительно глубину на модели до $H_м$ с соблюдением условия (8.25), чтобы уравнять числа Фруда на модели с натурой

$$\mathrm{Fr}_м = \mathrm{Fr}_н. \tag{8.31}$$

Представив значение $\mathrm{Fr} = q^2/gH^3$ и используя (8.31), получим

$$\left(\frac{q_н}{q_м}\right)^2 = \left(\frac{H_н}{H_м}\right)^3$$

или, имея в виду равенство (8.27),

$$M_H = M_l^{2/3}. \tag{8.32}$$

Таким образом, сходство осаждения в модели сохраняется, соблюдается и условие гравитационного подобия, а нарушенное сходство взмучивания (8.29) заменим требованием сохранения идентичной с натурой формы движения руслоформирующих наносов.

В русловом потоке можно заметить следующие формы движения наносов [121] (связанные только с отношением w/v_*; лишь момент начала движения связан с размером частиц d и с толщиной ламинарного подслоя δ): последовательно для донного влечения наносов, взвешенных руслоформирующих наносов, взвешенных транзитных наносов:

$$\left.\begin{aligned} 5\frac{d}{\delta} > \frac{w}{v_*} > 3{,}15 \\ 3{,}15 > \frac{w}{v_*} > 0{,}05 \\ 0{,}05 > \frac{w}{v_*} \end{aligned}\right\} \qquad (8.33)$$

Рассматриваемые нами течения относятся ко второй форме движения. Например, для Амударьи в створе Чатлы при руслоформирующем расходе 4000 м³/с имеем $H=3$ м, $i=0{,}00012$, $d=0{,}17$ мм ($w=1{,}7$ см/с), откуда

$$\frac{w}{v_*} = \frac{1{,}7}{\sqrt{980 \cdot 300 \cdot 0{,}000\,12}} = 0{,}28.$$

Обычно все потоки в мелкопесчаных руслах относятся ко второй форме движения, и при предлагаемом моделировании должно быть соблюдено условие $w/v_*<3{,}15$. Это условие легко осуществимо. Кроме того, выполнение условия (8.31) при переходе к масштабным множителям дает возможность определить масштаб скорости. С учетом (8.32)

$$M_U = \sqrt{M_H} = M_l^{1/2}. \qquad (8.34)$$

С целью нахождения масштабного множителя для коэффициента Шези C воспользуемся формулой Н. Н. Павловского

$$C = \frac{1}{n} R^y. \qquad (8.35)$$

Для достаточно широких русел $R \approx H$. Показатель степени, согласно гл. 5, принимается для русел равным 0,25. Переходя к масштабным множителям, из уравнения (8.35) для песка натуры ($M_d=1$) получим

$$M_C = M_H^{1/4}. \qquad (8.36)$$

Опыты для проверки этой зависимости проводились на моделях различных масштабов. В модели применялся натурный песок и песок меньшей крупности. Моделирование выполнялось по Фруду при $Fr_н>0{,}05$ и с искажением числа Фруда. Соблюдение подобия по Фруду диктовалось особенностью объекта: изучалось развитие перепада и глубины размыва в проране в процессе перекрытия р. Амударьи.

Оказалось, что с увеличением числа Фруда на модели по сравнению с натурой коэффициент Шези на модели увеличивается, увеличивается он и в случае применения на модели заменителей с меньшей, чем песок, плотностью. В результате обработки материалов получена следующая зависимость для определения масштаба коэффициента Шези:

$$M_C = M_H^{1/4} \left(\frac{M_{Fr}}{M_a M_d}\right)^{1/4}. \qquad (8.37)$$

На рис. 61 приведено сопоставление опытных данных с данными, подсчитанными по формуле (8.37). В случае применения в модели песка натуры и соблюдения критерия $Fr=idem$ зависимость (8.37) тождественна зависимости (8.36).

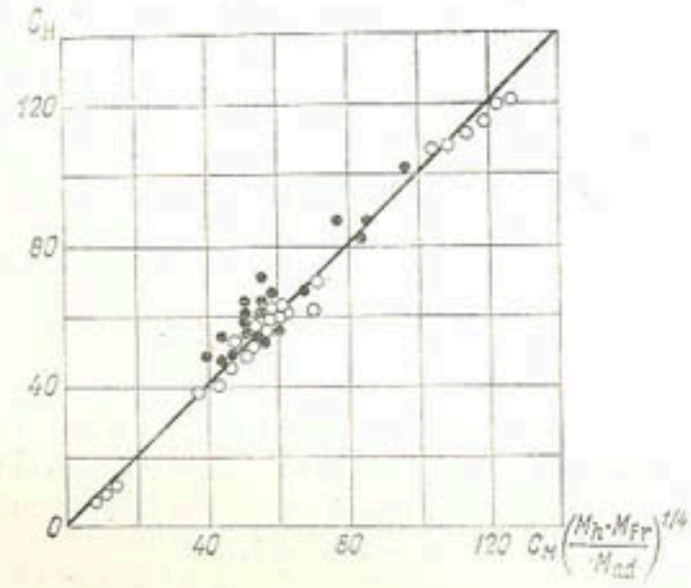


Рис. 61. Коэффициент Шези по данным натурных и модельных наблюдений.

Наблюдения на р. Амударье и Каракумском канале, (○); наблюдения на моделях четырех участков р. Амударьи (●).

Определим остальные масштабы для случая применения в модели натурного песка. Масштаб уклонов определим из формулы Шези с учетом уравнений (8.34), (8.36)

$$M_i = \frac{1}{\sqrt{M_H}}. \qquad (8.38)$$

Для моделирования расхода наносов можно принять зависимость для мутности в виде (2.43)

$$\bar{\mu} = s\gamma_т = D\frac{U^3}{gHw}, \qquad (8.39)$$

где D — коэффициент.

Для одинаковой гидравлической крупности в натуре и на модели получим, учитывая (8.34),

$$M_s = \frac{M_U^3}{M_H} = M_l^{1/2}. \tag{8.40}$$

Масштаб времени по скорости потока будет

$$M_t = \frac{M_l}{M_U} = M_l^{1/2}. \tag{8.41}$$

Продолжительность деформации русла τ можно определить из соотношения

$$\tau = \frac{W(\rho_т - \rho)}{\bar{\mu} Q}, \tag{8.42}$$

где W — объем смываемого грунта; Q — расход воды; $\rho_т, \rho$ — плотности соответственно наносов и воды.

В масштабных множителях это выражение примет вид

$$M_\tau = \frac{M_l^2 M_H M_a}{M_{\bar{\mu}} M_Q} \tag{8.43}$$

или с учетом уравнений (8.28), (8.32), (8.40) при использовании на модели песка натуры ($M_a = 1$)

$$M_\tau = M_l^{1/2}. \tag{8.44}$$

Сравнивая (8.44) с (8.34) видим, что масштаб продолжительности деформаций равен масштабу скорости. Тогда (8.41) примет вид

$$M_t = M_\tau M_l^{1/2},$$

откуда

$$M_\tau = \frac{M_t}{M_l^{1/2}} = \frac{M_t}{M_{\bar{\mu}}}. \tag{8.45}$$

Из последнего уравнения следует, что $M_t > M_\tau$, т. е. процесс деформации размываемых русел в лабораторных условиях будет проходить быстрее, чем если бы его рассчитывали исходя из критерия Fr. Аналогичные результаты приводит И. И. Леви [101].

Итак, в результате получаются следующие сводные правила моделирования при заданном плановом масштабе:

$$M_H = M_t = M_l^{2/3}; \quad M_U = M_s = M_\tau = M_l^{1/2} = M_H^{1/2};$$
$$M_Q = M_l^2; \quad M_C = M_H^{1/6}; \quad M_i = \frac{1}{\sqrt{M_H}}. \tag{8.46}$$

Для проверки предлагаемого метода моделирования была рассчитана в соответствии с зависимостями (8.46) и построена песчаная модель участка русла Амударьи от мыса Тахиаташ

до гидрологического створа УГКС Чатлы, куда входил также створ стеснения русла банкетами у Тахиаташского гидроузла. Общая протяженность участка исследований составила 5 км. Были построены две модели описанного участка: одна в плановом масштабе $M_l = 250$, вторая — в масштабе $M_l = 400$ (остальные масштабы см. в табл. 29). На каждой модели проводилось по две серии опытов: одна серия для исследования критерия $v_* = \text{idem}$ (об этом будет сказано ниже), другая посвящена исследованию участка Амударьи в бытовых условиях. Этот участок включал естественное стеснение русла мысом Тахиаташ и последующее искусственное стеснение — проран в створе строящегося Тахиаташского гидроузла.

ТАБЛИЦА 29

Масштабные множители для моделей

l	H	Q	U	C	I	s	t	τ
250	40	62 500	6,35	2,5	$\frac{1}{6,35}$	6,35	40	6,35
400	54	160 000	7,35	2,7	$\frac{1}{7,35}$	7,35	54	7,35

В качестве размываемого материала на моделях использовался песок фракционного состава, близкого к натурному (табл. 30). Коренные берега, мыс Тахиаташ и банкеты облицовывались цементным раствором.

ТАБЛИЦА 30

Фракционный состав песков натуры и моделей

Вид исследований	Гранулометрический состав (%) при размере фракций, мм				
	$>0,5$	0,5—0,25	0,25—0,10	<10	$d_{ср}$ мм
Натура	—	8,2	72,03	18,77	0,17
Модель	—	10,18	70,55	19,27	0,17

Степень надежности опытов устанавливалась путем сравнения результатов с натурными данными, в качестве последних были использованы материалы нижнеамударьинской экспедиции САНИИРИ за 1972—1974 гг.

При моделировании бытового режима Амударьи работы велись в следующей последовательности: устройство русла

в соответствии с натурными съемками; формирование русла потоком; монтаж перемычек (банкетов) в сформированном русле.

Количество наносов, подаваемых на модель, определялось следующим образом. По формуле (8.39) с коэффициентом 0,26 [160] подсчитывалось содержание наносов для выбранного расхода воды; количество руслоформирующих наносов принималось равным 12 % подсчитанного содержания; с помощью (8.40) определялась мутность модельного потока, а затем и расход наносов на модели, соответствующий данному расходу воды.

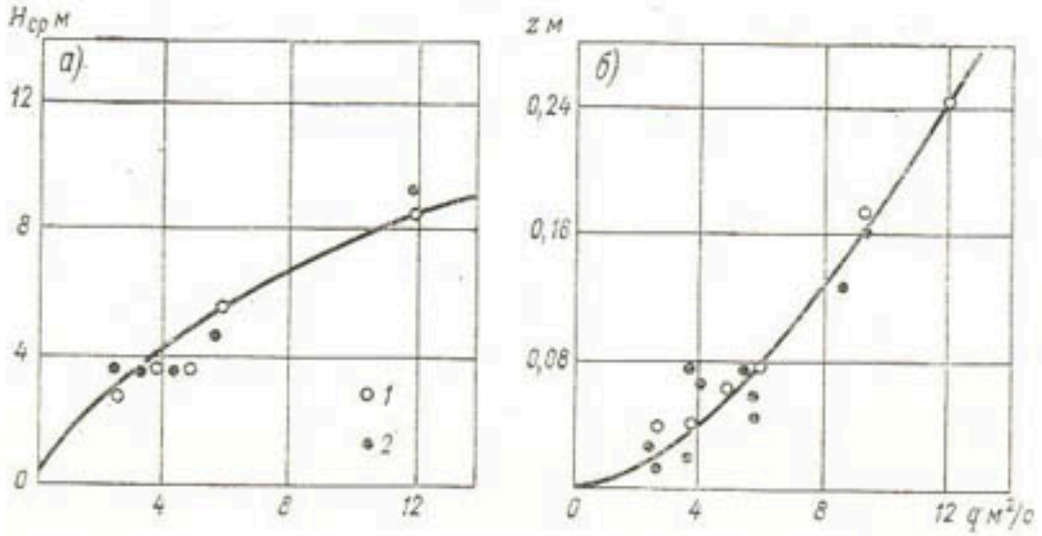


Рис. 62. Зависимости средней глубины и перепада от удельного расхода в проране р. Амударьи.

1 — натура, *2* — модель.

При подаче на модель расчетного расхода наносов контролировался уклон водной поверхности. Визуальные наблюдения за модельным потоком и поплавочные съемки показали, что протекание потока и распределение скоростей в плане близки к натурным. Графики зависимостей средней глубины и перепада от погонного расхода для прорана (рис. 62) дают представление о количественном сопоставлении результатов.

Результаты проведенных лабораторных исследований и сопоставление модельных данных с натурными позволяют сделать вывод, что предлагаемый метод моделирования достаточно надежен, так как он подтверждается данными натурных измерений и может быть рекомендован для проведения исследований других участков рек с легкоразмываемыми руслами как в бытовых условиях, так и при их стеснении сооружениями, если значения чисел Фруда в натуре более 0,05.

В заключение следует привести результаты опыта применения критерия

$$v_* = \sqrt{gHi} = \text{idem} \tag{8.47}$$

на моделях р. Амударьи и крупных каналов с активным грядовым движением наносов. Выше (п. 5.9) показано, что началу подвижности для песка данной крупности соответствует одно постоянное значение динамической скорости. Таким образом, проверке подлежала правомерность применения для моделирования критерия

$$\frac{v_*}{v_{0*}} = \text{idem}, \tag{8.48}$$

где v_* — динамическая скорость потока при заданном режиме; v_{0*} — динамическая скорость, соответствующая началу подвижности.

Опыты показали, что при одинаковом превышении динамической скорости над предельной по началу подвижности наносы в модели движутся более интенсивно, чем в натуре. Так, в опытах на канале при отношении $v_*/v_{0*} = 1{,}6$ в натуре наблюдалось грядовое движение с умеренной скоростью, а в модели происходил уже смыв гряд.

Это обстоятельство можно объяснить повышенной турбулентностью малых лабораторных потоков по сравнению с натурными, отмеченной в п. 4.1.1.

В случае необходимости пользования критерием (8.47) выходом может служить применение в модели отношений (8.48), меньших, чем наблюдаются в натуре, с тем, чтобы таким путем компенсировать повышенную против натуры транспортирующую способность потока в модели. При надлежащем методическом обосновании такой прием может оказаться эффективным.

8.4. Применение морфологических зависимостей

В настоящее время можно считать общепризнанной необходимость учета морфологических зависимостей при моделировании русловых процессов [35, 20, 60, 130]. Практически это сводится к увеличению на модели глубины по отношению к плановому масштабу с целью отражения наблюдаемого в натуре возрастания отношения ширины потока к его глубине с увеличением расхода в естественных руслах.

Рассмотрим морфологические зависимости М. А. Великанова, получившие большое распространение и наиболее полно увязывающие динамические и морфологические характеристики потока. Им дается два варианта зависимостей:

I вариант

$$\frac{B}{d} = A_1 \left[\frac{Q}{d^2 \sqrt{gdi}} \right]^{x_1}, \tag{8.49}$$

$$\frac{H}{d} = A_2 \left[\frac{Q}{d^2 \sqrt{gdi}} \right]^{x_2}; \tag{8.50}$$

II вариант

$$\frac{Bi}{ad} = A_B \left[\frac{Qi^{5/2}}{(ad)^2 \sqrt{agdi}} \right]^{y_1}, \tag{8.51}$$

$$\frac{Hi}{ad} = A_H \left[\frac{Qi^{5/2}}{(ad)^2 \sqrt{agdi}} \right]^{y_2}, \tag{8.52}$$

где $a = \rho_т/\rho - 1$; x_1, x_2, y_1, y_2 — искомые показатели степеней; A_1, A_2, A_B, A_H — постоянные коэффициенты.

Применить теорию подобия [136] мы вправе к любой из этих зависимостей, однако проанализируем каждую из них. Представим уравнение (8.52) в виде

$$\frac{H}{d} = A_H \left[\frac{Q}{d^2 \sqrt{gdi}} \right]^{y_2} \left(\frac{i}{a} \right)^{2{,}5y_2 - 1}. \tag{8.53}$$

При сопоставлении (8.50) и (8.52) видно, что эти уравнения эквивалентны, если

$$\left(\frac{i}{a} \right)^{2{,}5y_2 - 1} = 1,$$

откуда

$$y_2 = 0{,}4 = x_2.$$

Аналогичный результат получается при рассмотрении уравнений (8.49) и (8.51). Таким образом, уравнения (8.49) и (8.50) являются частным случаем уравнений (8.51) и (8.52). Поэтому займемся анализом формул II варианта. Представим расход как $Q = BHU$ и найдем, например, значение B. Из уравнения (8.51) значение ширины потока будет

$$B = A_B^{\frac{1}{1-y_1}} \frac{HU^{\frac{y_1}{1-y_1}} i^{\frac{2y_1}{1-y_1}}}{(ad)^{\frac{2{,}5y_1 - 1}{1-y_1}} g^{\frac{y_1}{2(1-y_1)}}}, \tag{8.54}$$

а из уравнения (8.52)

$$B = \left(\frac{1}{A_H} \right)^{\frac{1}{y_2}} \frac{(ad)^{\frac{2{,}5y_2 - 1}{y_2}} \sqrt{g}}{i^{\frac{2y_2 - 1}{y_2}} H^{\frac{y_2 - 1}{y_2}} U}. \tag{8.55}$$

Формулы (8.54) и (8.55) тождественны только тогда, когда показатели степеней при равных основаниях равны, а также

$$A_B^{\frac{1}{1-y_1}} = \left(\frac{1}{A_H} \right)^{\frac{1}{y_2}}.$$

По различным исследованиям значения показателей степени и особенно коэффициентов в зависимостях (8.51) и (8.52) существенно различаются (табл. 31).

ТАБЛИЦА 31

Значения коэффициентов и показателей степени в зависимостях (8.51) и (8.52)

Источник	A_B	A_H	y_1	y_2
М. А. Великанов [35]	5,6	0,12	0,40	0,375
Н. С. Шарашкина [35]	4,0	0,14	0,51	0,33
О. В. Андреев [35]	7,9	0,16	0,53	0,30
Х. А. Исмагилов (САНИИРИ)	3,8	0,095	0,48	0,28
Х. Андов (САНИИРИ)	2,2	0,2	0,44	0,34

При подстановке любых значений y_1, y_2, A_B, A_H, приведенных в табл. 31, в уравнения (8.54) и (8.55) они не превращаются в тождества, т. е. уравнения (8.51) и (8.52) совместно решить нельзя. Для наглядности проведен следующий опыт: решив совместно эти уравнения, получено выражение для уклона

$$i = \frac{\sqrt[4]{g}\,(ad)^{1{,}25}}{\sqrt{Q}} \cdot \left(\frac{B}{H} \frac{A_H}{A_B} \right)^{\frac{1}{2(y_1 - y_2)}} \tag{8.56}$$

и по нему подсчитаны уклоны для одного из участков Каракумского канала по данным табл. 31. Результаты подсчетов показали отклонения от натуры в обе стороны на 1—2 порядка.

Проанализируем уравнения (8.51) и (8.52) с помощью теории подобия, предварительно преобразовав комплекс, входящий в правые части, следующим образом:

$$\frac{Q}{d^2 \sqrt{gdi}} \left(\frac{i}{a} \right)^{2{,}5} = \frac{BH^{3/2} i^2}{(ad)^{2{,}5}} \sqrt{\mathrm{Fr}}. \tag{8.57}$$

Тогда получим эквивалентные уравнения:

$$\frac{Bi}{ad} = A_B \left[\frac{BH^{1{,}5} i^2}{(ad)^{2{,}5}} \sqrt{\mathrm{Fr}} \right]^{y_1}, \tag{8.58}$$

$$\frac{Hi}{ad} = A_H \left[\frac{BH^{1{,}5} i^2}{(ad)^{2{,}5}} \sqrt{\mathrm{Fr}} \right]^{y_2}. \tag{8.59}$$

В масштабных множителях с учетом, что

$$M_l = \frac{M_H}{M_l} M_{\text{Fr}},$$

уравнения (8.58) и (8.59) будут выглядеть так:

$$\frac{M_B M_H}{M_a M_d M_l} M_{\text{Fr}} = \left[\frac{M_B M_H^{3,5} M_{\text{Fr}}^{2,5}}{(M_a M_d)^{2,5} M_l^2} \right]^{y_1}, \tag{8.60}$$

$$\frac{M_H^2}{M_a M_d M_l} M_{\text{Fr}} = \left[\frac{M_B M_H^{3,5} M_{\text{Fr}}^{2,5}}{(M_a M_d)^{2,5} M_l^2} \right]^{y_2}. \tag{8.61}$$

Разрешим каждое из уравнений относительно M_H. Найдем, полагая поперечный и продольный масштабы равными:

из уравнения (8.60)

$$M_H = M_l^{\frac{2y_1}{7y_1-2}} \left(\frac{M_{ad}}{M_{\text{Fr}}} \right)^{\frac{5y_1-2}{7y_1-2}}, \tag{8.62}$$

из уравнения (8.61)

$$M_H = M_l^{\frac{2-2y_2}{4-7y_2}} \left(\frac{M_{ad}}{M_{\text{Fr}}} \right)^{\frac{2-5y_2}{4-7y_2}}. \tag{8.63}$$

Условия тождественности уравнений (8.62) и (8.63) следующие:

$$\frac{2y_1}{7y_1-2} = \frac{2-2y_2}{4-7y_2};$$

$$\frac{5y_1-2}{7y_1-2} = \frac{2-5y_2}{4-7y_2}.$$

В результате упрощения оба уравнения приводятся к одному и тому же виду

$$y_2 = 1 - \frac{3}{2} y_1. \tag{8.64}$$

Таким образом мы имеем одно уравнение с двумя неизвестными, т. е. решение неопределенно. Показатели степени y_1 и y_2 имеют множество решений, находящихся в пределах:

$$0 < y_1 < \frac{2}{3},$$

$$0 < y_2 < 1. \tag{8.65}$$

Однако для того чтобы уравнения (8.62) и (8.63) имели смысл, необходимо еще, чтобы знаменатели показателей степеней не были равны нулю, т. е.

$$7y_1 - 2 \neq 0,$$
$$4 - 7y_2 \neq 0.$$

Рассмотрим каждое из уравнений. Ясно, что показатель степени при M_l больше нуля, следовательно, из (8.62) $y_1 > 0$ и $7y_1 - 2 > 0$, откуда

$$y_1 > \frac{2}{7}. \tag{8.66}$$

Сравнивая (8.66) со значением y_1 в (8.65), имеем

$$\frac{2}{7} < y_1 < \frac{2}{3}. \tag{8.67}$$

Из уравнения (8.63) при значении показателя степени при M_l больше нуля, т. е.

$$\frac{2-2y_2}{4-7y_2} > 0,$$

имеем две системы:

$$\begin{vmatrix} 2-2y_2 > 0, \\ 4-7y_2 > 0. \end{vmatrix} \qquad \begin{vmatrix} 2-2y_2 < 0, \\ 4-7y_2 < 0. \end{vmatrix}$$

Из первой системы следует, что

$$y_2 < \frac{4}{7}. \tag{8.68}$$

Из решения второй системы вытекает, что $y_2 > 1$, что противоречит уравнению (8.64). Следовательно, остается условие (8.68). Сравнив (8.68) и (8.65) (второе неравенство), получим

$$0 < y_2 < \frac{4}{7}. \tag{8.69}$$

Из условий (8.67) и (8.69) следует, что в открытом промежутке $\left(\frac{2}{7}; \frac{4}{7}\right)$ y_1 и y_2 имеют общую область значений

$$\frac{2}{7} < y_i < \frac{4}{7}, \quad i = 1; 2.$$

Рассматривая совместно последнее неравенство с уравнением (8.64), получаем следующие области значений для y_1 и y_2 в уравнениях (8.62) и (8.63):

$$\frac{10}{21} < y_1 < \frac{4}{7},$$

$$\frac{1}{7} < y_2 < \frac{2}{7}. \tag{8.70}$$

Таким образом, из анализа уравнений (8.60) и (8.61), полученных с помощью теории подобия из уравнений М. А. Великанова, можно сделать следующие выводы:

— значения y_1 и y_2 взаимосвязаны и при известном значении y_1 значение y_2 уже определенно в соответствии с (8.64);

— уравнения (8.62) и (8.63), а следовательно, и уравнения (8.51) и (8.52) совместны, если выполняется условие (8.70). Значения y_1 и y_2, выходящие за пределы этого условия, не обеспечивают тождественности (8.54) и (8.55).

Для полного анализа уравнений (8.51) и (8.52) необходимо рассмотреть значения A_B и A_H совместно с областью значений, определенной по (8.70). Однако ввиду того что значения A_B и A_H не оказывают влияния на определение масштабных множителей, этот анализ выходит за рамки данной главы.

Данные исследований, приведенные в табл. 31, показывают, что значение y_1 близко к первому из условий (8.70) в исследованиях Шарашкиной, Андреева, Исмагилова. Среднее значение равно 0,50, тогда из уравнения (8.64) $y_2=0{,}25$. Подставляя y_1 в (8.62) или y_2 в (8.63), получим

$$M_H = M_l^{2/3}\left(\frac{M_a M_d}{M_{\mathrm{Fr}}}\right)^{1/3}. \tag{8.71}$$

В отличие от ранее полученных зависимостей, связывающих вертикальный и плановый масштабы, зависимость (8.71) включает в себя масштаб числа Фруда. Моделирование с учетом искажения чисел Фруда имеет особое значение в вопросах исследования легкоразмываемых русел каналов, имеющих малые значения чисел Фруда.

Масштаб скорости определяется по формуле (8.7), а масштаб расхода воды с учетом (8.7) — по зависимости

$$M_Q = M_H^{2/3} M_l \sqrt{M_{\mathrm{Fr}}},$$

или, принимая во внимание (8.71),

$$M_Q = M_l^2 \sqrt{M_a M_d}. \tag{8.72}$$

Масштаб коэффициента Шези можно найти, применяя теорию подобия либо к формуле Шези $U=C\sqrt{Hi}$, либо к формуле коэффициента гидравлического сопротивления λ

$$\lambda = \frac{2i}{\mathrm{Fr}} = \frac{2g}{C^2}.$$

В любом случае масштаб M_C при значении масштаба уклонов, найденного по (8.8), определяется по формуле

$$M_C = \sqrt{\frac{M_l}{M_H}}. \tag{8.73}$$

Из уравнения (8.71) определим M_l

$$M_l = \sqrt{\frac{M_{\mathrm{Fr}} M_H^3}{M_a M_d}} \tag{8.74}$$

и подставив значение его в (8.73), получим

$$M_C = M_H^{1/4}\left(\frac{M_{\mathrm{Fr}}}{M_a M_d}\right)^{1/4}. \tag{8.75}$$

При использовании на модели песка натуры и при соблюдении условия $\mathrm{Fr}=\mathrm{idem}$ из уравнения (8.75) имеем

$$M_C = M_H^{1/4},$$

Эта зависимость была получена раньше и подтверждается данными натурных и лабораторных исследований [17].

С целью получения масштаба для коэффициента гидравлического сопротивления воспользуемся формулами (8.73) и (8.74)

$$M_\lambda = \frac{1}{M_C^2} = \frac{M_H}{M_l},$$

а подставив сюда значение M_C, из (8.75) получим

$$M_\lambda = \sqrt{\frac{M_a M_d}{M_H M_{\mathrm{Fr}}}}. \tag{8.76}$$

Для моделирования расхода наносов можно принять зависимость (8.39), тогда масштаб расхода наносов M_s, учитывая значение масштаба скорости (8.7), будет

$$M_s = \frac{\sqrt{M_H M_{\mathrm{Fr}}^3}}{M_w}. \tag{8.77}$$

Масштаб времени по скорости потока с учетом (8.7) и (8.74) определится так:

$$M_t = \frac{M_l}{M_U} = \frac{M_H}{\sqrt{M_a M_d}}.$$

Продолжительность деформации определим, воспользовавшись формулой (8.42) и с учетом уравнений (8.71), (8.72), (8.77):

$$M_\tau = \sqrt{\frac{M_H M_a}{M_{\mathrm{Fr}}^3 M_d}} \cdot M_w.$$

В результате имеем следующую систему значений масштабов для моделирования при заданном масштабе M_l, назначаемого из условия наличия площадки, заданных характеристиках грунта M_a и M_d и принятого масштаба чисел Фруда:

$$M_H = M_l^{2/3}\left(\frac{M_a M_d}{M_{\mathrm{Fr}}}\right)^{1/3}, \quad M_U = \sqrt{M_H M_{\mathrm{Fr}}}, \quad M_Q = M_l^2 \sqrt{M_a M_d},$$

$$M_i = \sqrt{\frac{M_a M_d M_{\mathrm{Fr}}}{M_H}}; \quad M_C = M_H^{1/4}\left(\frac{M_{\mathrm{Fr}}}{M_a M_d}\right)^{1/4},$$

$$M_s = \frac{\sqrt{M_H M_{Fr}^3}}{M_w}, \quad M_t = \frac{M_H}{\sqrt{M_a M_d}}, \quad M_\tau = \sqrt{\frac{M_H M_a}{M_{Fr}^3 M_d}} \cdot M_w. \tag{8.78}$$

Отметим, что в случае применения на модели песка натуры и соблюдения критерия Fr=idem зависимости (8.78) аналогичны зависимостям (8.46), полученным авторами работы [17], исходя из других предпосылок.

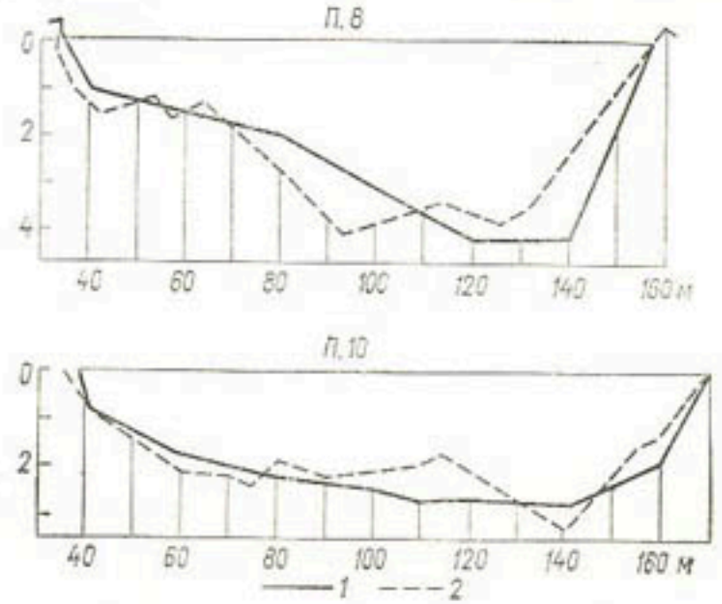


Рис. 63. Сопоставление поперечных профилей Каракумского канала с натурными данными.

1 — натура, *2* — модель.

Предлагаемый метод моделирования был апробирован в САНИИРИ. По формулам (8.78) был произведен расчет модели, имитирующей участок Каракумского канала с 30 по 36-й км. В наличии имелась площадка, позволяющая принять плановый масштаб $M_l = 200$, и песок со средним диаметром 0,22 мм. Кривые механического анализа донных отложений Каракумского канала и песка модели приблизительно совпали. Экспериментально было определено, при каких значениях чисел Фруда в модели начинает двигаться песок данной крупности и был определен масштаб M_{Fr}.

По модели пропускался расход по сокращенному гидрографу, соответствующему пятилетнему периоду эксплуатации канала (1972—1976 гг.), и фиксировались размеры канала и гидравлические элементы потока при наиболее характерных расходах, причем съемка элементов и нивелирование русла осуществлялись в период стабилизации русла при данном расходе воды.

Сопоставление показало, что расхождения основных параметров потоков в модели и в натуре оказались незначительными, наибольшие расхождения (7—12 %) оказались для ширины потока: в модели ширина была больше. На рис. 63 приведено сопоставление поперечных профилей канала в натуре и в модели.

Заметим, что на модели, дно и берега которой выполнены из одного и того же материала, ширина русла растет с увеличением расхода воды быстрее, чем в натурных условиях. Это объясняется тем, что сопротивления в модели значительно больше, чем в натуре: при движении наносов в модели образуются рифели, относительная высота которых намного выше, чем в натурных условиях. Потоку легче преодолеть сопротивление вдоль берегов модели, которые к тому же находятся в состоянии менее уплотненном, чем дно. Как бы мы не уплотняли берега, при фильтрации воды из модели они смачиваются, грунт увлажняется до верхней отметки берега, а влажный грунт оползает и потоку легче его смыть. Чтобы повысить сопротивляемость берегов размыву и приблизиться к естественным условиям, некоторые исследователи (например, П. Аккерс [170]) прибегают к устройству берегов из смеси супеси и песка или к покрытию берегов слоем суглинка.

8.5. Заключение

Моделировать русловые процессы в легкоразмываемых грунтах с искажением не только геометрических и гидравлических характеристик потока, но и действующих сил (числа Фруда, числа Рейнольдса) возможно, необходимо лишь знать масштабы этих чисел для моделирования.

Критерий U/U_0 для песчаных моделей не выполняется одновременно с соблюдением критерия Fr=idem.

Соотношение (8.20) может служить критерием при моделировании русловых процессов.

При применении в модели материала натуры можно моделировать по Фруду, если число Фруда в натуре не меньше 0,05; при этом необходимо соблюсти форму движения наносов, определяемую отношением w/v_*. Расчет модели производится по зависимостям (8.46).

Для случая, когда значение числа Фруда меньше 0,05, т. е. когда в модели движение наносов не наблюдается, а в натуре оно есть, необходимо число Фруда в модели увеличивать; его масштаб определяется в зависимости от цели исследования.

Расчет модели с искажением числа Фруда, а также с учетом моделирования плотности и крупности материала русла можно производить по формулам (8.78), полученным из морфометрических зависимостей М. А. Великанова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Г. Н. Теория турбулентных струй.— М.: Физматгиз, 1960.— 716 с.
2. Агроскин И. И. Гидравлика.— М.: Госэнергоиздат, 1944.— 332 с.
3. Агроскин И. И. К расчету скоростного множителя.— Гидротехническое стр-во, 1953, № 10, с. 44—45.
4. Абальянц С. Х. Опыты по очистке каналов возмутителями.— Ирригация и гидротехника, 1935, № 7, с. 48—58.— Ташкент.
5. Абальянц С. Х. Противонасосные мероприятия на Вахшской ирригационной системе.— Ирригация и гидротехника, 1936, № 4, с. 21—41.— Ташкент.
6. Абальянц С. Х. Приближенный расчет ирригационных отстойников.— Труды САНИИРИ, 1938, в. 43, с. 27—31.
7. Абальянц С. Х. Движение глинистой взвеси в каналах.— В кн.: Вопросы гидротехники, в. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955, с. 93—99.
8. Абальянц С. Х. Транспорт наносов в малых оросительных каналах.— Труды САНИИРИ, 1957, в. 89, с. 3—9.
9. Абальянц С. Х. Турбулентность потока в придонной области.— ДАН УзбССР, 1958, № 7, с. 48—50 (Ташкент).
10. Абальянц С. Х. Движение наносов в открытых потоках (и др. статьи).— Труды САНИИРИ, 1958, в. 96, 156 с.
11. Абальянц С. Х. Гидравлические сопротивления в земляных каналах.— Труды САНИИРИ, 1958, в. 108, с. 3—80.
12. Абальянц С. Х. Глубина размыва у берегозащитных креплений на Амударье.— В кн.: Вопросы гидротехники, в. 27. Ташкент, Наука, 1965, с. 15—28.
13. Абальянц С. Х. Сквозные берегозащитные одежды для низовьев рек.— Труды САНИИРИ, 1970, в. 120, с. 3—27.
14. Абальянц С. Х. Речное моделирование с применением натурного мелкого песка.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1972, № 5, с. 37—40.
15. Абальянц С. Х. Критические скорости при гидротранспорте мелких взвесей.— В кн.: Гидромеханизация, в. 25. Киев, Наукова думка, 1973, с. 51—56.
16. Абальянц С. Х., Буланкин В. И. Об устойчивости взвесенесущего руслового потока.—Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1974, № 2, с. 55—60.
17. Абальянц С. Х., Карапетян М. Р. Моделирование русловых процессов в легкоразмываемых руслах с применением натурного песка.— Водные ресурсы, 1976, № 5, с. 127—134.
18. Алтунин С. Т. Моделирование размываемых русел и речных сооружений.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 195—206.
19. Алтунин С. Т. Русловые процессы, защита берегов от размыва, борьба с наводнениями и наносами.— Мат-лы по производ. силам Узбекистана, в. 11. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960, с. 195—222.
20. Алтунин С. Т. Регулирование русел рек.— М.: Сельхозиздат, 1962.— 271 с.
21. Алтунин В. С., Аннаев С. А., Аширов С. А. Интенсивные русловые деформации реки Амударьи.— Ашхабад: Ылым, 1975.— 103 с.
22. Алтунин В. С., Аннаев С. А. Масштабный эффект моделирования устойчивых русел длинных необлицованных каналов.— Гидротехническое строительство, 1978, № 1, с. 32—38.
23. Аннаев С. А. Деформация русла Каракумского канала.— Гидротехника и мелиорация, 1966, № 6, с. 11—19.
24. Аннаев С. А., Балакаев Б. К. Натурные гидравлические исследования на Каракумском канале имени В. И. Ленина.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, т. 10. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 369—375.
25. Баренблатт Г. И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке.— Прикладная математика и механика, 1953, т. 17, в. 3, с. 261—274; 1955, т. 19, в. 1, с. 61—88.

26. Бахметев Б. А. Механика турбулентного потока.— М.; Л.: Госстройиздат, 1939.— 90 с.
27. Боголюбова И. В. Вопросы методики изучения стока взвешенных наносов горной реки.— Труды ГГИ, 1963, в. 100, с. 26—39.
28. Богомолов А. И., Михайлов К. А. Гидравлика.— М.: Стройиздат, 1972.— 632 с.
29. Буланкин В. И. Уравнение динамики мутности руслового потока и его приложения.— Сб. материалов по итогам научно-исслед. работ Ташкент. политехн. ин-та, в. 151. Ташкент, 1975, с. 35—40.
30. Великанов М. А. Перенос взвешенных наносов турбулентным потоком.— Изв. АН СССР. ОТН, 1944, № 3, с. 189—208.
31. Великанов М. А. Структурные формы русловой турбулентности.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1951, т. 15, № 3, с. 37—48.
32. Великанов М. А. Транспортирующая способность руслового потока.— Метеорология и гидрология, 1952, № 9, с. 15—20.
33. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Ч. 2.— М.: Гостехиздат, 1955.— 324 с.
34. Великанов М. А. Крупномасштабная турбулентность и структура руслового процесса.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 1, с. 71—78.
35. Великанов М. А. Русловой процесс.— М.: Физматгиз, 1958.— 396 с.
36. Великанов М. А. Три типа движения речных наносов.—Изв. АН СССР. ОТН, энергетика и транспорт, 1963, № 1, с. 122—128.
37. Великанов М. А., Михайлова Н. А. Влияние крупномасштабной турбулентности на пульсацию мутности.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1950, т. 14, в. 5, с. 421—424.
38. Веников В. А. Теория подобия и моделирование.— М.: Высшая школа, 1976.— 480 с.
39. Гиляров Н. П. Моделирование речных потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 198 с.
40. Гиршкан С. А. О транспортирующей способности каналов.— Гидротехника и мелиорация, 1953, № 6, с. 49—54.
41. Гончаров В. Н. О взвешивании наносов.— М.; Л.: Госстройиздат, 1933.— 174 с.
42. Гончаров В. Н. Движение наносов.— М.; Л.: ОНТИ, Гл. редакция строит. лит-ры, 1938.— 312 с.
43. Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1954.— 452 с.
44. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 374 с.
45. Гостунский А. Н. Опыты по определению вертикальной составляющей скорости.— Ирригация и гидротехника, 1935, № 1, с. 15—27.— Ташкент.
46. Гостунский А. Н. Взвешивающая способность.— Изв. АН УзССР, 1954, № 3, с. 59—68.
47. Гостунский А. Н. Регулирование потока сквозными конструкциями.— В кн.: Вопросы гидротехники, в. 27. Ташкент, Наука, 1965, с. 5—14.
48. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 167 с.
49. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 428 с.; 2-е изд., 1979.— 312 с.
50. Гришанин К. В. Теория руслового процесса.— М.: Транспорт, 1972.— 216 с.
51. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов.—Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 144 с.
52. Дементьев М. А., Гранат Н. Л. Периферийные слои взвесенесущих потоков.— Труды коорд. совещаний по гидротехнике, в. 36. Л., Энергия, 1967, с. 3—10.
53. Дидковский М. М., Родионов И. А. Сопротивления движению воды в больших каналах.— Киев: Изд-во АН УССР, 1956.— 79 с.
54. Дончснко Р. В. Физические свойства внутриводного льда.— Труды ГГИ, 1956, в. 55, с. 5—40.

55. Дюнин А. К. Механика метелей.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.— 379 с.
56. Дюнин А. К., Борщевский Ю. Т., Яковлев Н. А. Основы механики многокомпонентных потоков.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965.— 76 с.
57. Егиазаров И. В. Моделирование русловых процессов.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 154—161.
58. Жаманкараев С. Д. Особенности эксплуатации дельтовых ирригационных систем Амударьи.— Нукус: Каракалпакстан, 1975.— 196 с.
59. Железняков Г. В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии.— М.: Изд-во АН СССР, 1950.— 164 с.
60. Железняков Г. В. О критерии динамического подобия потока с размываемым руслом.— Докл. ВАСХНИЛ, 1969, № 10, с. 34—36.
61. Железняков Г. В. Исследование взаимодействия руслового и пойменного потоков.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, т. 10. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 235—243.
61. Железняков Г. В. Теория гидрометрии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 344 с.
63. Железняков Г. В. и др. Исследования по морфометрии речных русел и их моделированию.— Гидротехническое строительство, 1971, № 3, с. 52—54.
64. Жуковский Н. Е. О снежных заносах и заилении рек: Собр. соч.— М.—Л.: Гостехиздат, 1949. Т. 3, с. 224—240.
65. Замарин Е. А. Транспортирующая способность и допускаемые скорости течения в каналах.— М.: Госстройиздат, 1951.— 84 с.
66. Зегжда А. П. Теория подобия и методика расчета гидротехнических моделей.— М., Л.: Госстройиздат, 1938.— 164 с.
67. Зегжда А. П. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах.— М.; Л.: Госстройиздат, 1957.— 278 с.
68. Знаменская Н. С. Грядовое движение наносов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 188 с.
69. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 192 с.
70. Ибад-Заде Ю. А. Движение наносов в открытых руслах.— М.: Стройиздат, 1974.— 352 с.
71. Ибад-Заде Ю. А., Киясбейли Т. Н. Формирование русел рек.— Баку: Изд-во АН АзССР, 1966.— 225 с.
72. Ибад-Заде Ю. А., Нуриев Ч. Г. Расчет отстойников.— М.: Промстройиздат, 1972.— 168 с.
73. Иванейко Ю. Г. Обобщенное уравнение транспортирования потоком взвешенных и влекомых наносов.— Труды коорд. совещаний по гидротехнике, в. 36. Л., Энергия, 1967, с. 42—51.
74. Кадыров А. А. Структурные гидравлические модели открытых потоков и их приложения.— Сб. материалов по итогам научно-исслед. работ Ташкентск. политехн. ин-та, в. 92. Ташкент, 1972, с. 76—123.
75. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 288 с.
76. Караушев А. В. Транспорт наносов в открытых потоках.— Труды ГГИ, 1951, в. 28, с. 78—122.
77. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 272 с.
78. Каримов Р. М. Гидравлически устойчивые живые сечения.— Гидротехника и мелиорация, 1967, № 6, с. 92—99.
79. Карман Т. Об устойчивости ламинарного потока и теория турбулентного движения. Проблемы турбулентности/Под ред. М. А. Великанова и Н. Т. Швейковского.— М.: ОНТИ, 1936, с. 252—270.
80. Кереселидзе Н. Б. Критерий устойчивости и грядообразования ложа речных русел и каналов.— Труды коорд. совещаний по гидротехнике, в. 36. Л., Энергия, 1967, с. 75—84.

81. Киселев П. Г. Справочник по гидравлическим расчетам.— М.: Госэнергоиздат, 1957.— 352 с.
82. Клячко Л. С. Приближенный метод определения начальной скорости трогания твердых донных частиц.— Изв. АН СССР. ОТН, 1952, № 3, с. 112—142.
83. Кнороз В. С. Перемещение песчаных материалов напорным потоком жидкости.— Изв. ВНИИГ, т. 40, 1949, с. 30—58.
84. Кнороз В. С. Безнапорный гидротранспорт и его расчет.— Изв. ВНИИГ, 1951, т. 44, с. 112—142.
85. Кнороз В. С. Неразмывающие скорости для мелкозернистых грунтов.— Гидротехническое строительство, 1953, № 8, с. 21—24.
86. Кнороз В. С. Неразмывающая скорость для несвязных грунтов и факторы, ее определяющие.— Изв. ВНИИГ, 1958, т. 59, с. 62—81.
87. Кнороз В. С. Влияние макрошероховатости русла на его гидравлические сопротивления.— Изв. ВНИИГ, 1959, т. 62, с. 75—96.
88. Кнороз В. С. Естественная отмостка русел, образованных материалами неоднородной крупности.— Изв. ВНИИГ, 1962, т. 70, с. 21—51.
89. Коберник С. Г., Войтенко В. И. Напорный гидротранспорт хвостов.— Киев: Наукова думка, 1967.— 140 с.
90. Колмогоров А. Н. Уравнения турбулентного движения несжимаемой жидкости.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1942, т. 6, № 1—2, с. 56—58.
91. Колмогоров А. Н. О новом варианте гравитационной теории движения взвешенных наносов М. А. Великанова.— Вестн. МГУ. Сер. физ.-мат. и ест. наук, 1954, № 3, с. 41—46.
92. Колмогоров А. Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении.— ДАН СССР, 1941, т. 31, № 2, с. 99—101.
93. Кондратьев Н. Е. Гидроморфологические процессы и методы их изучения: Автореф. диссертации на соиск. уч. степени д-ра техн. наук.— Л.: Изд. ГГИ, 1968.— 32 с.
94. Конт-Белло Ж. Турбулентное течение в канале с параллельными стенками: Пер. с фр.— М.: Мир, 1968.— 176 с.
95. Курдюмов Л. Д. Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 128 с.
96. Лаптурев Н. В. О расчете устойчивых русел каналов.— Гидротехника и мелиорация, 1969, № 10, с. 26—33.
97. Лапшенков В. С., Дубинчик Е. И. Опыт моделирования р. Сырдарьи у Чардаринского гидроузла.— Вопросы гидротехники, 1963, в. 13. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963, с. 123—128.
98. Латышенков А. М. Вопросы гидравлики искусственно сжатых русел.— М.: Госстройиздат, 1960.— 216 с.
99. Левановский Л. Б. Устойчивые формы русел каналов. Исследования деформаций каналов и влияния орошения на грунтовые воды.— М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 61—69.
100. Леви И. И. Динамика русловых потоков.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1957.— 252 с.
101. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений.— Л.: Энергия, 1967.— 234 с.
102. Леви И. И., Кулеш Н. П. Транспортирующая способность потока, насыщенного мелкой взвесью.— Изв. ВНИИГ, 1960, т. 66, с. 3—19.
103. Лелявский С. Введение в речную гидравлику: Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 232 с.
104. Лиштван Л. Л. К вопросу о расчете общего размыва подмостовых русел.— В кн.: Сб. Мосгипротранса, № 6. М., Изд. Главтранспроекта, 1956, с. 6—29.
105. Лойцянский П. Г. Механика жидкости и газа.— М.: Наука, 1970.— 904 с.
106. Лятхер В. М., Прудовский А. М. Исследования открытых потоков на напорных моделях.— М.: Энергия, 1971.— 168 с.
107. Маккавеев В. М. Вопросы теории турбулентности и движения наносов.— Труды ГГИ, 1963, в. 100, с. 54—87.

108. Медовиков И. И., Фридман З. Н., Медовиков И. М. Новый тип берегоукрепления.— Транспортное строительство, 1963, № 9, с. 30—32.
109. Меламут Д. Л. Перекрытие рек способом гидромеханизации.— М.: Сельхозгиз, 1955.— 152 с.
110. Мелентьев В. А. Антидюнное движение наносов при безнапорном гидротранспорте.— Изв. ВНИИГ, 1951, № 44, с. 191—196.
111. Минский Е. М. Турбулентность руслового потока.— Л.: Гидрометеоиздат, 1952.— 164 с.
112. Минц Д. М. О скорости стесненного падения твердых частиц в жидкости.— Гидротехническое строительство, 1953, № 5, с. 24—28.
113. Мирцхулава Ц. Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости.— М.: Колос, 1967.— 180 с.
114. Михайлова Н. А. Перенос твердых частиц турбулентным потоком воды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 234 с.
115. Михалев М. А. Гидравлический расчет потоков с водоворотом.— Л.: Энергия, 1971.— 143 с.
116. Михалев М. А. Материалы по моделированию некоторых видов движения вязкой жидкости.— Изв. ВНИИГ, 1975, в. 108, с. 26—39.
117. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Наука, 1965.— 640 с.
118. Мостков М. А. Очерк теории руслового потока.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 247 с.
119. Наботов Д. Н. Исследование поля скоростей при повышенной шероховатости дна. Движение наносов в открытых руслах.— М.: Наука, 1970.— с. 105—111.
120. Никитин И. К. Исследование структуры турбулентного потока в каналах ирригационной сети.— Труды САНИИРИ, 1958, в. 91, с. 55—76.
121. Никитин И. К. Турбулентный поток и процессы в придонной области.— Киев: Изд-во АН УССР, 1963.— 142 с.
122. Нормы допускаемых неразмывающих скоростей.— Гидротехническое строительство, 1936, № 5, с. 5—7.
123. Образовский А. С. К вопросу о механизме взвешивания наносов равномерным турбулентным потоком.— Труды Гидравлической лаборатории ВОДГЕО, 1957, в. 5, с. 63—78.
124. Образовский А. С. Гидравлика водоприемных ковшей.— М.: Госстройиздат, 1962.— 195 с.
125. Обухов А. М. К теории атмосферной турбулентности.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1942, № 1—2, с. 59—63.
126. Павлов С. Я. О моделировании движения потока в деформируемом русле.— Труды Ленингр. политехн. ин-та, 1976, № 351, с. 71—76.
127. Павловский Н. Н. Гидравлический справочник.— М.; Л.: ОНТИ, 1937.— 892 с.
128. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство.—Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 364 с.
129. Ревяшко С. К. Исследования размываемости грунтов.— Труды Белорусск. НИИ мелиорации и водного хозяйства, 1958, т. 8, с. 102—125.
130. Ржаницын Н. А. Моделирование естественных русловых потоков.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 174—194.
131. Розовский И. Л., Базилевич В. А., Еременко Е. В. Неустановившееся движение водного потока ниже ГЭС и его влияние на русло.— Киев: Наукова думка, 1967.— 276 с.
132. Розовский И. Л. и др. Русловые процессы на предгорных участках рек/И. Л. Розовский, В. А. Базилевич, В. И. Гайдученков, М. Н. Бухин, А. Н. Кафтан.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, т. 10. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 61—71.
133. Россинский К. И., Кузьмин И. А. Балансовый метод расчета деформации дна потока.— Труды Гидропроекта, 1964, сб. 12. М.; Л., с. 265—271.
134. Саваренский А. Д., Левановский Л. Б. Полевые исследования деформаций русел каналов в низовьях Амударьи. Исследование деформаций каналов и влияния орошения на грунтовые воды.—М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 5—46.
135. Сборник материалов по итогам научно-исследовательских работ Ташкентского политехнического института. Вып. 92. Русловые и взвесенесущие потоки/Под ред. С. Х. Абальянца. Ташкент, 1972.— 132 с.
136. Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике.— М.: Наука, 1972.— 440 с.
137. Скрыльников В. А., Губина Т. Ю. Расчет устойчивых гидравлических элементов больших каналов в несвязных грунтах.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1958, № 3, с. 52—59.
138. Смирнов Е. А. Канал Иртыш—Караганда.— Гидротехника и мелиорация, 1974, № 7, с. 20—27.
139. Снищенко Б. Ф., Копалиани З. Д. О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях.— Труды ГГИ, 1978, в. 252, с. 20—37.
140. Студеничников Б. И. Размывающая способность потока и методы русловых расчетов.— М.: Стройиздат, 1964.— 184 с.
141. Студеничников Б. И. Защита от размыва русел и нижних бьефов водосборов (рекомендации по проектированию).— М.: Изд-во ВОДГЕО ГОССТРОЯ СССР, 1974.— 168 с.
142. Теверовский Е. Н. О переносе тяжелых частиц, взвешенных в турбулентных потоках.— Изв. АН СССР. ОТН, 1952, № 11, с. 1712—1749.
143. Технические указания по проектированию каналов оросительных систем.— М.: Изд. Минсельхоза СССР, 1955.— 104 с.
144. Толстов С. П. По древним дельтам Окса и Яксарта.— М.: Изд-во восточной лит., 1962.— 324 с.
145. Троицкий А. В. К вопросу о форме гидравлически устойчивых каналов.— Вопросы гидротехники, 1963, в. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, с. 33—59.
146. Трофимов Г. И. О неразмывающей скорости для песчаных грунтов.— Гидротехническое строительство, 1956, № 1, с. 50—53.
147. Туманов А. А. Некоторые гидрологические характеристики р. Амударьи.— Труды САНИИРИ, 1963, в. 116, с. 309—322.
148. Фидман Б. А. Некоторые экспериментальные данные о крупномасштабной турбулентности в открытом потоке.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1950, т. 14, № 3, с. 261—280.
149. Фидман Б. А. Результаты измерения турбулентности в равномерном и резко расширяющемся потоке.— Изв. АН СССР. ОТН, 1953, № 11, с. 1630—1644.
150. Фидман Б. А. О подобии турбулентных потоков.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 15—28.
151. Филатов Б. С. Течение суспензий глины в трубах.— Коллоидный журнал, 1954, т. 16, № 1, с. 65—71.
152. Франкль Ф. И. К теории движения взвешенных наносов.— ДАН СССР, 1953, т. 92, № 2, с. 247—250.
153. Франкль Ф. И. Реферат на статью М. А. Великанова «Движение взвешенных наносов».— Реф. журн. АН СССР. Механика, 1954, № 7, с. 4130.
154. Франкль Ф. И. Уравнения энергии для движения жидкостей со взвешенными наносами.— ДАН СССР, 1955, т. 102, № 5, с. 903—906.
155. Франкль Ф. И. Опыт полуэмпирической теории движения взвешенных наносов в неравномерном потоке.— ДАН СССР, 1955, т. 102, № 6, с. 1093—1096.
156. Фукс Н. А. Влияние пыли на турбулентность газового потока.— Ж. техн. физики, 1951, т. 21, в. 6. Изд. АН СССР, с. 704—707.
157. Хачатрян А. Г. Отстойники на оросительных системах.— М.: Сельхозгиз, 1957.— 342 с.
158. Хорст Г. О. К вопросу проектирования незаиляемых ирригационных каналов.— Труды САНИИРИ, 1939, в. 54, с. 55—78.
159. Цветикова Н. Ф. Методика расчета осаждения наносов в турбулентном потоке.— В кн.: Русловые процессы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 124—132.

160. Цветкова Н. А. Режим наносов р Амударьи.— Вопросы гидротехники, 1963, в. 13. Ташкент, с. 5—86.
161. Цой Г. А. Уточнение метода моделирования русловых процессов.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1968, № 6, с. 50—54.
162. Черкасов А. А. О заилении ирригационных каналов.— Материалы для проектирования ирригационных каналов. Л., Изд. Гидропроиза, 1936, с. 97—127.
163. Чиков В. В. Заиление ирригационных каналов.— Ч. 1.— Петроград, 1915.— 60 с.
164. Чоу В. Т. Гидравлика открытых каналов: Пер. с англ.— М.: Стройиздат, 1969.— 464 с.
165. Шамов Г. И. Речные наносы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 378 с.
166. Шевелев Ф. А. Исследование основных закономерностей турбулентного движения в трубах.— М.: Госстройиздат, 1953.— 208 с.
167. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя.— М.: Наука, 1969.— 744 с.
168. Юфин А. П. Напорный гидротранспорт.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1950.— 136 с.
169. Юфин А. П. Гидромеханизация.— М.: Госстройиздат, 1965.— 496 с.
170. Ackers P. Experiment on small streams in alluvium.— J. Hydr. Div. Proc. of the ASCE, July, HY, N 4, 1964, p. 1—37.
171. Handbook of applied Hydraulics. Davis S. V., Sorensen, Ed. Mc Graw-Hill company, N. J., 1970, p. 6—1÷6—24.
172. Hassan M. Ismail. Turbulent mechanism and suspended sediment in closed channels.— Proc. of the ASCE, vol. 77· sep. N 56, 1951, p. 26—42.
173. Kalinske A. A. The role of turbulence in river hydraulics.— Proc. of the Second Hydraulic Conference, Yune 1—4, 1942, University Iowa City. Iowa, 1943, p. 266—279.
174. Kondap D. M., Garde R. I. Velocity of bed forms in alluvial channels.— XV Congress of Intern. Assoc. for hydraulic research. Stamboul, 1973, vol. 3. 11—1, p. 101—104.
175. Lacey G. Stable channels in alluvium.— Proc. Inst. of Civ. Engrs, vol. 229. London, 1930, p. 259—292.
176. Lane E. W. Progress report on studies on the design of stable channels by the Bureau of Reclamation.— Proc. of the ASCE, Sep. N 280, September, 1953, p. 1—31.
177. Langbein W. B. Geometry of river channels.— J. Hydr. Div. Proc. of the ASCE, vol. 90, N 2, 1964· p. 301—312.
178. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller I. P. Fluvial processes in Geomorphology.— San-Francisco—London, 1964, 552 p.
179. Pomberton E. L. Sediment investigations-middle Rio-Grande.— Proc. of the ASCE, vol. 90. N HY2, part 1, 1962, p. 163—185.
180. Pudes M., Smutek R. Relation between turbulence characteristics and the hydraulic parameters of the shear flow.— Acta tehnica, ČSAV, ročnik 11, N 2, Academia. Praha, 1966, p. 310—339.
181. Richardson L. Weather prediction by numerical process.— Cambridge University Proc. Cambridge, 1922.
182. Simons D. B., Albertson M. L. Univorm water coveyance channels in alluvial material.— J. Hydr. Div. Proc. of the ASCE, vol. 86, N 5, 1960, p. 33—72.
183. Smith K. V. H. Similarity in unlined irrigation canal systems.— J. Hydr. Div. of the Proc. ASCE, vol. 96, HY, N 1, 1970, p. 13—28.
184. Vanoni V. A. Transportation of suspended sediment by water.— Proc. of the ASCE, vol. 70, N 6, 1944, p. 793—828.
185. Vanoni V. A. Some effects of suspended sediment on flom characteristics.— Proc. of the fifth Hydraulic Conference, June 9—11, University Iowa City. Iowa, 1953, p. 137—158.
186. Vanoni V. A., Nomicos G. N. Resistance properties of sediment—laden streams.— J. Hydr. Div. of the ASCE, vol. 85, N HY5, May, 1959, p. 77—107.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. Развитие исследований движения наносов 7

1.1. Натурные наблюдения на каналах 7
1.2. Исследования движения наносов 12
1.3. Исследования механики взвесенесущих потоков 17

Глава 2. Взвесенесущая способность руслового потока 20

2.1. О природе взвешивания 20
2.2. Взвешивающая способность руслового потока 25
2.3. О распределении мутности по глубине потока 36
2.4. Придонный режим взвешивания 39
2.5. Переход к реальным условиям 43
2.6. Расчетные формулы и их анализ 46

Глава 3. Устойчивые и переходные режимы в каналах 49

3.1. Методика наблюдений и систематизация данных 49
3.2. Натурные наблюдения на оросительных каналах 55
3.3. Наблюдения на опытных каналах 69
3.4. Выводы из наблюдений 73
3.5. Новые данные 75
3.6. Размыв русла взвесенесущим потоком 79
3.7. Транспорт пульпы в лотках 80
3.8. Гидротранспорт в трубах 86

Глава 4. Донные наносы в каналах 89

4.1. Начало подвижности 89
4.2. Грядовое движение в каналах 110
4.3. Транзит наносов 118

Глава 5. Гидравлические сопротивления в каналах 120

5.1. Формы влияния взвесей на гидравлические сопротивления 120
5.2. Роль пульсаций и работа взвешивания 124
5.3. Трение и торможение потока взвесью 128
5.4. Грядовая шероховатость 138
5.5. О формуле для коэффициента Шези 139
5.6. Общие сведения об опытных данных 143
5.7. Русла в суглинках, супесях и мелких песках 148
5.8. Песчаные и гравелисто-песчаные русла 151
5.9. Заключение 152

239

Глава 6. Плановые деформации в каналах 155

6.1. Общие условия и виды устойчивости 155
6.2. Статически устойчивые русла 157
6.3. Устойчивые русла с ограниченными деформациями 161
6.4. Натурные данные и их анализ 167
6.5. Пример расчета устойчивого русла 176
6.6. Режим наносов и устойчивость русла 179
6.7. Условно устойчивые русла 181
6.8. Устойчивость русел и гидравлические сопротивления 184
6.9. Заключение 186

Глава 7. Динамика заиления и размыва 189

7.1. Уравнения динамики мутности 190
7.2. Параметры взвеси и динамика заиления 194
7.3. Расчеты отстойников 196
7.4. Динамика размыва 200
7.5. Местные размывы берегов 203

Глава 8. Моделирование легкоразмываемых русел 210

8.1. Состояние вопроса 210
8.2. Критерии подобия 211
8.3. Моделирование с применением натурного песка 215
8.4. Применение морфологических зависимостей 223
8.5. Заключение 231

Список литературы 232

Сергей Христофорович Абальянц

УСТОЙЧИВЫЕ
И ПЕРЕХОДНЫЕ
РЕЖИМЫ
В ИСКУССТВЕННЫХ
РУСЛАХ

Редактор Л. А. Чепелкина. Художник В. В. Бабанов. Техн. редактор Г. И. Ивкова. Корректор И. А. Крайнева.

ИБ-1097. Сдано в набор 17.12.80. Подписано в печать 28.04.81. М-16675. Формат 60×90¹/₁₆. бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 15. Кр.-отт. 15. Уч.-изд. л. 15,49. Тираж 1200 экз. Индекс ГЛ-160. Заказ № 1. Цена 2 р. 70 к. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.