

**ПРИОРИТЕТНЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПРОЕКТ «ОБРАЗОВАНИЕ»
РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ**

В.И. ЕЛФИМОВ

**ИЗМЕНЕНИЕ УСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ РЕК
В ПЕРИОД ПРОХОЖДЕНИЯ ВОЛНЫ
ПОЛОВОДЬЯ**

Учебное пособие

Москва

2008

*Инновационная образовательная программа
Российского университета дружбы народов*

**«Создание комплекса инновационных образовательных программ
и формирование инновационной образовательной среды,
позволяющих эффективно реализовывать государственные интересы РФ
через систему экспорта образовательных услуг»**

Экспертное заключение –

доктор технических наук, профессор *Л.С. Алексеев*

Елфимов В.И.

Изменение устьевых участков рек в период прохождения волны половодья: Учеб. пособие. – М.: РУДН, 2008. – 222 с.: ил.

Учебное пособие знакомит с русловыми процессами, проходящими на устьевых участках рек. Циклический характер внутригодовых колебаний стока воды и наносов определяет внутригодовую цикличность в развитии русловых образований. Изучение развития и количественной оценки этих образований является одной из приоритетных задач руслового процесса, как основного фактора, влияющего на весь ход формирования устьевых участков рек. Учебное пособие выполнено в рамках магистерской программы «Процессы, проходящие в руслах рек, и их влияние на безопасность гидротехнических сооружений» и предназначено для магистров направления 550100 – «Строительство» специализации 270103 – «Речные и подземные гидротехнические сооружения».

Учебное пособие выполнено в рамках инновационной образовательной программы Российского университета дружбы народов, направление «Комплекс экспортноориентированных инновационных образовательных программ по приоритетным направлениям науки и технологий», и входит в состав учебно-методического комплекса, включающего описание курса, программу и электронный учебник.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	7
1. Режимы движения потока в руслах рек	10
1.1. Уравнение равномерного движение потока	10
1.2. Уравнение неравномерного движения потока.....	14
2.2. Исследование уравнения неравномерного движения открытого потока	21
2.1. Удельная энергия сечения и критическая глубина.....	21
2.2. Спокойное и бурное течение. Критическое состояние потока....	24
2.3. Формы свободной поверхности потока при неравномерном движении жидкости.....	29
2.4. Неравномерное течение в реках и методы расчета свободной поверхности.....	36
3. Неустановившееся движение воды в руслах рек	42
3.1. Основные понятия и основное уравнение.....	42
3.2. Распространение длинных волн при малых подъемах уровня в призматическом русле.....	45
3.3. Расчет неустановившегося движения методом мгновенных режимов.....	49
4. Теория мелкой воды	55
4.1. Плановое движение потока.....	55
4.2. Уравнения планового движения в декартовых координатах.....	56
4.3. Уравнение планового движения в натуральных координатах...	58
5. Планы течений	62
5.1. Построение планов течений методом Н.М. Бернадского.....	62
5.2. Построение планов течений методов фрагментов.....	69

6. Факторы, влияющие на движение наносов	70
6.1. Движение твердых частиц в потоке.....	70
6.2. Влияние свойств материала наносов на его движение.....	73
6.3. Влияние гидравлических характеристик потока на движение наносов.....	76
7. Транспортирование наносов	81
7.1. Общие сведения о речных наносах.....	81
7.2. Начальная скорость донного влечения, расход влекомых наносов.....	84
7.3. Активный слой русла, донные гряды и мутность взмыва.....	91
7.4. Баланс наносов участка реки и распределение мутности по длине потока.....	97
8. Деформация речных русел	99
8.1. Общее уравнение деформации руслового дна.....	99
8.2. Русловые процессы и динамическая классификация русел.....	103
8.3. Расчет деформаций русла при наличии данных о мутности потока.....	111
8.4. Деформация на больших участках русла в нижнем бьефе гидроузла.....	112
8.5. Детальные методы расчета русловых деформаций на коротких участках реки.....	115
9. Русло реки. Русловые образования	117
9.1. Виды речных русел и типы руслового процесса.....	117
9.2. Простейшие русловые образования (микроформы).....	120
9.3. Русловые мезоформы.....	123
9.4. Сложные формы или макроформы. Пойма.....	129
9.5. Развитие русловых мезоформ в природных условиях.....	133
9.6. Типизация руслового процесса.....	139

10. Общие сведения о морфологии и гидрологическом режиме устьев	141
10.1. Устьевая область реки, типы устьев и устьевые бары.....	141
10.2. Речной гидрологический режим.....	146
11. Образование устьевых баров	148
11.1. Возникновение и развитие устьевых баров.....	148
11.2. Влияние изменчивости природных факторов на деформацию устьевых баров.....	151
12. Определяющие факторы руслового процесса.....	155
12.1. Транспорт донных наносов.....	155
12.2. Ограничивающие условия потока.....	156
12.3. Влияние расхода воды на развитие рельефа дна.....	157
12.4. Обобщенная гидроморфологическая зависимость по установлению типа русловых процессов.....	158
12.5. Основные показатели, определяющие тип руслового процесса по гидродинамической теории.....	161
ПРАКТИЧЕСКИЕ И ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ	166
1. Практические работы	166
1.1. Основной метод построения кривых свободной поверхности речных потоков	166
1.2. Расчет параметров длинных волн конечной амплитуды методом характеристик	169
1.3. Расчет планов течений методом плоских сечений	176
1.4. Распределение мутности по вертикали	179
1.5. Расчет транспортирующей способности потока.....	184
1.6. Общие деформации русла при понижении базиса эрозии.....	186

1.7. Расчет русловых мезоформ при проектировании водозаборных сооружений	189
1.8. Расчет формирования устьевых баров	194
1.9. Особенности расчета деформаций бара при воздействии ветровых волн	196
2. Лабораторные работы	199
2.1. Вопросы моделирования русловых процессов	199
2.2. Исследования реимов движения потока	202
2.3. Определение неразмывающих скоростей потока.....	203
2.4. Исследование дюнно-грядовой формы движения наносов.....	203
2.5. Исследования образования мезоформ в большом зеркальном лотке.....	204
ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА.....	206

ВВЕДЕНИЕ

Поверхность земли прорезана, как морщинами, многочисленными долинами больших и малых рек. В нижней части долин расположено русло реки, которое несет меженный поток. Часть долины, примыкающая к руслу и пропускающая паводковый расход, называется поймой. Долины многих рек образованы в результате взаимодействия текущей воды и размываемыми грунтами оснований. Дальнейшая работа потока по изменению речных долин продолжается, но она проходит настолько медленно, что их трудно заметить. Совсем другое действие происходит с меженными руслами и поймами рек. Они непрерывно меняют свои размеры, формы и уровни поверхности под действием текущей воды. Обширный круг явлений, объединяющий создание и последующее переформирование естественных русел протекающими в них потоками, носит название *руслового процесса*. Изучение процессов взаимодействия потока и русел рек начато довольно давно, в основном на уровне качественных закономерностей изменения речных русел, на базе которых были получены эмпирические зависимости. Дальнейшее строительство на воде требует более строгих подходов к изучению и решению вопросов, связанных с переформированием русел рек. На определенном этапе рассмотрения этих процессов возникла теория руслового процесса, которая объединила методы геоморфологии и гидродинамики, обобщила и попыталась объяснить наблюдаемые явления.

Основной вопрос руслового процесса – это взаимодействие потока жидкости и размываемого русла, поэтому эту проблему можно разделить на три составляющих:

- способ воздействия турбулентного потока на размываемое русло;

- механизм транспорта взвешенных и влекомых наносов;
- процесс переформирования естественных русел под действием текущей воды.

Теория руслового процесса в настоящее время интенсивно разрабатывается в нашей стране и во многих странах мира. Одна из главных задач этих исследований – получение количественного прогноза русловых деформаций, который даст возможность оценить происходящие процессы на участке строительства гидротехнических сооружений и повысить их безопасность.

Данная работа выполнена в рамках магистерской программы «Процессы, проходящие в руслах рек и их влияние на безопасность гидротехнических сооружений».

Деформации, проходящие в руслах рек под воздействием потока, называются русловыми процессами. Дальнейшее изучение этих процессов с использованием более современных и строгих методов механики жидкости и способов измерений этих образований дает возможность дальнейшего изучения процессов влияния волн паводков на образование различных форм движения донных наносов. Эти образования приводят к различным видам деформаций русел рек, которые влияют на устойчивость гидротехнических сооружений. Теория руслового процесса широко используется во всех областях речной гидротехники, а именно при проектировании и строительстве подпорных гидротехнических сооружений, мостовых переходов, разнообразных водосборных сооружений, защите берегов от размыва при прохождении паводка. Получение количественных результатов русловых деформаций, которое усиливается при прохождении паводка, является важнейшей составной частью раздела теории руслового процесса. Для прогнозирования русловых деформаций необходимо начать изучение с простых форм (микроформ) речного русла, размеры которых определяются

взаимодействием установившегося движения воды и подвижного дна, при этом основные характеристики потока могут изменяться только по длине и глубине, т.е. рассматривается плоская задача. При изучении средних форм (мезоформ), которые образуются, в основном, при движении волны паводка, т.е. неустановившемся режиме движения потока, требуется привлечение более современных методов механики жидкости, описывающих плановую картину течений.

Циклический характер внутригодовых колебаний стока воды и наносов определяет внутригодовую цикличность в развитии русловых образований на данном конкретном участке реки большой протяженности. Закономерные изменения расхода наносов во времени и пространстве приводит к созданию морфологических форм, которые выражают весь ход изменения руслового процесса. Эти образования являются сложными формами (макроформами), включающими сочетания простых форм, и составляют те звенья, из которых состоит русло реки. Макроформы при своем развитии отражают весь ход руслового процесса, являются сложными морфологическими строениями и отличаются большим числом их разновидностей. Изучение развития и количественной оценки макроформ является одной из приоритетных задач руслового процесса как основного фактора, влияющего на весь ход формирования русел рек.

В данной работе остановимся на первых двух видах деформаций русел рек под действием потока жидкости, так как, в основном, микроформы и мезаформы являются теми образованиями, которые влияют на устойчивость гидротехнических сооружений в обозримый промежуток времени.

1. РЕЖИМЫ ДВИЖЕНИЯ ПОТОКА В РУСЛАХ РЕК

1.1. Уравнение равномерного движения потока

Проведем в открытом потоке два перпендикулярных дну сечения 1 и 2, которые выделяют некоторый объем длиной Δx (рис. 1). Величина объема выражается равенством

$$V = \omega \Delta x,$$

где ω – площадь поперечного сечения потока.

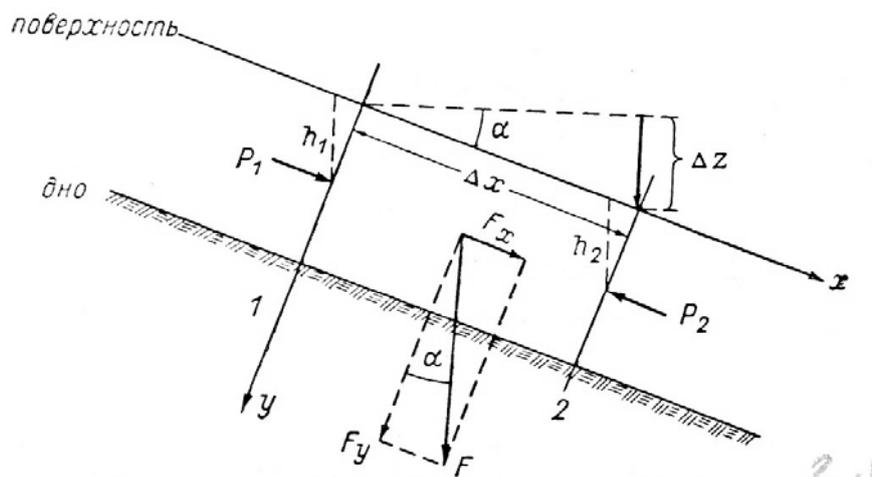


Рис. 1. Схема к выводу уравнения равномерного движения открытого потока

Покажем на рисунке действующие силы: 1) силу тяжести (массовую силу); 2) силу гидродинамического давления; 3) гидродинамическое сопротивление (поверхностные силы);

Рассмотрим сначала равнодействующую силу гидродинамического давления P_p , действующую на выделенный объем,

$$P_p = p_1 \omega - p_2 \omega,$$

где $p_1 = p_0 + \gamma h_1$; $p_2 = p_0 + \gamma h_2$.

Подставляя два последних равенства в первое, находим

$$P_p = \gamma \omega (h_1 - h_2).$$

Поскольку считаем неизменность поперечного сечения по величине и форме, а также наличие постоянного уклона водной поверхности, поэтому глубина центра тяжести сечения будет одинаковой для сечений 1 и 2, т.е. $h_1 = h_2$. Отсюда следует, что $P_p = 0$.

Рассмотрим теперь действие силы – тяжести F . Тогда

$$F = \gamma V = \gamma \omega \Delta x.$$

Составляющая силы тяжести по оси y , величина F_y уравнивается реакцией дна и не оказывает влияние на движение жидкости в направлении оси x . Движение определяется составляющей силы тяжести F_x , т.е. ее проекцией на направление движения:

$$F_x = \gamma V \sin \alpha = \gamma \omega \Delta x \sin \alpha. \quad (1)$$

Составляющая силы тяжести F_x называют активной силой из-за поступательного движения жидкости, вызванного этой силой. Рассматривая все действующие в системе силы, убеждаемся в наличии только одной силы тяжести (F_x). Но так как движение жидкости установившееся и равномерное, эта сила должна быть уравновешена другой силой, а именно силой сопротивления (трения) « T ». Величина « T » пропорциональна поверхности трения $\chi \Delta x$ (χ – смоченный периметр). При турбулентном движении сопротивление всего потока в целом пропорционально квадрату средней скорости течения v_{cp} . Тогда можем записать

$$T = \kappa \chi \Delta x v_{cp}^2, \quad (2)$$

где κ – обобщенный коэффициент пропорциональности.

Так как $F_x = T$, то можем записать $\gamma \omega \Delta x \sin \alpha = \kappa \chi \Delta x v^2$

или
$$\gamma \omega / \chi \sin \alpha = \kappa v_{\text{ср.}}^2, \quad (3)$$

где $\sin \alpha$ можно определить через падение Δz свободной поверхности и длину отсека потока Δx , т.е. $\sin \alpha = \Delta z / \Delta x$ и является уклоном свободной поверхности $I = \Delta z / \Delta x = \sin \alpha$, но в практике часто используют приближенное выражение этой величины $I \approx \Delta z / \Delta x_1 = \text{tg } \alpha$, где Δx_1 – расстояние между створами, измеряемое по горизонтальной линии.

Величину коэффициент пропорциональности κ записываем следующим образом $\kappa = \gamma / C^2$, где C – коэффициент Шези. Приходим к следующей записи уравнения:

$$\gamma R I = \gamma / C^2 v_{\text{ср.}}^2,$$

где $R = \omega / \chi$ – гидравлический радиус. Окончательно приходим к следующему виду уравнения:

$$I = v_{\text{ср.}} / C^2 R. \quad (4)$$

Это уравнение называют уравнением равномерного движения жидкости (уравнение Шези). Для очень широких потоков можно принять $R \approx H_{\text{ср.}}$, где $H_{\text{ср.}}$ – средняя глубина потока в поперечном сечении ($H_{\text{ср.}} = \square / B$, для широкой реки $B \approx \chi$). В этом случае уравнение выглядит так:

$$I = v_{\text{ср.}} / C^2 H_{\text{ср.}}. \quad (5)$$

Разрешая это уравнение относительно скорости, получим наиболее частую запись уравнения Шези

$$v_{\text{ср.}} = C \sqrt{R I}. \quad (6)$$

Для открытых потоков коэффициент C не является величиной постоянной, а зависит от глубины и шероховатости русла. Необходимо

отметить важное свойство турбулентного потока, т.е. зависимость его сопротивления от шероховатости русла. В турбулентных потоках сопротивление потоку определяется турбулентной вязкостью, которая в свою очередь зависит от характеристик потока: глубины, скорости потока и шероховатости русла реки. Чем более гладкое русло, тем меньше интенсивность турбулентного перемешивания, а следовательно, и сопротивление T и, наоборот, чем больше шероховатость, тем больше шероховатость, тем больше виртуальная вязкость, а следовательно, и сопротивление T .

Для нахождения C существует ряд эмпирических формул. Можно привести известную формулу Маннинга, которая для широкого потока выглядит так:

$$C = 1/n H^{1/6}_{cp}. \quad (7)$$

Здесь n – коэффициент шероховатости, который устанавливается по специальным эмпирическим таблицам, в зависимости от крупности грунта. Формулой Маннинга пользуются часто при расчетах речных потоков и каналов.

Чтобы определить C по данным непосредственных измерений приведем формулу Шези к следующему виду:

$$C = v^2_{cp} / \sqrt{RI}.$$

Заменив $R \approx H_{cp}$ и $v_{cp} = Q/\omega$ получим

$$C = \frac{Q}{\omega \sqrt{H_{cp} I}} = \frac{Q}{BH^{3/2}_{cp} I^{1/2}}. \quad (8)$$

При заданных значениях расхода воды, уклона и шероховатости русла, используем формулу

$$Q = 1/n B H^{5/3} I^{1/2}. \quad (9)$$

Задаваясь соотношением между средней глубиной канала H и шириной B , можно вычислить обе эти величины.

1.2. Уравнение неравномерного движения потока

Рассматривая установившееся движение жидкости, считаем, что расход Q постоянная по времени величина, а также постоянными являются все гидравлические элементы потока (скорость v , глубина потока H , ширину B и уклон I). Особенностью неравномерного установившегося движения является наличие изменений гидравлических элементов по длине потока (по его продольной оси x), что соответствует неравенствам:

$$\frac{\partial v}{\partial X} \neq 0; \quad \frac{\partial \omega}{\partial X} \neq 0; \quad \frac{\partial I}{\partial X} \neq 0 \text{ и т. д.,}$$

где ω – площадь поперечного сечения потока. В то же время расход Q вдоль потока остается неизменным, т.е. $\frac{\partial Q}{\partial x} = 0$.

При выводе уравнения будем иметь в виду простейший случай неравномерного движения жидкости, именно неравномерное движение в открытом призматическом русле. Различают прямоугольные, треугольные, параболические, трапецеидальные и многоугольные призматические русла.

Переходя к выводу уравнения неравномерного установившегося движения в открытом русле, представим схему потока (см. рис. 1), которая бы соответствовала условию $dH/dx \neq 0$, где H – глубина потока. Можем написать полную производную, так как единственным аргументом в

рассматриваемом типе потока является продольная координата x . Выделим в потоке двумя сечениями AB и CD некоторый объем $ABCD$ (рис. 2). За короткий промежуток времени Δt этот объем переместится и займет новое положение $A_1B_1C_1D_1$. Примем, что перемещение жидкости в каждом профиле происходит со средней скоростью; при этом на профиле AB – со скоростью v_1 , а на профиле CD – со скоростью v_2 .

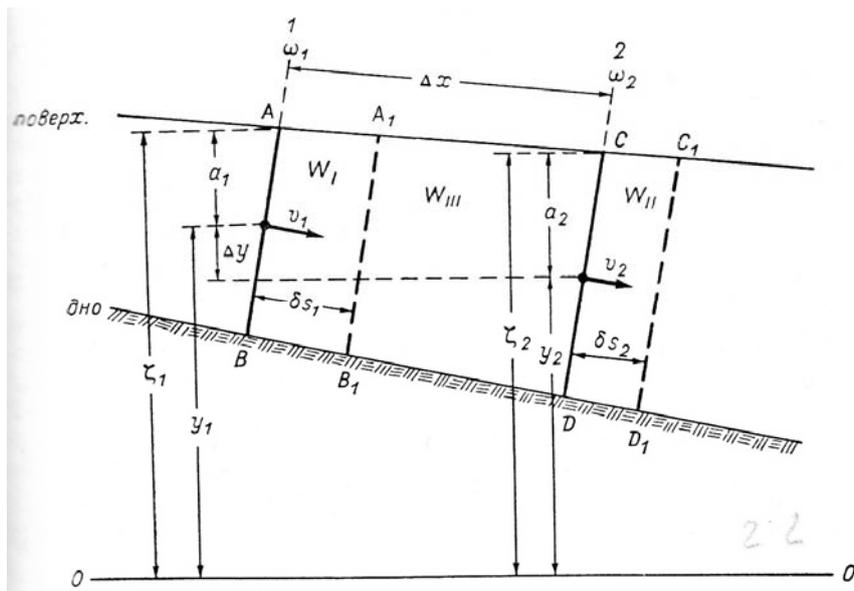


Рис. 2. Схема к выводу уравнения неравномерного движения открытого потока

Перемещение первого профиля AB равно δs_1 , а перемещение второго профиля CD равно δs_2 , т.е. $\delta s_1 = v_1 \Delta t$; $\delta s_2 = v_2 \Delta t$.

По условию неразрывности будем иметь

$$Q = \omega_1 v_1 = \omega_2 v_2. \quad (10)$$

В первом положении выделенный объем складывается из объемов W_I и W_{III} , во втором – из объемов W_{III} и W_{II} . Очевидно, что

$$\begin{aligned} W_I &= \omega_1 \delta s_1; \\ W_{II} &= \omega_2 \delta s_2. \end{aligned} \quad (11)$$

Подставляя сюда значения δs_1 и δs_2 , учитывая выражение (11), устанавливаем

$$W_1 = \omega_1 v_1 \Delta t = Q \Delta t; \quad (12)$$

$$W_{II} = \omega_2 v_2 \Delta t = Q \Delta t.$$

К определению движения выделенного объема применим закон живой силы, согласно которому изменение кинетической энергии, именуемой иначе живой силой тела, движущегося поступательно, за некоторый промежуток времени равно сумме работ приложенных сил на соответствующем перемещении; напомним, что живая сила (Ж. С.) выражается величиной $mv^2/2$, где m – масса тела.

Живая сила выделенного объема в первом и во втором положениях будет выражаться:

$$\text{I положение} = \text{Ж.С.}_{ABCD} = \text{Ж.С.}_{.I} + \text{Ж.С.}_{.III},$$

$$\text{II положение Ж.С.} = \text{Ж.С.}_{.A_1B_1C_1D_1} + \text{Ж.С.}_{.III}.$$

Теперь можно найти изменение живой силы (изм. Ж.С.) выделенного объема ABCD за время Δt

$$\text{Изм. Ж.С.} = (\text{Ж.С.}_{.III} + \text{Ж.С.}_{.II}) - (\text{Ж.С.}_{.I} + \text{Ж.С.}_{.III}).$$

Первый двучлен правой части равенства выражает последующее состояние, а второй – начальное состояние.

Произведя вычитание, получаем

$$\text{Изм. Ж.С.} = \text{Ж.С.}_{.II} - \text{Ж.С.}_{.I}, \quad (13)$$

где $\text{Ж.С.}_{.I} = m_1 v_1^2/2$ (14)

$$\text{Ж.С.}_{.II} = m_2 v_2^2/2.$$

Здесь m_1 – масса объема W_1 , а m_2 – масса объема W_{II} , причем

$$m_1 = \gamma/g W_1 = \gamma/g Q \Delta t;$$

$$m_2 = \gamma/g W_{11} = \gamma/g Q \Delta t.$$

Видно, что m_1 и m_2 равны (это получается из уравнения неразрывности). Подставив уравнения (12) в уравнение (13) и введя значения m_1 и m_2 , получим

$$\text{Изм. Ж.С.} = \gamma/g Q (v_2^2/2 - v_1^2/2) \Delta t. \quad (15)$$

Определим теперь работу всех сил, под влиянием которых произошло перемещение рассматриваемого объема, Работа силы тяжести при перемещении выделенного объема из положения $ABCD$ в положение $A_1B_1C_1D_1$ равна работе сила тяжести при перемещении объема W_I в положение W_{II} . Это становится понятным, если учесть, что перемещение объем W_{III} за время Δt равно нулю, поэтому и работа для этого объема оказывается равной нулю. Таким образом, получим

$$R_1 = \gamma/g Q \Delta t \Delta y, \quad (16)$$

где Δy – проекция указанного выше перемещения на вертикальную ось y . Из рисунка 2 видно, что

$$\Delta y = y_1 - y_2.$$

Ординаты y_1 и y_2 центров тяжести соответственно объемов W_I и W_{II} определим через отметки свободной поверхности ξ_1 и ξ_2 в сечениях I и II и значения глубины погружения центров тяжести a_1 и a_2 , т.е. напишем:

$$y_1 = \xi_1 - a_1 ;$$

$$y_2 = \xi_2 - a_2.$$

Разность этих величин получится в виде

$$\Delta y = (\xi_1 - \xi_2) - (a_1 - a_2).$$

Подставляя последнее соотношение в формулу (16), получим окончательное выражение работы силы тяжести:

$$R_1 = \gamma Q \Delta t (\xi_1 - \xi_2) - \gamma Q \Delta t (a_1 - a_2) \quad (17)$$

Теперь напишем соотношение для работы гидродинамического давления

$$R_2 = p_1 \omega_1 \Delta s_1 - p_2 \omega_2 \Delta s.$$

Произведения $p_1\omega_1$ и $p_2\omega_2$ показывают, что эти силы давления противоположно направлены и действуют на площадь поперечного сечения потока ω_1 и ω_2 ; через p_1 и p_2 обозначены величины давления в центрах тяжести указанных сечений; Δs_1 и Δs_2 - перемещения за время Δt . Учитывая, что $\Delta s = v\Delta t$, запишем

$$R_2 = p_1 \omega_1 v_1 \Delta t - p_2 \omega_2 v_2 \Delta t.$$

Вводя в это равенство расход воды $Q = \omega_1 v_1 = \omega_2 v_2$, получим

$$R_2 = Q (p_1 - p_2) \Delta t. \quad (18)$$

Для нахождения p_1 и p_2 воспользуемся известным из гидростатики уравнением распределения давления по глубине потока

$$p_1 = p_0 + \gamma a_1,$$

$$p_2 = p_0 + \gamma a_2.$$

Тогда

$$p_1 - p_2 = \gamma (a_1 - a_2).$$

Окончательно получаем следующее выражение работы сил давления:

$$R_2 = \gamma Q (a_1 - a_2) \Delta t. \quad (19)$$

Найдем работу силы сопротивления R_3 . Запишем ее выражение следующим образом:

$$R_3 = T \Delta s_{\text{ср.}}, \quad (20)$$

где T – сила сопротивления, $\Delta s_{\text{ср.}}$ – среднее перемещение, определяемое по соотношению

$$\Delta s_{\text{ср.}} = v_{\text{ср.}} \Delta t = Q / \omega_{\text{ср.}} \Delta t \quad (21)$$

здесь $\omega_{\text{ср.}}$ – средняя площадь поперечного сечения, определяемое как среднее арифметическое площадей начального и конечного поперечных сечений выделенного объема $ABCD$, т.е.

$$\omega_{\text{ср.}} = 1/2 (\omega_1 + \omega_2).$$

Учитывая, что поток является турбулентным, определим величину T следующим образом:

$$T = -\kappa_n \chi_{cp} \Delta x v_{cp}^2 \quad (22)$$

здесь κ_n – коэффициент пропорциональности для неравномерного движения, $\chi_{cp} \Delta x$ – поверхность трения (χ_{cp} - средний смоченный периметр, Δx – длина выделенного объема).

Как известно,

$$v_{cp} = Q/\omega_{cp}.$$

Теперь для работы сил трения напишем

$$R_3 = -\kappa_n \chi_{cp} \Delta x v_{cp}^2 Q/\omega_{cp} \Delta t. \quad (23)$$

Введем средний гидравлический радиус потока на рассматриваемом участке

$$\omega_{cp}/\chi_{cp} = R_{cp}.$$

По аналогии с равномерным движением принимаем следующее выражение коэффициента пропорциональности κ_n :

$$\kappa_n = \gamma/C_n^2. \quad (24)$$

Здесь C_n – коэффициент Шези для неравномерного движения, однако, значения C коэффициента Шези для равномерного и неравномерного движения принимаются одинаковыми, т.е. $C = C_n$, поэтому можно написать

$$\kappa_n = \gamma/C^2. \quad (25)$$

Приходим к такому равенству:

$$R_3 = -\gamma Q \Delta t v_{cp}^2 / C^2 R_{cp} \Delta x. \quad (26)$$

где размерность величины $v_{cp}^2 / C^2 R_{cp} \Delta x$ получаем в метрах и которую обозначим специальным символом Δh_W , т.е. положим

$$\Delta h_W = v_{cp}^2 / C^2 R_{cp} \Delta x. \quad (27)$$

Значение Δh_W называют потерей напора потока на пути Δx . Теперь будем иметь следующее выражение работы сил сопротивления:

$$R_3 = -\gamma Q \Delta t \Delta h_W. \quad (28)$$

Переходим к составлению уравнения живых сил. Левую часть уравнения образует выражение (15), а правую – сумма величин R_1, R_2, R_3 .

$$\text{Изм. Ж.С.} = \gamma Q (v^2_2/2g - v^2_1/2g) \Delta t . \quad (29)$$

Составим уравнение живых сил

$$\gamma Q (v^2_2/2g - v^2_1/2g) \Delta t = \gamma Q \Delta t (\xi_1 - \xi_2) - \gamma Q \Delta t (\alpha_1 - \alpha_2) + \gamma Q \Delta t (\alpha_1 - \alpha_2) - \gamma Q \Delta t \Delta h_w . \quad (30)$$

Представив значение $(v^2_2/2g - v^2_1/2g) = \Delta (v^2/2g)$ и разделив уравнение (30) на $\gamma Q \Delta t$ получаем

$$\Delta (v^2/2g) = -\Delta \xi - \Delta h_w , \quad (31)$$

Где $\Delta = \xi_2 - \xi_1$

Разделив уравнение (31) на длину выделенной части потока Δx

$$\frac{\Delta \left(\frac{v^2}{2g} \right)}{\Delta x} = \frac{\Delta \xi}{\Delta x} - \frac{\Delta h_w}{\Delta x} . \quad (32)$$

Данное уравнение является уравнением неравномерного движения в форме конечных разностей. Если Δx стремится к бесконечно малой величине, то можем принять $\Delta x \rightarrow dx$ и придем к дифференциальному уравнению:

$$\frac{d}{dx} \left(\frac{v^2}{2g} \right) = -\frac{d\xi}{dx} - \frac{dh_w}{dx} . \quad (33)$$

Первый член правой части уравнения выражает уклон свободной поверхности I

$$I = -\frac{d\xi}{dx} . \quad (34)$$

Учитывая выше приведенное уравнение (27), запишем это уравнение в дифференциальной форме

$$\frac{dh_w}{dx} = \frac{v^2_{cp.}}{C^2 R^2} . \quad (35)$$

Индекс «ср.» опущен, так как при $\Delta x \rightarrow dx$ величина $R_{cp.}$ совпадает с R . В уравнении (35) $v_{cp.}$ выражает среднюю скорость в поперечном сечении потока.

Подставив равенство (33) в (35), напишем уравнение неравно-мерного движения:

$$I = \frac{d}{dx} \left(\frac{v_{cp}^2}{2g} \right) + \frac{v_{cp}^2}{C^2 R}.$$

Сравнивая полученное уравнение с уравнением равномерного движения, видим, что оно отличается на величину изменения живой силы по длине потока, т.е. $d/dx = (v_{cp}^2/2g)$. При равномерном движении $dv/dx = 0$, поэтому и указанный член в уравнении равномерного движения равен нулю.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ УРАВНЕНИЯ НЕРАВНОМЕРНОГО ДВИЖЕНИЯ ОТКРЫТОГО ПОТОКА

2.1. Удельная энергия сечения и критическая глубина

В дальнейшем будет встречаться понятие нормальной глубины потока. Нормальной глубиной (h_0) называется такая глубина, при которой поток имеет равномерный режим, т.е. поверхностный уклон потока I равен уклону дна i ($I = i$).

При замедленном течении кривая свободной поверхности носит название кривой подпора: глубина возрастает в направлении течения, а поверхностный уклон меньше уклона дна ($I < i$).

При ускорении течения ($I > i$) кривая свободной поверхности называется кривой спада, глубина потока убывает вдоль течения.

Примеры замедленного и ускоренного течения изображены на рис. 3.

Используя уравнение Бернулли, и введя следующие обозначения:

$$E = \alpha v_{cp}^2/2g + p/\gamma + y. \quad (36)$$

Очевидно, что указанное уравнение запишется в виде

$$E_2 = E_1 - \Delta h_w, \quad (37)$$

или
$$E_2 - E_1 + \Delta h_w = 0,$$

где E_1 и E_2 – средняя удельная энергия потока в первом и втором сечениях.

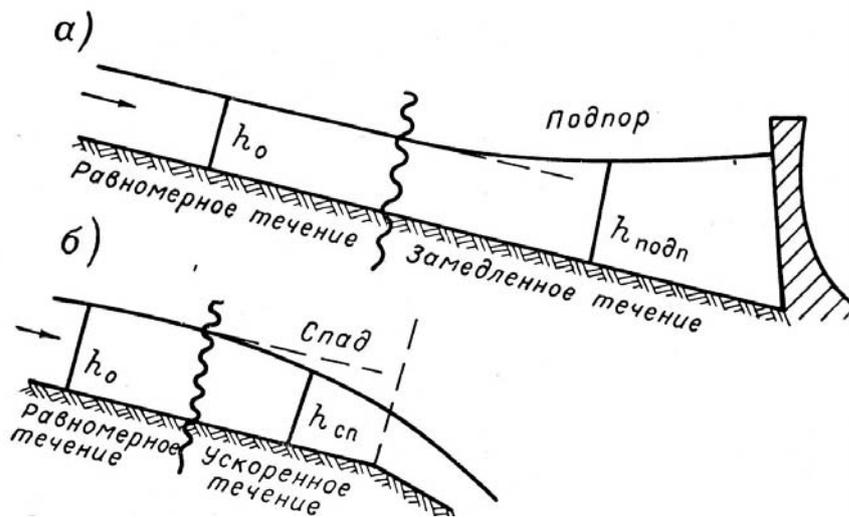


Рис. 3. Примеры кривой подпора (а) и кривой спада (б)

Из уравнения (37) видно, что удельная энергия потока всегда уменьшается вниз по течению за счет потерь на сопротивление, которое равно потерям напора. В гидромеханике при оценке сопротивлений имеют в виду потери энергии.

Запишем удельную энергию потока таким образом:

$$E = y + p_0/\gamma + h + \alpha v_{cp}^2/2g. \quad (38)$$

где $p = p_0/\gamma + h\gamma$, а h – наибольшая глубина потока в сечении, откуда (см. рис. 3)

$$p/\gamma = p_0/\gamma + h.$$

Сумма последних двух членов уравнения (38) определяет удельную энергию сечения (Э).

$$\mathcal{E} = h + \alpha v_{cp}^2/2g. \quad (39)$$

где $h = \mathcal{E}_n$ (потенциальная энергия сечения), а $\alpha v_{cp}^2/2g = \mathcal{E}_k$ (кинетическая энергию сечения), поэтому можно записать: $\mathcal{E} = \mathcal{E}_n + \mathcal{E}_k$ так как при равномерном режиме движения потока и глубина, и средняя скорость потока есть величины постоянные, то значит полная удельная энергия сечения также не изменяется вдоль потока, т.е. $\mathcal{E} = \text{const}$.

Учитывая, что $v_{cp} = Q/\omega$, получим

$$\mathcal{E} = h + \alpha Q^2/2g \cdot 1/\omega^2 . \quad (40)$$

Если мы имеем дело с установившимся движением, то

$$\alpha Q^2/2g = \text{const}.$$

Построим график величины \mathcal{E} как функции глубины h .

Чтобы найти экстремальное значение функции $\mathcal{E}(h)$ по уравнению (40), надо продифференцировать функцию и приравнять ее нулю.

Находим производную

$$\frac{d\mathcal{E}}{dh} = 1 + \frac{\alpha Q^2}{2g} \left(-\frac{2}{\omega^3} \right) \frac{d\omega}{dh} , \quad (41)$$

где $d\omega/dh = B$ (см. рис. 4).

Для минимального значения функции приравняем ее к нулю

$$\frac{d\mathcal{E}}{dh} = 1 - \frac{\alpha Q^2}{g} \cdot \frac{B}{\omega^3} = 0 . \quad (42)$$

Так как в нижней точке мы имеем минимум

$$\omega^3/B = \alpha Q^2/g . \quad (43)$$

По полученной формуле для русла любого поперечного сечения можно найти глубину, при которой удельная энергия сечения имеет минимум и называется критической глубиной (h_k); эта величина показана на рис. 5.

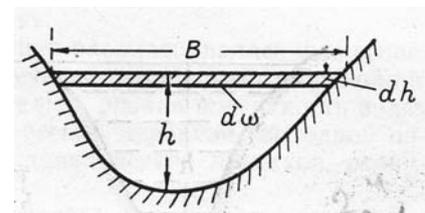


Рис. 4

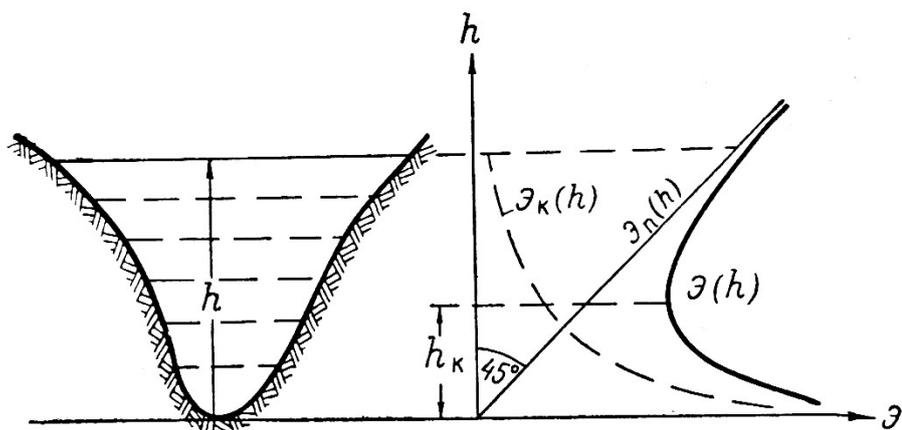


Рис. 5. График удельной энергии сечения потока

2.2. Спокойное и бурное течение. Критическое состояние потока

При равномерном режиме и разных уклонах дна заданный расход будет проходить при различном заполнении русла и будут иметь различные соотношения между величинами потенциальной и кинетической энергии.

При прохождении потока при минимуме удельной энергии сечение называется критическим. Если при критическом состоянии поток имеет равномерный режим, то его уклон и глубина будут критическими, а нормальная глубина потока будет равна критической глубине. Критическое состояние потока разграничивает два режима течения: спокойный и бурный.

Если поток имеет уклон дна $i < i_k$, то его нормальная глубина $h_0 > h_k$, режим течения спокойный; если $i = i_k$, то $h_0 = h_k$ – состояние потока критическое, при $i > i_k$ $h_0 < h_k$ – течение бурное.

Спокойный режим потока обладает большей потенциальной энергией, чем бурный, и наоборот. При бурном режиме течения запас

потенциальной энергии относительно мал, а запас кинетической энергии значителен.

Спокойное течение потока характеризуется спокойным обтеканием препятствий и сравнительно ровной поверхностью воды. Бурное течение имеет весьма неровную свободную поверхность, наличие гидравлических прыжков, возникающих перед препятствием.

У равномерного потока, имеющего критическое состояние, уклон свободной поверхности I равен уклону дна, т.е. $I = i_k$. В то же время $\alpha \frac{d}{dx} \left(\frac{v^2}{2g} \right) = 0$. На основании уравнения неравномерного движения для рассматриваемого частного случая имеем

$$i_k = \frac{v_{2k}}{C_{2k}^2 R_k} = \frac{Q_{2k}^2}{C_{2k}^2 \omega_{2k}^2 R_k}, \quad (44)$$

где все величины отвечают критическому режиму и поэтому помечены индексом «к».

Значения критического расхода определяем по формуле (43), согласно которой

$$Q_{2k}^2 = \frac{g \omega_k^3}{\alpha B_k}. \quad (45)$$

Подставляя значение (45) в равенство (44) и учитывая выражение гидравлического радиуса R , получим следующее выражение для критического уклона:

$$i_k = \frac{g \chi_k}{\alpha C_{2k}^2 B_k}, \quad (46)$$

где χ – смоченный периметр.

Найдем критерий, разделяющий спокойный и бурный режимы течения.

Запишем формулу (44) в виде:

$$\frac{\alpha}{g} \cdot \frac{B}{\omega} \cdot \frac{Q^2}{\omega^2} = 1.$$

Подставим вместо $Q^2/\omega^2 = v_{cp.}^2$, а вместо $\omega/B = H_{cp.}$, тогда имеем

$$\frac{\alpha v_{cp.}^2}{gH} = 1. \quad (47)$$

Левая часть этого равенства есть число Фруда, записанное с коррективом α . Если принять $\alpha \approx 1$, то будем иметь обычную запись числа Фруда (Fr). Итак, получили, что при $Fr = 1$ поток в критическом состоянии, а при $Fr < 1$ в спокойном режиме, при $Fr > 1$ бурный режим течения потока.

Преобразуем уравнение неравномерного движения следующим образом:

$$\alpha \frac{d}{dx} \left(\frac{v_{cp.}^2}{2g} \right) = I - \frac{v_{cp.}^2}{C^2 R}. \quad (48)$$

Рассмотрим призматическое русло с постоянным уклоном. В данном случае изменение площади живого сечения потока обусловлено изменением глубины потока вдоль оси x , что связано с неравномерностью режима: наличием кривой подпора или спада.

Выразим уклон свободной поверхности I через уклон дна и производную глубины по x (рис. 6); пусть отметка свободной поверхности ξ выражается равенством $\xi = \xi_d + h$, где ξ_d – отметка дна.

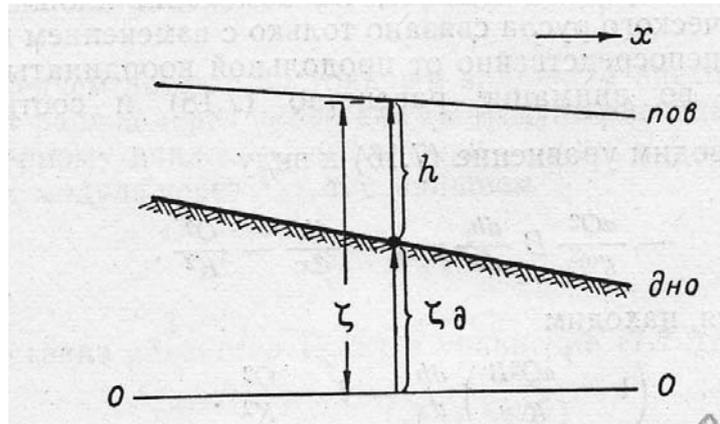


Рис 6. Призматическое русло с постоянным уклоном дна

Уклон поверхности воды при этом определяется следующим образом:

$$I = -\frac{d\xi}{dx} = -\frac{d}{dx}(\xi_{\text{д}} + h)$$

или

$$I = \iota - \frac{dh}{dx}, \quad (49)$$

где уклон дна

$$\iota = -\frac{d\xi_{\text{д}}}{dx}.$$

Преобразуем первый член уравнения (47)

$$\alpha \frac{d}{dx} \left(\frac{v^2_{\text{ср.}}}{2g} \right) = \frac{\alpha v^2_{\text{ср.}}}{g} \cdot \frac{dv^2_{\text{ср.}}}{dx}.$$

Учитывая, что $Q = \text{const}$, и выражая скорость через частное расхода и площади поперечного сечения ω , запишем

$$\alpha \frac{d}{dx} \left(\frac{v^2_{\text{ср.}}}{2g} \right) = \frac{\alpha Q}{g\omega} \cdot \frac{d}{dx} \left(\frac{Q}{\omega} \right) = \frac{\alpha Q^2}{g\omega} \cdot \left(-\frac{1}{\omega^2} \cdot \frac{d\omega}{dx} \right) = -\frac{\alpha Q^2}{g\omega^3} \cdot \frac{d\omega}{dx}$$

Уравнение (48) приводим к виду

$$-\frac{\alpha Q^2}{g\omega^3} \cdot \frac{d\omega}{dx} = \iota - \frac{dh}{dx} - \frac{Q^2}{C^2 \omega^2 R}. \quad (50)$$

Вводим понятие модуля расхода (K), определяемый равенством

$$K = C\omega \sqrt{R}. \quad (51)$$

Однако для призматического русла производная площади сечения потока по длине может быть представлена в виде

$$\frac{d\omega}{dx} = \frac{d\omega}{dh} \cdot \frac{dh}{dx}. \quad (52)$$

Отметим, что при любой форме русла

$$\frac{d\omega}{dx} = \frac{\partial \omega}{\partial h} \cdot \frac{dh}{dx} + \frac{\partial \omega}{\partial x},$$

для призматического русла $\frac{\partial \omega}{\partial x} = 0$. Поэтому получаем выражение (52),

которое показывает, что изменение площади сечения призматического русла связано только с изменением глубины и не зависит непосредственно от продольной координаты x .

Принимая во внимание равенство (52) и соотношение $\frac{d\omega}{dh} = B$, приводим уравнение (50) к виду

$$-\frac{\alpha Q^2}{g\omega} B \frac{dh}{dx} = \iota - \frac{dh}{dx} - \frac{Q^2}{K^2}.$$

Преобразуя, находим

$$\left(1 - \frac{\alpha Q^2 B}{g\omega^3}\right) \frac{dh}{dx} = \iota - \frac{Q^2}{K^2}. \quad (53)$$

Тогда уравнение установившегося неравномерного движения потока в призматическом русле:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{1 - \frac{Q^2}{K^2}}{1 - \frac{\alpha Q^2 B}{g \omega^3}}. \quad (54)$$

2.3. Формы свободной поверхности потока при неравномерном движении жидкости

Рассмотрим формы кривых свободной поверхности потоков при неравномерном движении жидкости в призматическом русле. Воспользуемся уравнением (54), а также будем пользоваться уравнением производной удельной энергии, записанным в виде

$$\frac{\partial \mathcal{E}}{\partial h} = 1 - \frac{\alpha Q^2 B}{g \omega^3}. \quad (55)$$

Замечаем, что выражение (55) имеет знаменатель уравнения (54). Составим таблицу алгебраических знаков знаменателя уравнения (54) (табл. 1.).

Таблица 1

Знаки (\pm) производной удельной энергии и знаменателя правой части уравнения неравномерного движения в призматическом русле (2.54) и (2.59)

Глубина потока h	Состояние потока	Знак производной $\frac{\partial \mathcal{E}}{\partial h}$	Знак знаменателя уравнения
$h > h_k$	Спокойное	+	+
$h = h_k$	Критическое	0	0
$h < h_k$	Бурное	-	-

Исследуем поток с постоянным заданным расходом Q . Выразим этот расход через уклон дна i и модуль расхода, отвечающий равномерному движению потока при заданном расходе (обозначим этот модуль через K_0), т.е. запишем

$$Q = K_0 \sqrt{i}. \quad (56)$$

Подставив равенство (56) в уравнение (54), получим

$$\frac{dh}{dx} = \frac{i \left[1 - \left(\frac{K_0}{K} \right)^2 \right]}{1 - \frac{\alpha B i K^2_0}{g \omega^3}}. \quad (57)$$

В знаменатель этого уравнения надо ввести модуль расхода, отвечающий состоянию потока при неравномерном режиме. В связи с этим преобразуем второй член знаменателя следующим образом:

$$\frac{\alpha B i K^2_0}{g \omega^3} = \frac{\alpha B i K^2_0 C^2}{g \frac{\omega}{\chi} \omega^2 C^2 \chi} = \frac{\alpha B C^2 i K^2_0}{g R \omega^2 C^2 \chi} = \frac{\alpha B C^2 i K^2_0}{g \chi K^2}.$$

Введем обозначение

$$\frac{\alpha B C^2 i}{g \chi} = j.$$

Теперь можно написать

$$\frac{dh}{dx} = i \frac{1 - \left(\frac{K_0}{K} \right)^2}{1 - j \left(\frac{K_0}{K} \right)^2}. \quad (58)$$

Умножая числитель и знаменатель на K^2 , получим следующий вид уравнения:

$$\frac{dh}{dx} = i \frac{K^2 - K_0^2}{K^2 - jK_0^2}. \quad (59)$$

Поскольку знаменатель уравнения умножен на положительную величину, правило знаков знаменателя не меняется и отвечает таблице 1.

Проанализируем движение потока с прямым уклоном дна ($i > 0$). Здесь мы встретимся с тремя случаями.

Первый случай. Нормальная глубина больше критической ($h_0 > h_k$) (рис. 7). Имеем три зоны: a , b и c .

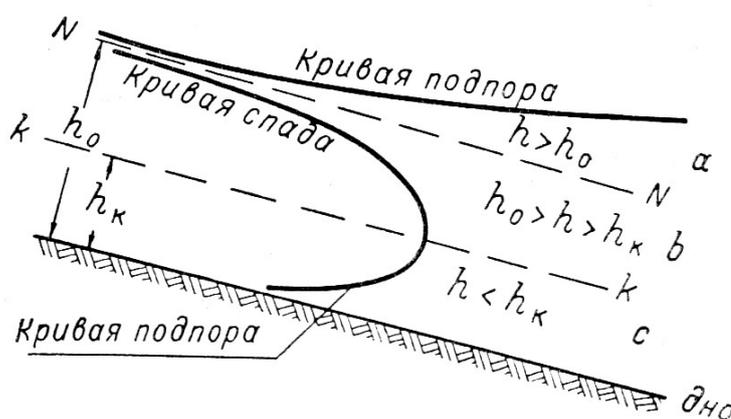


Рис. 7. Формы кривых свободной поверхности при прямом уклоне дна ($i > 0$) и $h_0 > h_k$.

Зона а. Глубина потока $h > h_0$, течение спокойное. Знаменатель уравнения (59) положительный, так как $h > h_0 > h_k$ (см. табл. 1). Числитель уравнения также положительный, потому что $h > h_0$ и $K > K_0$. Уклон дна i положительный. Таким образом, и производная $\frac{dh}{dx} > 0$, т. е. положительна. Следовательно, глубина вдоль потока растет (имеем кривую подпора). Результат произведенного анализа сведем в табл. 2.

Таблица 2

Исследование форм кривых свободной поверхности. Прямой уклон дна ($i > 0$).

Случай	h_0	Зона	Глубина	Знак (\pm)				Состояние потока
				Знамен. Табл. 2.1	Числитель	Дроби	$\frac{dh}{dx}$	
1	$h_0 > h_k$	а	$h < h_0$	+	+	+	+	Подпор Спад Подпор
	$h_0 > h_k$	в	$h_k < h < h_0$	+	- -	- +	- +	
	$h_0 > h_k$	с	$h < h_k$	-				
2	$h_0 > h_k$	а	$h > h_k$	+	+	+	+	Подпор Спад Подпор
	$h_0 > h_k$	в	$h_0 > h > h_k$	- -	+	- +	- +	
	$h_0 < h_k$	с	$h < h_0$		-			

Изучим теперь форму водной поверхности, относящейся к данному случаю. Если h стремится к h_0 (будем писать $h \rightarrow h_0$), то и $K \rightarrow K_0$, знаменатель положительный, числитель уравнения (59) и величина $\frac{dh}{dx} \rightarrow 0$.

Таким образом, глубина, начиная от некоторой точки, становится практически неизменной, а уклон водной поверхности приближается к уклону дна, кривая свободной поверхности асимптотически приближается к линии NN . Указанная точка отвечает месту выклинивания подпора. При очень больших значениях h получаем очень большие значения K , по сравнению с которыми K_0 и $j K_0$ оказываются слишком малы. Дробь правой части уравнения (59) становится равной единице и $\frac{dh}{dx} = i$, т.е. глубина изменяется в соответствии с уклоном дна. Таким образом, в

нижней части кривая асимптотически приближается к горизонтальной прямой (рис. 7) зона *a*.

Зона *b*. В ней $h_k < h < h_0$. Смотрим табл. 2. Знаменатель уравнения (59) положителен, так как $h > h_k$. Однако $h < h_0$, в связи с чем и $K < K_0$, поэтому числитель уравнения отрицателен (кривая спада).

Проанализируем форму этой кривой. При $h \rightarrow h_0$, $K \rightarrow K_0$ числитель превращается в ноль и кривая стремится к линии *NN*. При $h = h_0$ знаменатель равен нулю, а поэтому $dh/dx = \infty$. Кривая подходит по нормали к линии *kk*. Изобразим эту кривую на рис. 7. В зоне *b* кривая спада, приближаясь к линии *kk*, увеличивает свою кривизну и в точке пересечения с этой линией оканчивается водопадом.

Зона *c*. Здесь $h < h_k$. Знаменатель уравнения (59), отрицателен. Вся дробь положительна и уклон дна *i* положителен, поэтому $dh/dx > 0$, т.е. глубина вдоль потока растет, имеет место кривая подпора (см. табл. 2). Изучим форму этой кривой. При $h = h_k$ $\frac{\partial \mathcal{E}}{\partial h} = 0$ (т.е. знаменатель равен 0), вся дробь равна ∞ , поэтому и $dh/dx = \infty$; таким образом, кривая свободной поверхности подходит под прямым углом к линии *kk*. При $h \rightarrow 0$ $K \rightarrow 0$. Подставляем это значение *K* в уравнение (2.59) получим

$$\frac{dh}{dx} = i \frac{0 - K^2_0}{0 - jK^2_0} = i \frac{-K^2_0}{-jK^2_0} = \frac{i}{j}.$$

Определили, что производная dh/dx равна некоторой положительной величине. Получаем вогнутую кривую подпора, изображенную на рис. 7 в зоне *c*. Эта кривая заканчивается гидравлическим прыжком (в точке пересечения с линией *kk*).

Второй случай. Как и в первом случае, уклон дна i положителен, однако нормальная глубина меньше критической, т.е. $h < h_k$ (рис. 8)

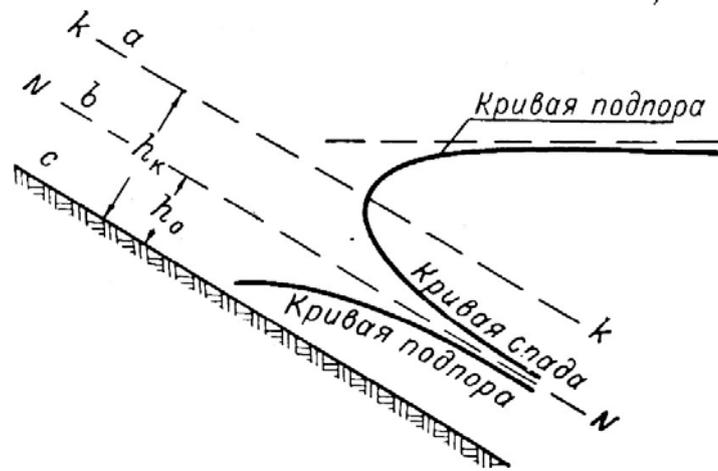


Рис. 8. Формы кривых свободной поверхности при прямом уклоне дна
($i > 0$) и $h_0 < h_k$

Зона а. В этой зоне $h > h_k > h_0$. Посмотрим табл. 2: знаменатель исследуемого уравнения положителен, глубина $h > h_0$, поэтому $K > K_0$, числитель положителен; получим положительную дробь $dh/dx > 0$. Глубина вдоль оси x возрастает (имеем кривую подпора).

Изучим форму свободной поверхности. При больших значениях h получаем большие значения K , по сравнению с которыми K_0 оказывается малой величиной, поэтому дробь уравнения (59) стремится к единице, а dh/dx стремится к i . Таким образом, при очень больших h кривая свободной поверхности стремится к горизонтальной линии. При $h = h_k$ дробь равна ∞ , так как знаменатель равен 0 (см. табл. 1), а вместе с тем $dh/dx = \infty$. Кривая пересекает линию $кк$ под прямым углом (рис. 8). Эта кривая начинается с гидравлического прыжка.

Зона b. Здесь $h_k > h > h_0$. Заполним табл. 2.2: знаменатель уравнения отрицателен, а числитель положителен (так как $h > h_0$ и $K > K_0$). Дробь отрицательна (имеем кривую спада). Тогда форма свободной поверхности

при $h = h_{кр}$. $dh/dx \rightarrow \infty$, пересекает линию kk под прямым углом, а при $h \rightarrow h_0$ $dh/dx \rightarrow 0$, поэтому кривая свободной поверхности асимптотически приближается к линии NN (см. рис. 8). Началом кривой спада в зоне в является водопад.

Зона с. $h < h_0 < h_{кр}$. Заполним табл. 2: знаменатель уравнения (59) отрицателен. Величина $h < h_0$, $K < K_0$, поэтому и числитель отрицателен. Вся дробь получается положительной, т.е. $dh/dx > 0$. Таким образом, имеем кривую подпора. Изучим форму этой кривой. При $h \rightarrow 0$ и $K \rightarrow 0$, поэтому

$$\frac{dh}{dx} = i \frac{0 - K^2_0}{0 - jK^2_0} = i \frac{-K^2_0}{-jK^2_0} = \frac{i}{j}.$$

Таким образом, dh/dx равно положительному конечному числу i/j . Кривая подходит к линии дна под некоторым углом. При $h \rightarrow h_0$, $K \rightarrow K_0$ и $dh/dx \rightarrow 0$, т.е. кривая асимптотически приближается к линии NN (см. рис. 8). Такая форма кривой подпора наблюдается при истечении изпод щита в русло с уклоном, больше критического.

Третий случай. Нормальная глубина равна критической, т.е. $h_0 = h_{кр}$ (рис. 9). Зона b отсутствует. Имеем только зоны a и c . Исследуем сначала зону a , в которой $h > h_0$, $h > h_{кр}$; знаменатель уравнения (59) положителен (см. табл.2.1) ; так как $h > h_0$, числитель положителен, значит, и вся дробь положительна, т.е. $dh/dx > 0$. Глубина возрастает вдоль потока и имеет место кривая подпора (см. табл. 2).

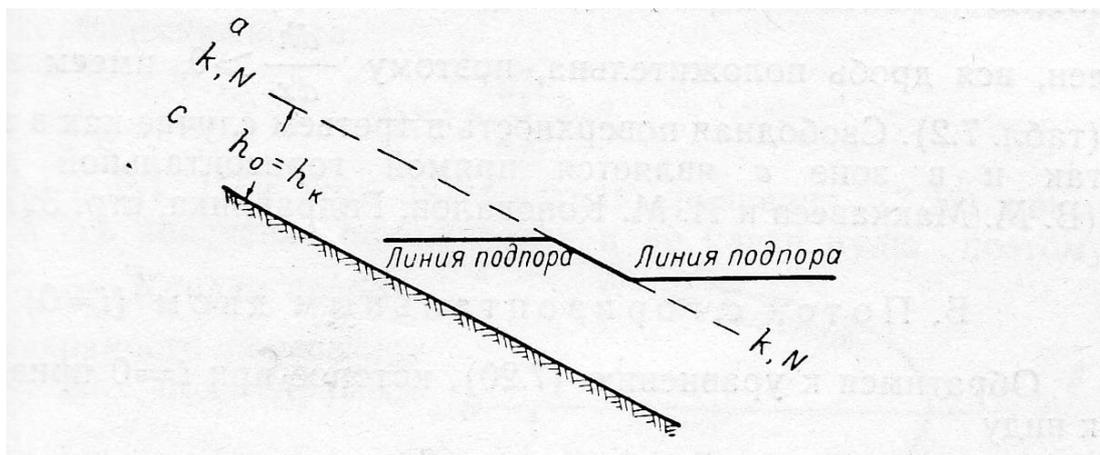


Рис. 9. Формы свободной поверхности при прямом уклоне дна ($i > 0$) и $h_0 = h_k$.

Зона *с*. соответствует условию $h < h_0$ и $h < h_k$. В этом случае знаменатель уравнения отрицателен (см. табл. 1), числитель отрицателен вся дробь положительна, поэтому $dh/dx > 0$, имеем подпор (табл. 2). Свободная поверхность в третьем случае как в зоне *а*, так и в зоне *с* является прямой горизонтальной линией.

2.4. Неравномерное течение в реках и методы расчета свободной поверхности

Ранее указывалось, что неравномерный режим течения является характерным для речных потоков, русло которых отличается значительными изменениями поперечных сечений и уклонов дна по длине. Поэтому короткие участки рек, как правило, изучаются с учетом зависимостей, учитывающих неравномерность течения в реках.

В отношении больших участков рек, где просматриваются чередования уменьшений и увеличений поперечных сечений русел течение в них может рассматриваться как равномерное. К категории неравномерных течений относят обычно случаи односторонних изменений по длине потока скорости течения, средней глубины, площади

сечения и уклона. Такие односторонние изменения наблюдаются в зоне влияния плотины, где имеет место явное замедление течения, а свободная поверхность принимает форму кривой подпора. То же явление образования подпора имеет место на реке при ее слиянии с другим потоком, по которому проходит паводок, или при ее впадении в водоем, в период повышенного уровня в нем. Ускоренное течение с формированием кривой спада наблюдается на реке, впадающей в водоем, уровни в котором оказались ниже. Кривая спада образуется на реке в период паводка, если она впадает в реку на участке, находящейся ниже регулирующего сток водохранилища.

Задачами расчета неравномерного движения речных потоков являются построение кривых свободной поверхности, по которым легко определяются все необходимые величины, характеризующие гидравлику потока на любом профиле в пределах расчетного участка реки. Построение кривых свободной поверхности является основой гидравлических расчетов неравномерного движения. Так как ширина русел рек всегда значительно больше, чем их глубина, поэтому в гидравлических уравнениях гидравлический радиус R заменяется средней глубиной потока H_{cp} .

Уравнение неравномерного движения речного потока имеет вид

$$I = \frac{d}{dx} \left(\frac{\alpha v^2_{cp}}{2g} \right) + \frac{v^2_{cp}}{C^2 H_{cp}}. \quad (60)$$

Уклон водной поверхности I можно выразить через разность отметок $\Delta\xi$ водной поверхности в двух створах, находящихся на расстоянии Δx друг от друга

$$I = -\Delta\xi/\Delta x.$$

Тогда уравнение неравномерного движения для участка реки длиной Δx приобретает вид

$$-\Delta\xi = \alpha/2g\Delta(v_{\text{cp.}}^2) + v_{\text{cp.}}^2/C^2H_{\text{cp.}} \cdot \Delta x. \quad (61)$$

Предполагается, что последний член уравнения учитывает как линейные (по длине), так и местные потери напора (при сужениях и расширениях русел рек). Считается, что все эти потери учитываются путем использования соответствующих значений коэффициента шероховатости n в формуле Маннинга

$$C = 1/n \cdot H_{\text{cp.}}^{1/6}. \quad (62)$$

В таблице значений для n , составленной М.Ф. Срибным, приближенно учитываются именно линейные и местные сопротивления по характеристике русла реки, степени его неровности, извилистости и др. При составлении этой таблицы величины n вычислялись по гидравлической формуле по данным измерений уклона, расхода и площади поперечного сечения реки, ее ширины, средней глубины русла. Получение различных значений n для различных видов русел обнаруживает влияние на сопротивление потока, как шероховатости дна русла, так и особенностей его формы, которые учитываются не всегда полно.

Если в расчетах применяются значения n , полученные по данным непосредственных измерений, используемых в формуле

$$n = H_{\text{cp.}}^{2/3} I^{1/2} / v_{\text{cp.}}. \quad (63)$$

то можно быть уверенным, что для подобных расчетных условий (при незначительных различиях) будут учтены достаточно достоверно как линейные, так и местные потери напора.

При построении кривых свободной поверхности участок по уравнению неравномерного движения Δx принимается достаточно большим, выражающимся для крупных рек километрами или даже десятками километров. Эти участки называются расчетными участками. На протяжении расчетных участков имеет место заметное, а иногда и значительное изменение отметок свободной поверхности. В то же время относительное изменение живой силы оказывается незначительным даже в условиях неравномерного движения. Поэтому при построении кривых свободной поверхности речных потоков изменением живой силы пренебрегают, а уравнение движения записывают следующим образом:

$$I = v_{\text{ср.}}/C^2 H_{\text{ср.}}, \quad (64)$$

или

$$I = Q^2/K^2, \quad (65)$$

где K – модуль расхода, определяемый формулой

$$K = \omega_{\text{ср.}} C_{\text{ср.}} \sqrt{R},$$

в которой $\omega_{\text{ср.}}$, $C_{\text{ср.}}$, $H_{\text{ср.}}$ – средние значения площади поперечного сечения, коэффициента Шези и глубины на участке реки длиной Δx .

Уравнение (65) совпадает с уравнением равномерного движения, может также отражать характер неравномерного течения в потоке и может быть применено для построения кривых подпора и спада. Однако, если примем в нем $Q = \text{const}$ (как это делается при построении кривых свободной поверхности в случае установившегося режима), получаем следующую взаимосвязь между уклоном свободной поверхности I и модулем расхода K :

$$I K^2 = Q^2 = \text{const.}$$

Для случая равномерного режима течения величины I и K могут быть помечены индексом «0», так как являются величинами нормальными и при этом $I = i$ (i есть уклон дна). Очевидно, это будет предельный случай.

При неравномерном режиме в зоне подпора K всегда больше, чем K_0 , поэтому $I < I_0$. Удаляясь, например, вверх от плотины, будем получать все меньшие значения K , а значит, величина I будет возрастать до тех пор, пока на определенном расстоянии от плотины уклон I не совпадет с I_0 , т.е. течение станет равномерным. Уравнение (65) используется как основное в практике построения кривых свободной поверхности речных потоков. Следует отметить, что в особых случаях используется полное уравнение неравномерного движения (61), в котором учитывается изменение кинетической энергии по длине потока $\left[\frac{\alpha}{2g} \Delta(v^2_{cp.}) \right]$.

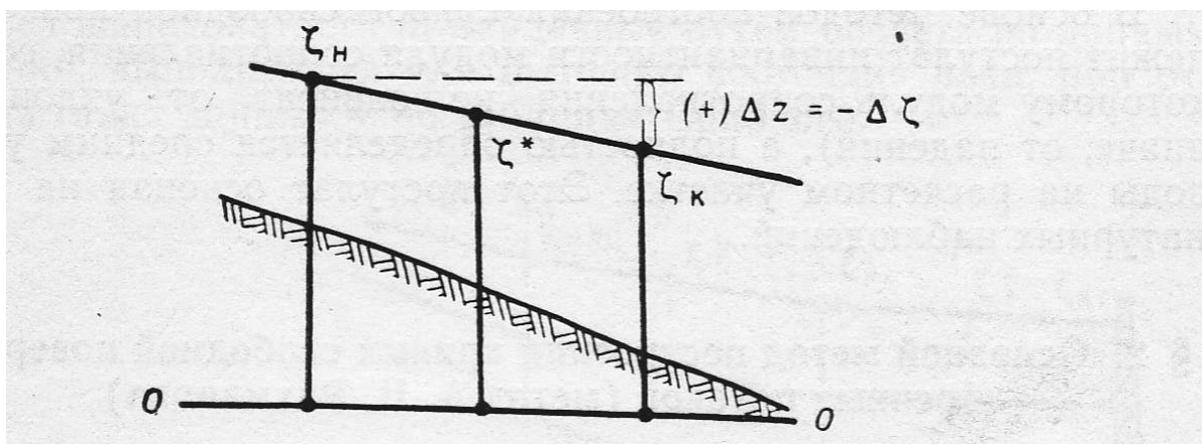


Рис. 10 Определение среднего уровня воды на расчетном участке

Уклон свободной поверхности может быть выражен как через разность отметок $\Delta\xi$, так и через падение свободной поверхности Δz , которое принимается положительным при снижении уровня по длине реки. Таким образом, можно написать

$$\Delta z = -\Delta\xi = \xi_n - \xi_k, \quad (66)$$

где ξ_n – отметка свободной поверхности в начале расчетного участка длиной Δx , ξ_k – то же в конце участка.

Формулу (65) можно записать следующим образом:

$$\Delta z = \Delta x / K^2 \cdot Q^2, \quad (67)$$

или

$$\Delta z = F Q^2. \quad (68)$$

Это основная расчетная формула, используемая для построения кривых свободной поверхности рек. В ней принято

$$F = \Delta x / K^2, \quad (69)$$

где F – модуль сопротивления, являющийся функцией среднего уровня на расчетном участке реки длиной Δx . Средний уровень на участке, обозначим ξ^* (рис. 10), который вычисляется по формуле

$$\xi^* = 1/2 (\xi_n + \xi_k), \quad (70)$$

или

$$\xi^* = \xi_n + \Delta z / 2. \quad (71)$$

Уровень в начале участка определяется следующим образом:

$$\xi_n = \xi_k + \Delta z. \quad (72)$$

В основе методов построения кривой свободной поверхности лежит постулат инвариантности модуля сопротивления, согласно которому модуль сопротивления не зависит от уклона (или от Δz), а полностью определяется средним уровнем поверхности уровня на расчетном участке. Этот постулат основан на данных натуральных наблюдений.

3. НЕУСТАНОВИВШЕЕСЯ ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РУСЛАХ РЕК

3.1. Основные понятия и основное уравнение

Движение жидкости при котором скорость в точке изменяется по времени называется неустановившимся. Проявление такого движения выражается в руслах рек различным образом. Для незарегулированных рек основным видом неустановившегося движения являются паводки. Для зарегулированных рек характерны волны попусков, возникающие в результате сбросов воды в нижний бьеф для различных целей. Наиболее характерными видами неустановившегося движения в реках является *волны перемещения*, которые переносят в направлении движения потока большое количество воды и значительно изменяют расход потока по сравнению с первоначальным.

Мгновенный профиль волны перемещения характеризуется сильной растянутостью вдоль потока и соответственно малой кривизной волны. Элементы потока – расход воды, скорость течения, глубина потока и уклон волны – изменяются очень медленно. Поэтому неустановившееся движение, обусловленное волной перемещения, называется *медленно изменяющимся неустановившимся движением*.

В данной работе рассматривается именно такой вид неустановившегося движения. Волна перемещения может быть положительной, если происходит повышение уровня воды, и отрицательной, если происходит понижение уровня. Положительные и отрицательные волны, перемещающиеся вниз по течению, называются *прямой волной*, а перемещающиеся вверх по течению – *обратной волной*. Прямая положительная волна, переносящая увеличение расхода воды, обычно называют *волной наполнения*. Обратную положительную волну, возникающую при закрытии затворов водосбросов или для остановки

турбин, называют *волной подпора*. Эта волна переносит вверх по течению реки уменьшение расхода воды. Прямую отрицательную волну называют *волной отлива*, которая возникает в верхнем бьефе при открытии затворов и вызывает увеличение расходов выше по течению реки.

Передний край перемещающийся (вверх или вниз) волны называют *фронтом волны*, а основную ее часть – *телом волны*. Положительные волны обычно имеют более крутой фронт, а отрицательные – более пологий. При прохождении фронта волны изменение гидравлических характеристик потока происходит относительно быстро, а в пределах тела волны медленно. Скорость распространения волны, в частности фронта, называют *волновой скоростью*. Однако необходимо отметить, что не всякая волна поводья распространяется с волновой скоростью, так как на нее, кроме гидравлических параметров, влияют также и условия ее существования при прохождении по руслу и пойме, что приводит к уменьшению скорости перемещения действительного фронта. С другой стороны, происходит подпитывание волны боковыми притоками, пополняющими объем волны на протяжении всего или части ее тела.

При теоретическом исследовании неустановившегося движения в качестве основных уравнений используются динамические уравнения движения и уравнение неразрывности, причем потери на трение учитываются той же зависимостью, что и при равномерном движении.

Динамическое уравнение имеет вид:

$$I = \frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} + \frac{v^2}{C^2 R}, \quad (73)$$

где I – уклон свободной поверхности, v – средняя скорость по сечению, t – время, C – коэффициент Шези, R – гидравлический радиус, α_0 и α – коррективы, учитывающие распределение скоростей в поперечном сечении потока.

Это уравнение отличается от уравнения неравномерного движения потока тем, что в нем есть величины $\frac{\alpha_0}{g} \times \frac{\partial v}{\partial t}$, учитывающие изменение скорости течения по времени, т.е. инерцию водных масс, обусловленную именно неустановившимся характером движения. В решениях очень часто принимают $\alpha_0 \approx \alpha$, но чаще принимают $\alpha_0 = 1$.

Уклон I можно выразить через уклон дна i и частную производную глубины по продольной оси x

$$I = i - \frac{\partial H}{\partial x} \quad (74)$$

Введем в уравнение (73) расход Q , модуль расхода $K = C \omega \sqrt{R}$

учтем выражение (74), тогда получим уравнение неустановившегося движения в виде:

$$i - \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} + \frac{Q^2}{K^2}. \quad (75)$$

При решении задач о неустановившемся движении используется уравнение неразрывности, составленное для всего потока:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = -B \frac{\partial \xi}{\partial t}. \quad (76)$$

Производная, содержащаяся в правой части уравнения, учитывает изменение уровня ξ во времени. Приращение уровня, умноженное на ширину потока B , равно приращению площади поперечного сечения \square , получим:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0. \quad (77)$$

Для случая широкого прямоугольного русла постоянной ширины в уравнения (75) и (76) можно ввести погонный расход $q = Hv$, получим следующую формулу:

$$i - \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} + \frac{q^2}{C^2 H^3} \quad (78)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial(vH)}{\partial x} = 0.$$

Эта система уравнений, называемая иногда уравнениями Сен-Венана, принимается за основу в ряде решений теоретических и практических задач о неустановившемся движении жидкости в широких призматических руслах.

3.2. Распространение длинных волн при малых подъемах уровня в призматическом русле

Решение данной задачи предложил В.М. Маккавеев, который схематизировал процесс распространения длинных волн в призматическом русле и рассматривал его как широкое, прямолинейное и прямоугольное.

Предположим, что первоначально в таком русле существует неравномерное, но установившееся движение потока, описываемого следующим уравнением:

$$\frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} - \iota + \frac{\partial H_0}{\partial x} + \frac{v_0^2}{C^2 H_0} = 0. \quad (79)$$

Индексом «0» помечены величины, характеризующие установившееся движение в рассматриваемом потоке.

Под влиянием добавочного расхода, поступающего через верхний створ изучаемого участка реки, возникает неустановившееся движение, которое характеризуется изменяющимися по времени и по длине участка скоростями $V(t, x)$ и глубинами $H(t, x)$. Учитывая, что величины $V(t, x)$ и $H(t, x)$ на всем участке и во все время существования неустановившегося движения несущественно отличается от величин $V_0(x)$ и $H_0(x)$, производим в первом и последнем членах уравнения (79) замену этих величин выше указанными.

$$\frac{\alpha}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} - i + \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{v^2}{C^2 H} = 0. \quad (80)$$

Тогда, основное динамическое уравнение неустановившегося движения будет иметь вид

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \frac{\partial(v^2)}{\partial x} - i + \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{v^2}{C^2 H} = 0. \quad (81)$$

Вычитая уравнение (80) из (81), получим

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial(H - H_0)}{\partial x} = 0. \quad (82)$$

Величина производной $\frac{\partial V}{\partial t}$ не изменится, если от функции V , содержащейся под знаком производной, отнять величину v_0 , независимую от времени, поэтому можем написать

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial(V - v_0)}{\partial t} + \frac{\partial(H - H_0)}{\partial x} = 0. \quad (83)$$

Введем понятие добавочной скорости v и добавочного подъема уровня ξ , которые являются следствием возмущения первоначально установившегося потока и приводят к приобретению им характера неустановившегося потока. Эти добавочные величины выражаются следующими разностями:

$$v = V - v_0, \quad \xi = H - H_0. \quad (84)$$

Так как уравнение (83) относится к добавочным величинам скорости и уровня и поэтому может быть записана так:

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial \xi}{\partial x} = 0. \quad (85)$$

Получением этого уравнение В.М. Маккавеев показал, что неустановившееся движение можно разложить на неравномерное установившееся движение и накладывающееся на него волновое движение.

Используя, в решении, одновременно, с динамическим уравнением (85) и уравнение неразрывности, записываемое для добавочных величин в виде

$$\frac{\partial(Hv)}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0. \quad (86)$$

При больших глубинах и малых скоростях добавочного движения можно считать, что уравнение неразрывности (86) можно записать

$$H \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0. \quad (87)$$

Выражения (86) и (87), составляющие систему уравнений, В.М. Маккавеев преобразует и вводит некоторую величину $c^2 = gH$, переходит к новым независимым переменным x_1 и x_2 , которые связаны с прежним аргументом x следующим образом:

$$x_1 = x - c t, \quad x_2 = x + c t. \quad (88)$$

В конечном итоге В.М. Маккавеев получает уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x_2} \right) = 0. \quad (89)$$

Интегрирование уравнения по x_2 , а затем по x_1 позволяет получить

$$\xi = F(x_1) + f(x_2), \quad (90)$$

где $F(x_1)$ и $f(x_2)$ – произвольные функции от x_1 и x_2 .

Введение в уравнения (85) и (87) переменных x_1 и x_2 и подстановка в них значения ξ , полученного по формуле (90) и дальнейшие преобразования приводят к:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial x_2} &= -\frac{c}{H} \cdot \frac{\partial}{\partial x_2} [f(x_2)], \\ \frac{\partial v}{\partial x_1} &= \frac{c}{H} \cdot \frac{\partial}{\partial x_1} [F(x_1)]. \end{aligned} \quad (91)$$

Тогда полный дифференциал скорости v

$$dv = \frac{\partial v}{\partial x_1} dx_1 + \frac{\partial v}{\partial x_2} dx_2.$$

Подставляя сюда значения производных по уравнению (91) и выполнив интегрирование, получим

$$v = \frac{c}{H} F(x_1) - \frac{c}{H} f(x_2) + C_*$$

где C_* – произвольная постоянная интегрирования. При отсутствии волнового движения волновая скорость $v = 0$, поэтому постоянная C_* также равна нулю. Решение принимает вид

$$v = \frac{c}{H} F(x_1) - \frac{c}{H} f(x_2). \quad (92)$$

Если теперь последовательно приравнять первый и второй члены правой части уравнения (90) приравнять нулю, то будем иметь два уравнения мгновенных профилей свободной поверхности (мгновенных профилей волны):

$$\xi = F(x_1); \quad \xi = f(x_2). \quad (93)$$

Уравнение (93) показывают, что переменные x_1 и x_2 зависят от времени и являются подвижными координатами. Проследим за перемещением некоторой фиксированной точки, например, x_2 . Возьмем точку, отвечающую условию постоянства возвышения уровня ξ над положением невозмущенной поверхности.

Очевидно, что $\xi = F(x_1) = \text{const}$ может иметь место только при

$$x_1 = \text{const}. \quad (94)$$

Дифференцируя равенство (94) и учитывая (2.88), получим

$$dx_1 = dx - c dt = 0.$$

Отсюда находим

$$dx/dt = c. \quad (95)$$

Рассуждая также в отношении функции $f(x_2)$ получим равенство

$$dx/dt = -c. \quad (96)$$

Равенство (95) определяет перемещение прямой волны, распространяющейся со скоростью c относительно неподвижной оси x .

Равенство (96) определяет перемещение обратной волны,

распространяющейся со скоростью c в сторону отрицательных значений оси x . Уравнение (90) показывает, что простое суммирование подъемов перемещающихся в противоположенных направлениях волн даст подъем интерферированной волны; при этом величина волновой скорости v определяется формулой (92). Волновая скорость v определяет перенос водных масс волновым движением, а c определяет скорость распространения волны.

Абсолютная величина скорости распространения волн выражается формулой $c = \sqrt{gH}$, где c – фазовая скорость волны, так как с этой скоростью происходит перемещение фазы волны, ее фронта, с фиксированными значениями ξ во всех ее точках. Это положение относится только к нетрансформируемым волнам.

Если при теоретическом исследовании распространения длинных волн не ограничиваться случаем весьма малых возмущений ξ , то формула скорости c принимает иной вид, и вместо величины H будет содержать сумму $H + \xi$.

В этом случае оказывается, что чем больше возвышение ξ в некоторой фиксированной точке волны, тем быстрее перемещается эта точка. Таким образом, различные точки волны перемещаются с различными скоростями, что приводит к трансформации волны при ее движении. Видно, что трансформация определяется внутренним для волн фактором; внешние же факторы могут вызвать не только изменение интенсивности трансформации, но и изменение ее характера.

3.3. Расчет неустановившегося движения методом мгновенных режимов

Разработка основ метода мгновенных режимов принадлежит Н.М. Бернадскому, а применительно к случаю неустановившегося движения А.В. Караушеву.

Не останавливаясь детально на методе мгновенных режимов в трактовке различных авторов, рассмотрим лишь общую схему. Поскольку расчет ведется с применением конечных разностей, метод не предусматривает решения таких задач, которые связаны с продвижением фронта волны. Однако если нарушения, обусловленные продвижением фронта волны незначительны, то можно применять этот метод, как приближенный.

В основе метода лежат следующие два уравнения: уравнение неразрывности в виде

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = -\frac{\partial \omega}{\partial t} \quad (97)$$

и динамическое уравнение, которое записывается в простом виде, не включающем инерционные члены, обусловленные изменением скорости во времени $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)$ и в пространстве $\left(v \frac{\partial v}{\partial x}\right)$. Принимается, что эти члены при рассматриваемом виде неустановившегося медленно изменяющегося движения пренебрежимо малы. Используемое в решении динамическое уравнение имеет вид

$$I = Q^2/K^2. \quad (98)$$

Здесь, как и ранее, через I обозначен уклон свободной поверхности, а через K – расходная характеристика, причем

$$K = \omega C \sqrt{H}.$$

Выражая уклон через отношение падения Δz к длине участка реки Δx и решая уравнение (98) относительно расхода, получаем

$$Q = \pm \sqrt{\frac{|\Delta z|}{F}}. \quad (99)$$

Модуль сопротивления F , определяется формулой $F = \Delta x/K^2$. В формуле (99) содержится абсолютная величина падения $|\Delta z|$. Знак расхода (\pm) определяется знаком падения: если падение $\Delta z > 0$, то расход Q

положителен (знак +), если $\Delta z < 0$, то Q отрицателен. Падение является положительным, если в направлении оси x , совпадающей с направлением течения реки, уровень ξ снижается. Если уклон свободной поверхности повышается вдоль x , падение будет отрицательным и в этом случае расход Q окажется направленным в сторону отрицательных значений оси x . Последний случай отвечает перемещению обратной положительной волны. Для упрощения записи формул введем обозначения

$$\eta = 1/\sqrt{F}. \quad (100)$$

Тогда формула (99) приобретает вид

$$Q = \pm \eta \sqrt{|\Delta Z|}. \quad (101)$$

Часть реки, для которой предполагается выполнить расчет неустановившегося движения, делится поперечниками $i, i + 1, i + 2$, и т. д. (см. рис. 11) на расчетные участки $j, j + 1, j + 2$ и т. д. одинаковой длины Δx . Ось x располагается вдоль динамической оси потока. Среднии линии участков на рисунке показана пунктирными линиями. Номера этих поперечников совпадают с номерами участков. Исходные данные для расчета величин Q и ξ , относящиеся к начальному поперечнику i_0 , задаются в виде графиков или таблиц функций $Q_0(t)$ и $\xi_0(t)$. Для средних профилей всех участков ($j, j + 1, j + 2$ и т. д.) вычисляются для разных уровней ξ^* значения площади зеркала участка Ω и величины η по формуле 100.

Величина ξ^* представляет собой средний на участке уровень, равный полусумме уровней в начале и в конце участка. Строятся графики функций $\Omega(\xi^*)$ и $\eta(\xi^*)$. Заметим, что в первом приближении можно принимать $\Omega = B\Delta x$ (где B – средняя ширина участка). При значительной извилистости русла величину Ω лучше находить планиметрированием.

Применим к двум соседним расчетным участкам уравнение неразрывности (97), где аргументом уравнения является время t . Мы

будем фиксировать состояние потока по равным интервалам времени Δt . Поэтому, представляя указанное уравнение в форме конечных разностей, напишем для j -го и для $j + 1$ участков:

$$(Q_{i,k} - Q_{i-1,k})_j \Delta t = - \Delta t V_{j,k} \quad (101)$$

$$(Q_{i+1,k} - Q_{i,k})_{j+1} \Delta t = - \Delta t V_{j+1,k},$$

где индекс « k » указывает момент времени (t_k) и соответствует номеру интервала Δt , для которого производится вычисление. Величина $\Delta t V_{j,k}$ выражает изменение во времени объема воды в пределах участка j , происходящее за интервал Δt . Например, можно записать

$$\Delta_t V_{j,k} = \Delta_t \omega_{j,k} \Delta x.$$

Изменение объема воды на участке обуславливает соответствующее изменение среднего уровня, обозначаемое через $\Delta_t \xi^*$. Для участков j и $j + 1$ для интервала k записываем

$$\Delta t \xi^*_{j,k} = \Delta t V_{j,k} / \Omega_{j,k}, \quad (102)$$

$$\Delta t \xi^*_{j+1,k} = \Delta t V_{j+1,k} / \Omega_{j+1,k}.$$

Именно на эти величины к концу k -го интервала на рассматриваемых участках изменяются средние уровни, обозначаемые через ξ^* . Поскольку конец данного интервала Δt совпадает с началом следующего мы вправе написать

$$\xi^*_{j,k+1} = \xi^*_{j,k} + \Delta t \xi^*_{j,k}; \quad (103)$$

$$\xi^*_{j+1,k+1} = \xi^*_{j+1,k} + \Delta t \xi^*_{j+1,k}.$$

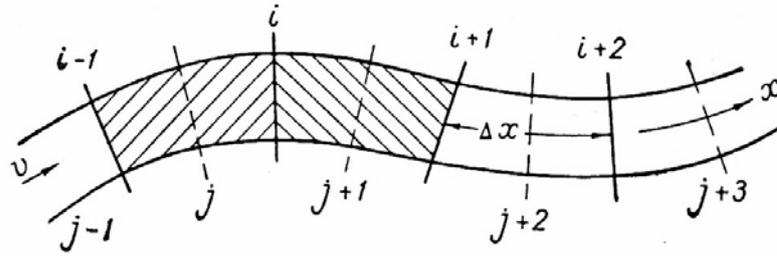


Рис. 11. Нумерация профилей и участков при расчете неустановившегося движения методом мгновенных режимов

Найденные значения уровней для поперечников j и $j+1$, совпадающих с серединами участков j и $j+1$, позволит вычислить между поперечниками падение свободной поверхности, которое определит гидравлику потока на i -ом поперечнике (рис. 11) в интервале времени $k+1$. Поэтому падению приписывают индексы i и $k+1$

$$\Delta z_{i,k+1} = \xi_{j,k+1}^* - \xi_{j+1,k+1}^* \quad (104)$$

Теперь по динамическому уравнению могут быть вычислены значения расходов воды Q , содержащиеся в формулах (101).

Записываем указанное уравнение применительно к соответствующим расчетным участкам и интервалам времени:

для интервала k

$$Q_{i,k} = \pm \eta_{i,k} \sqrt{|\Delta Z_{i,k}|} ; \quad (105)$$

$$Q_{i+1,k} = \pm \eta_{i+1,k} \sqrt{|\Delta Z_{i+1,k}|} , \quad \text{и т.д.}$$

для интервала $k+1$

$$Q_{i,k+1} = \pm \eta_{i,k+1} \sqrt{|\Delta Z_{i,k+1}|} ; \quad (106)$$

$$Q_{i+1,k+1} = \pm \eta_{i+1,k+1} \sqrt{|\Delta Z_{i+1,k+1}|} \quad \text{и т.д.}$$

Вычисления выполняются по интервалам времени Δt последовательно вдоль потока, начиная от начального поперечника, где функция $Q_0(\xi)$ является заданной и поэтому величины Q не вычисляются, а принимаются по графику. Произведя вычисления для всех участков вплоть до конечного, возвращаемся к участку I и выполняем расчет для следующего интервала времени Δt .

Расчет ведется в следующей последовательности: **интервал первый** - вычисляются приращения объема [формулы (101)], приращения уровней по времени - (102); **интервал второй** - средние уровни на участках - (103), падения - (104), расходы - (105), приращения объемов - (101), приращения уровней по времени - (102); **интервал третий** - средние уровни на участках, и т.д.

Для первого интервала времени на входном створе расчетного участка I , как указано выше, принимается значение расхода по таблице начального створа, а для всех остальных поперечников принимаются расходы, отвечающее установившемуся режиму, имевшему место до начала неустановившегося движения; уровни в начале расчета принимаются равными соответствующим уровням установившегося режима. Рассчитывая дальше, получаем новые значения уровней и расходов. Поиск новых значений происходит от участка к участку, но не более, чем на длину одного расчетного участка Δx за один интервал времени Δt .

Внутри каждого интервала Δt движение принимается неизменным по времени. Для всего рассматриваемого участка реки расчет дает мгновенную картину течения (величины ξ и Q), изменяющуюся скачкообразно при переходе от интервала к интервалу. Указанные обстоятельства определили наименование рассматриваемого метода, как «метода мгновенных режимов».

В результате вычислений указанной выше последовательности, получают таблицу значений Q и ξ для всех участков и всех расчетных интервалов времени. Из этой таблицы производят выборку величин для определенных пунктов, расположенных на реке, и определенных моментов времени.

Расчеты неустановившегося движения, выполняемые как методом характеристик, так и методом мгновенных режимов, отличаются большой трудоемкостью, поэтому они должны проводиться на вычислительных машинах по соответствующим программам.

4. ТЕОРИЯ МЕЛКОЙ ВОДЫ

4.1. Плановое движение потока

При решении многих задач динамики русловых потоков и, в частности, задач о русловых деформациях можно обойтись знанием направлений и величин средних скоростей на вертикалях. Задачи, где поле скоростей речного потока определяется с точностью только до средних скоростей на вертикалях, называются плановыми задачами движения речных потоков. Главной предпосылкой уравнений планового движения служит условие незначительных размеров глубины потока по сравнению с его шириной. Теория, описывающая плановое движение, называется теорией мелкой воды.

Диффуравнения планового движения, содержащие средние скорости на вертикалях, составляются путем интегрирования по вертикали уравнений трехмерного осредненного движения. Последующее интегрирование полученных уравнений трехмерного по плановым координатам позволяет построить плановые линии тока, удовлет-

воряющие заданным граничным условиям, в частности, заданным очертаниям береговых линий. Совокупность плановых линий тока называется планом течения.

Так как береговые линии речного потока лишь очень редко могут быть аппроксимированы прямыми, то система прямоугольных координат применяется в плановых задачах редко. Чаще в этих задачах используется система натуральных криволинейных координат.

4.2. Уравнения планового движения в декартовых координатах

Для получения уравнения планового движения в декартовых координатах проинтегрируем сначала уравнение неразрывности по z в пределах от z_0 до ξ :

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

Будем считать, что координатная плоскость (x, y) расположена параллельно средней поверхности дна и что отклонения отметок дна от этой средней поверхности являются плавными функциями x и y . Высоты точек дна будем обозначать z_0 , высоты свободной поверхности ξ . После интегрирования получим, что вошедшие сюда интегралы представляют собой элементарные расходы по направлениям x и y . Обозначив их через q_x и q_y , напишем это выражение в виде

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0. \quad (107)$$

Это уравнение и представляет собой точное (безо всяких допущений) уравнение неразрывности установившегося планового движения. Уравнение неразрывности для неустановившегося планового движения будет отличаться от (107) добавлением в левую часть производной $\partial \xi / \partial t$.

Введя компоненты средней скорости по вертикали:

$$U = q_x/h, V = q_y/h,$$

можем представить уравнение неразрывности установившегося планового движения в виде

$$\frac{\partial(hU)}{\partial x} + \frac{\partial(hV)}{\partial y} = 0. \quad (108)$$

Интегрирование по оси z уравнения движения

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= gI_x - \frac{\partial \bar{u}' \bar{\omega}'}{\partial z}; \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} &= -gI_y - \frac{\partial \bar{u}' \bar{\omega}'}{\partial z}, \end{aligned}$$

в отличие от интегрирования уравнения неразрывности производится приближенно именно с помощью следующих допущений: 1) считается, что при составлении инерционных членов уравнений планового движения допустимо пренебрегать эффектами неравномерности распределения скоростей по вертикали; 2) сопротивление трения в неравномерном потоке определяется по зависимости, установленной для равномерного движения, – формуле Шези.

Первое из указанных допущений позволяет подставить в конвективные члены, содержащие производные по x и y , компоненты U и V средней скорости по вертикали и полностью отбросить конвективные члены, содержащие производные по z . Используем второе допущение и свяжем величину касательного напряжения на дне τ_0 соотношением

$$\tau_0 = \sqrt{(\tau_{xy})_0^2 + (\tau_{yz})_0^2}. \quad (109)$$

Для компонентов средней скорости действительна аналогичная формула

$$W = q/h = \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (110)$$

где W полная (результатирующая) величина средней скорости на вертикали.

Положив в трехмерных уравнениях движения, в соответствии с условием стационарности движения, производные по t , равными 0, затем

произведя с учетом указанных упрощений почленное интегрирование уравнений по z и разделив результаты на глубину h , получаем:

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = gI_x - g \frac{U^2}{C^2 h} \sqrt{1 + \frac{V^2}{U^2}}; \quad (111)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -gI_y - g \frac{V^2}{C^2 h} \sqrt{1 + \frac{U^2}{V^2}}.$$

Система зависимостей, состоящая из уравнения неразрывности (108) и уравнений движения (111) и представляют собою систему дифференциальных уравнений планового движения, записанную в прямоугольных декартовых координатах. Для определения входящего в уравнение движения коэффициента Шези C можно воспользоваться формулой Маннинга. Входящие в выражения уклонов I_x и I_y – отметки свободной поверхности могут быть представлены суммами отметок дна и глубин

$$\xi = z_0 + h.$$

Таким образом, при известных рельефе дна и коэффициенте шероховатости, три уравнения (108), (111) и приведенное выше достаточны для определения трех неизвестных h , U , V .

4.3. Уравнение планового движения в натуральных координатах

Перейдем к составлению уравнений планового движения в натуральных координатах. Для этого представим себе фрагмент плана течения, т.е. плана участка реки с нанесенными на нем плановыми линиями тока и ортогональными к ним криволинейными поперечниками (рис. 12). Линии тока и ортогональные им поперечники составляют координатную сетку системы плоских натуральных криволинейных координат. Продольная ось этой системы, обозначаемая x , направлена в каждой точке плана течений так же, как вектор средней скорости на данной вертикали, т.е. совпадает с касательной к плановой линии тока. Поперечная ось, которую мы будем обозначать b , совпадает в каждой

точке плана течений с нормалью к плановой линии тока (см. рис. 12). Напомним, что положительным считается направление нормали в сторону выпуклости кривой.

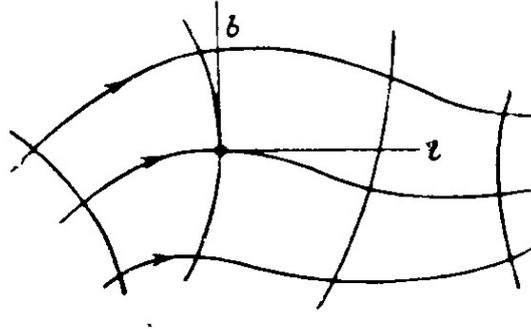


Рис. 12. Система плановых натуральных координат

Рассмотрим на плановой линии тока две бесконечно близкие точки M и M^1 (рис. 13). Углы, составляемые касательными к линии тока в этих точках с осью x исходной декартовой системы координат, обозначим θ_M и θ . Спроектировав вектор элементарного расхода в точке M , будем иметь, согласно уравнению (107)

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_b}{\partial b} = 0. \quad (112).$$

Устремим теперь точку M^1 к точке M . Угол θ будет при этом стремиться к θ_M и производные вошедшие в уравнение (112) примут вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_x}{\partial x} &= \lim_{\theta \rightarrow \theta_M} \frac{\partial}{\partial x} [q \cdot \cos(\theta - \theta_M)] = \frac{\partial q}{\partial x}; \\ \frac{\partial q_b}{\partial b} &= \lim_{\theta \rightarrow \theta_M} \frac{\partial}{\partial b} [q \cdot \sin(\theta - \theta_M)] = \frac{\partial q}{\partial b}. \end{aligned}$$

Перенеся найденные выражения производных в уравнение (112), получим:

$$\frac{\partial q}{\partial x} + q \frac{\partial \theta}{\partial b} = 0. \quad (113)$$

Легко видеть, что производная от угла θ по поперечной координате представляет собой местную кривизну ортогонального поперечника. Введя местный радиус кривизны поперечника r^* , можем написать

$$\frac{\partial \theta}{\partial b} = \frac{1}{r^*}. \quad (114)$$

Перенеся этот результат в уравнение (113) и представив там же элементарный расход в виде произведения средней скорости W на глубину вертикали h , будем иметь:

$$\frac{\partial(Wh)}{\partial x} + \frac{Wh}{r^*} = 0 \quad (115)$$

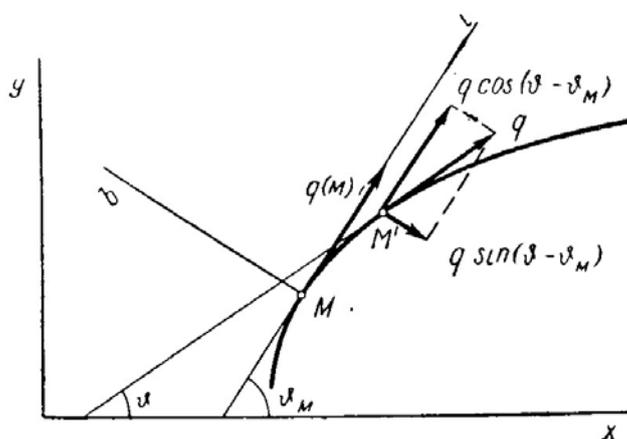


Рис. 13. Переход от декартовых координат к натуральным

Так выглядит уравнение неразрывности планового движения открытого потока, записанное в натуральных координатах. На рис. 16 показана схема, поясняющая эту запись. При значении $r^* < 0$, первый член выражения (115) становится отрицательным, налицо плановое расширение потока. При $r^* > 0$ первый член уравнения положителен – поток в плане сужается. Для перевода в натуральную систему координат уравнения движений положим плоскость сравнения горизонтальной. Уклоны свободной поверхности будут при этом совпадать с производными от высот свободной поверхности по плановым координатам. Средняя

скорость течения получит некоторую компоненту по оси z , но так как она мала, ввиду малости среднего уклона, ею можно пренебречь.

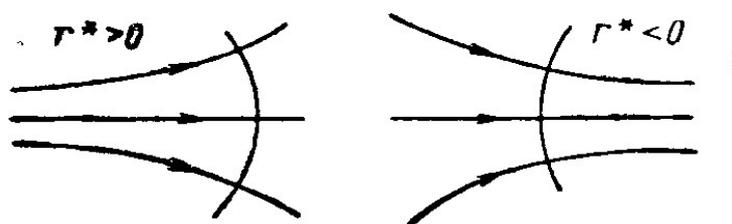


Рис. 14. Расширение и сжатие планового потока

При составлении уравнения движения по продольной натуральной координате достаточно учесть, что в инерционный член и в член трения этого уравнения должна войти величина полной средней скорости W . Инерционный член в уравнении для поперечной координаты выражается центростремительным ускорением $-W^2/r$, где r – местный радиус линии тока (знак минус берется потому, что ускорение направлено обратно радиусу–вектору – в сторону вогнутости линии тока). Член трения в этом уравнении должен отсутствовать, поскольку движения в направлении поперечной натуральной координаты нет. В результате динамические уравнения получают вид:

$$W \frac{\partial w}{\partial x} = gI_x - g \frac{W^2}{C^2 h}; \quad (116)$$

$$\frac{W^2}{r} = gI_b.$$

Система, состоящая из уравнений неразрывности (115) и динамических уравнений (116), впервые была составлена советским ученым Н.М. Бернадским в 1931 г. Сравнивая запись уравнений плановой задачи в натуральных координатах с записью тех же уравнений в декартовых координатах, видим, что число неизвестных при переходе к натуральным координатам увеличилось. Это объясняется тем, что сетка натуральных координат заранее неизвестна – она должна строиться в

процессе решения задачи. Так как число уравнений не изменилось, то при пользовании уравнениями в натуральных координатах глубины потока во всех точках плана течений должны быть заданы. Тогда, решая систему (115), (116), можно найти в каждой из этих точек три величины: W, r, r^* .

5. ПЛАНЫ ТЕЧЕНИЙ

2.5.1. Построение планов течений методом Н.М. Бернадского

Построение планов течений играет большую роль в расчетах русловых деформаций. Поэтому подробно рассмотрим основные методы построения планов течений. Будем рассматривать только спокойные потоки ($Fr < 1$) с безотрывным течением потока.

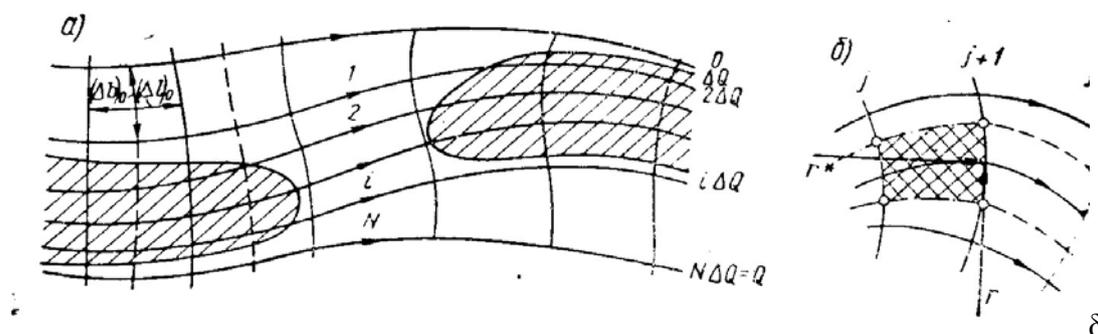


Рис. 15. План течений

а) – линии тока и криволинейные поперечники; б) – смежные клетки плана течений

Пусть у нас есть некоторый участок реки в изобатах (рис. 15). Разделим расход воды Q , проходящий в реке, на N равных частей ΔQ . Задачей расчета будем считать построение линий тока, разбивающих речной поток в плане на N полос, в каждой из которой проходит один и тот же расход воды $\Delta Q = Q / N$. Часть потока, принадлежащего такой полосе,

называется плановой струей. Построение линий тока необходимо вести совместно с построением ортогональных к линиям тока криволинейных поперечников. Область движения, заключенную между двумя соседними поперечниками, назовем поясом. Чем более густой будет сетка линий токов и поперечников, тем детальнее будет картина планового движения, но увлекаться этим не следует, так как весь расчет и уравнения являются приближенными. В практических расчетах число равнорасходных плановых струй N обычно принимается от трех до восьми – десяти. Однако необходимо отметить, что постоянство расхода по длине плановой струи не означает, что между смежными струями нет обмена водой. Так как величина и направление скорости W , входящих в уравнения планового движения, получены путем осреднения скоростей по вертикали, то нельзя исключать возможность того, что осредненные (а не только пульсационные) скорости в отдельных точках вертикалей имеют направления, отличные от направления скорости W . Как мы увидим дальше, различие в направлениях придонных и поверхностных скоростей возникает при всяком изгибе потока. Такое различие в направлениях скоростей может быть обусловлено также силами реакции, приложенными к потоку со стороны элементов донного рельефа (рифелей, гряд, кос и т.д.).

Чтобы привести уравнение движения для продольной координаты – первое уравнение системы (116) – к удобному для расчета виду, разделив все члены уравнения на g и выразим коэффициент Шези, по формуле Маннинга. Перегруппировав члены, получим

$$I_x = \frac{n^2 W^2}{h^{4/3}} + \frac{1}{g} W \frac{\partial W}{\partial x}. \quad (117)$$

Исключим отсюда с помощью уравнения неразрывности (115) производную $\frac{\partial W}{\partial x}$. По выражению (115) получим

$$\frac{\partial W}{\partial x} = -W \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial x} \right). \quad (118)$$

Обозначив

$$\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{r^{***}}, \quad (119)$$

можем переписать (118)

$$\frac{\partial W}{\partial x} = -W \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{r^{***}} \right), \quad (120)$$

где величина $\frac{1}{r^{***}}$ по Бернадскому, кривизна вертикали.

Подставив полученное выражение для производной $\frac{\partial W}{\partial x}$ в уравнение (117)

и присоединив к нему после деления на g второе из уравнений (116), получим уравнения планового движения в окончательном виде

$$I_x = \frac{n^2 W^2}{h^{4/3}} - \frac{W^2}{g} \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{r^{***}} \right), \quad (121)$$

$$I_b = \frac{W^2}{gr}. \quad (122)$$

Н.М. Бернадский, имея в виду принцип Даламбера, назвал эти уравнения *уравнениями продольного и поперечного равновесия*.

При расчетах уравнения (121), (122) представляют в конечных разностях. Рассмотрим с этой целью две смежные клетки плана течений (см. рис. 15). Продольный размер Δx и поперечный размер Δb всех клеток будем считать малыми, так что изменение элементов движения по длине и ширине каждой клетки может быть принятым линейным. Проведя криволинейные оси струй, можем составить следующие приближенные формулы для кривизны поперечника и кривизны вертикали:

$$\frac{1}{r^*} = \frac{1}{\Delta b} \frac{\partial}{\partial x} \Delta b \approx \frac{1}{(\Delta b)_m} \frac{(\Delta b)_{j+1} - (\Delta b)_j}{\Delta x}; \quad (123)$$

$$\frac{1}{r^{***}} = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial x} \approx \frac{1}{h_m} \frac{h_{j+1} - h_j}{\Delta x}. \quad (124)$$

Здесь j обозначает номер поперечников, расстояние x отсчитываются по оси струи, индекс m отмечает средние величины:

$$(\Delta b)_m = \frac{1}{2} [(\Delta b)_j + (\Delta b)_{j+1}]; \quad h_m = \frac{1}{2} (h_j + h_{j+1})$$

Выпишем далее выражения для разностей высот свободной поверхности между четырьмя точками пересечения осей двух смежных струй с двумя смежными поперечниками. Номера струй обозначим через i . Будем иметь следующие четыре разности:

$$\begin{aligned} \delta_i &= \xi(i, j) - \xi(i, j+1); \\ \delta_{i+1} &= \xi(i+1, j) - \xi(i+1, j+1); \\ \varepsilon_j &= \xi(i, j) - \xi(i+1, j); \\ \varepsilon_{j+1} &= \xi(i, j+1) - \xi(i+1, j+1). \end{aligned}$$

Из написанных тождеств вытекает соотношение

$$\frac{\delta_{i+1}}{\delta_i} = 1 + \frac{\varepsilon_{j+1} - \varepsilon_j}{\delta_i}. \quad (125)$$

Величина δ падения свободной поверхности по оси произвольной клетки плана течений может быть найдена с помощью уравнения движения (121)

$$\begin{aligned} \delta &= I_x \Delta x = \left[\frac{n^2 W^2}{h^{4/3}} - \frac{W^2}{g} \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{r^{**}} \right) \right] \Delta x = \\ &= \frac{(\Delta Q)^2}{(\Delta b^2)_m} \left[\frac{n^2}{h^{10/3}} - \frac{1}{gh^2} \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{r^{**}} \right) \right] \Delta x. \end{aligned} \quad (126)$$

Введя отношение продольного и поперечного размеров клетки

$$K = \Delta x / (\Delta b)_m$$

и обозначая для сокращения записей

$$\frac{h^{4/3}}{gn^2} \left(\frac{1}{r^*} + \frac{1}{r^{**}} \right) = \beta,$$

можем представить формулу (149) в виде

$$\delta = (\Delta Q)^2 \frac{k^2}{\Delta x} \frac{n^2}{h^{10/3}} (1 - \beta). \quad (127)$$

Величина ε поперечной разности уровней на произвольном криволинейном поперечнике найдем из динамического уравнения (122)

$$\varepsilon = \frac{(\Delta b)_i + (\Delta b)_{i+1}}{2} \left(\frac{W_i + W_{i+1}}{2} \right) \frac{1}{gr}, \quad (128)$$

где r – радиус линии тока, разграничивающий i -ую и $(i+1)$ -ю струи. Для определения радиуса r следует составить приближенное соотношение типа (123). Так как радиус r должен вычисляться для точки пересечения линии тока с криволинейным поперечником, то при составлении такого соотношения необходимо ввести в рассмотрение длины двух последовательных клеток каждой из двух смежных струй. Расчетное выражение получается хотя и простым, но и громоздким и поэтому не приводится.

Составив разностные уравнения продольного равновесия (127) для двух смежных струй, найдем отношение двух падений свободной поверхности

$$\frac{\delta_{i+1}}{\delta_i} = \left(\frac{k_{i+1}}{k_i} \right)^2 \left(\frac{h_i}{h_{i+1}} \right)^{10/3} \left(\frac{n_{i+1}}{n_i} \right)^2 \frac{(\Delta x)_i}{(\Delta x)_{i+1}} \frac{1 - \beta_{i+1}}{1 - \beta_i}. \quad (129)$$

Исключив отсюда с помощью уравнения (125) величину $\frac{\delta_{u+1}}{\delta_u}$, получим основную расчетную формулу метода Бернадского

$$k_{i+1} = k_i \left(\frac{h_{i+1}}{h_i} \right)^{5/3} \frac{n_i}{n_{i+1}} \sqrt{\frac{(\Delta x)_{i+1}}{(\Delta x)_i} \left(1 + \frac{\varepsilon_{j+1} - \varepsilon_j}{\delta_i} \right) \frac{1 - \beta_{i+1}}{1 - \beta_i}}. \quad (130)$$

Входящие в подкоренное выражение поперечные разности уровней ε должны определяться с помощью разностного уравнения поперечного равновесия (128). Формулу (130), определяющую отношение продольного и поперечного размеров клеток плана течений, Бернадский называл «правилом рисунка».

План течений строится по способу Бернадского путем последовательного перехода от одной клетки к другой. В первом приближении считают кривизну струй, а значит и кривизну поперечников малыми. Изменение глубин по осям струй полагают плавным, что позволяет пренебречь также и кривизной вертикалей. При таких предположениях

подкоренное выражение в формуле (130) делается близким к единице и формулу можно представить в виде

$$k_{i+1} = k_i \left(\frac{h_{i+1}}{h_i} \right)^{5/3} \frac{n_i}{n_{i+1}}.$$

Обычно исходные данные недостаточны для того, чтобы учесть изменение коэффициентов шероховатости по площади небольшого участка русла. Поэтому в практике расчетов приходится принимать $n_i/n_{i+1} \approx 1$. Далее, исключив условие равновесия поперечного равновесия, мы освобождаемся от необходимости рассматривать смежные струи и получаем право сравнивать относительные размеры любых двух клеток данного пояса. Обозначив величины, относящиеся к первой (одной из прибрежных) клетке, индексом 0, а величины, относящиеся к произвольной другой клетке данного пояса, оставляя без индекса, получим расчетную формулу первого приближения в простом виде

$$k = k_0 \left(\frac{h}{h_0} \right)^{5/3}. \quad (131)$$

Порядок расчетов по этой формуле следующий.

1. Назначается первый расчетный поперечник и выбирается длина $(\Delta x)_0$ первой клетки плана течений (рис. 15а). Первый поперечник следует назначать там, где русло прямолинейно и течение параллельно берегам. При этих условиях поперечник может быть назначен прямолинейным.
2. На расстоянии $\frac{(\Delta x)_0}{2}$ от первого поперечника проводится первый вспомогательный поперечник (вспомогательные поперечники показаны на рис. 15,а пунктиром).
3. Выбирается значение отношения k_0 (обычно оно берется равным 2 или 3). Находится ширина $(\Delta b)_0 = 1/k_0 (\Delta x)_0$ и строится первая клетка.
4. Проводится ориентировочная разбивка остальной части первого вспомогательного поперечника на $N - 1$ отрезков, представляющих

ширины Δb плановых струй (N – принятое полное число струй). Разбивка ведется в соответствии с ходом глубин – значения Δb назначаются малыми там, где глубины велики, и большими там, где глубины малы.

5. Определяются глубины h в точках первого вспомогательного поперечника, лежащих в серединах интервалов Δb , и подсчитываются значения $h^{5/3}$.
6. Вычисляются по формуле (131) значения отношения k для всех клеток первого пояса и находятся длины этих клеток $\Delta x = k\Delta b$.
7. Отрезки длиной Δx откладываются по нормали к первому поперечнику в серединах намеченных клеток. Если концы отрезков располагаются на плавной линии, позволяющей провести ортогональные к ней линии тока, переходят к построению клеток следующего пояса. В противном случае ширины клеток исправляются, и значения Δx вычисляются снова. Иногда погрешности, незаметные в начале построений, сказываются дальше – при построении последующих поясов и тогда приходится переделывать всю работу.

После того, как план течений в первом приближении построен, выполняется его проверка на соблюдение условия поперечного равновесия. Такая проверка делается в местах, где на плане первого приближения получена значительная кривизна струй. В этих местах определяются значения радиусов r , r^* и r^{**} и далее значения величин ε , δ и β , входящих в подкоренное выражение формулы (130). Если это выражение оказывается существенно отличающимся от единицы, производится корректировка плана течений. Такая корректировка позволяет получить план течений во втором приближении.

Из изложенного видно, что построение планов течений по методу Н.М. Бернадского достаточно трудоемкое и требует привлечения современных способов расчета.

Рассмотрим менее универсальные, но более простые способы расчета, которые достаточно широко применяются на практике.

5.2. Построение планов течений методом фрагментов

Движение воды на речных перекатах, особенно при низких уровнях, не всегда бывает плавно изменяющимся. Гипотеза плоских сечений и предположение $\frac{\partial I_x}{\partial b} \approx 0$ здесь часто неприменимы и вытекающие отсюда трудности можно преодолеть с помощью *метода фрагментов*.

Общая идея метода такова. План участка в соответствии с рельефом дна разбивается на ряд фрагментов. Границы фрагментов проводятся по гребням русловых форм, где можно ожидать значительных перепадов уровня. Внутри каждого фрагмента гипотеза плоских сечений и допущение $\frac{\partial I_x}{\partial b} \approx 0$ считаются действительными. Таким образом, расчетные поперечники получаются с изломом на границах фрагментов. Весь расчет делится на две последовательные части. Сначала производится распределение расхода реки по намеченным фрагментам, затем расход распределяется по ширине каждого фрагмента по способу плоских сечений (рис. 16).

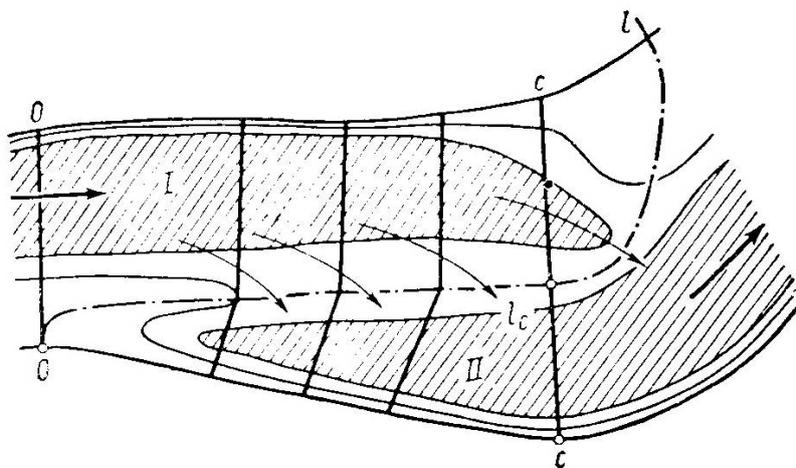


Рис. 16. Фрагменты плана течений на перекате

Простейший пример применения метода фрагментов представляет построение плана течений на разветвленных участках реки. Фрагментами плана течений в этой задаче являются рукава. Последовательность расчета следующая. Сначала с помощью одномерной теории рассчитывается распределение расходов по рукавам. Далее выбирают общее число плановых струй и находят границы этих струй в крайних сечениях, замыкающих участок разветвления сверху и снизу. После этого производится построение планов течений в рукавах. В заключении, линии тока, выходящих из рукавов, соединяются с точками деления потока на струи в замыкающих поперечниках.

6. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ДВИЖЕНИЕ НАНОСОВ

6.1. Движение твердых частиц в потоке

Следует различать два основных вида движения твердых частиц в потоке:

- а) движение частиц, влекомых по дну, - движение донных наносов;
- б) Движение частиц, взвешенных в воде, - движение взвешенных наносов.

Частицы под воздействием потока начинают двигаться, перекачиваться или скользить по дну. При увеличении скорости течения возрастает и действующая по направлению вверх сила; частица отрывается от дна на короткий или длительный промежуток времени и движется скачкообразно. При дальнейшем возрастании скорости длина скачков увеличивается, пока, наконец, частица не начнет двигаться во взвешенном состоянии. Однако на практике мы имеем дело со смесью частиц разной крупности, часть которых движется по дну, а часть перемещается во

взвешенном состоянии. Кроме того, изменяется форма движения частиц в зависимости от гидравлических условий потока, а также крупности частиц, т.е. одна форма движения частиц плавно переходит в другую. Следует различать несколько форм движения донного материала.

Движение отдельных частиц включает начало и первые фазы движения донного материала. Обычно в начале начинают перемещаться мелкие частицы, перекатываясь и скользя по дну, а затем начинают двигаться более крупные.

Общее движение донного материала включает частицы смеси всех размеров, причем масса движущегося материала во всем продольном профиле в любой момент времени приблизительно остается постоянной.

Движение в виде рифелей и гряд (микроформы). При мелком донном материале и небольших скоростях потока на дне могут образовываться рифели в виде песчаных волн, подобных дюнам пустыни, возникающим под действием ветра. Образование такой волны нарушает течение потока, что провоцирует возникновение других волн. Достигнув своей характеристической формы и величины, волна перемещается в направлении течения, и масса донных наносов, проходящая через определенный профиль, изменяется в зависимости от времени (пульсация движения донных наносов). Кроме того, вследствие образования волн увеличивается шероховатость дна и соответственно сопротивление течению, что естественно воздействует на интенсивность движения донных наносов.

Более крупный материал с меньшим объемом мелких частиц обычно образует гряды. В отличие от рифелей (по другой классификации дюн) гряда характеризуется сравнительно большим отношением длины гряды к ее высоте и она перемещается быстрее по направлению течения. Местное движение наносов максимально у фронта гряды, затем оно постепенно уменьшается и почти доходит до нуля в ее подвалье, что является одной из

причин пульсации перехода донных наносов, вследствие чего осложняются измерения параметров потока в естественных и лабораторных условиях.

Выясним, что же это такое - микроформы. По мнению многих исследователей, это такие русловые или лотковые формы, которые возникают в результате многоструйности потока и размеры которых несоизмеримы с размерами руслового потока, а потому они определяют шероховатость дна, потери энергии по длине и расход донных наносов. Микроформы вследствие их малой инерционности подвергаются перестройке в сравнительно короткое время и можно считать, что практически они существуют при установившемся режиме.

Движение в виде ленточных гряд, побочней и осередков (мезоформ). Режим грядообразования в естественных руслах гораздо сложнее, чем в лабораторных условиях. Основными обстоятельствами, усложняющими явление, служат пространственный характер речных русел и колебания потока воды во времени. Пространственность речных русел выражается в изменчивости глубин по ширине и длине потока, в изменчивости ширин и форм поперечных сечений, в криволинейности плановых очертаний русел. Пространственный характер русла имеет своим следствием неравномерное пространственное течение воды. Колебания стока приводят не только к неустановившемуся движению потока, но также и к неустановившемуся режиму донно-грядовых образований. Образование мезоформ обусловливается плановым отклонением течений потока от прямолинейного движения, а также перераспределением скорости по глубине потока.

Мезоформы обладают наименьшей инерционностью и подвергаются перестройке, в основном, в период высоких паводков. При меженном расходе эти русловые образования, в основном, сохраняют свои размеры, которые сопоставимы с размерами русла реки.

6.2. Влияние свойств материала наносов на его движение

Диаметр частиц – одно из основных свойств материала наносов и один из главных параметров во всех уравнениях закономерностей движения наносов. Вместе с удельным весом частиц характерным параметром является ее вес в воде.

Обычно предполагается, что частица имеет приблизительно сферическую форму. Если отклонения от сферической формы значительны, то соответствующий диаметр частицы можно определить как диаметр шара такого же объема, что и частица. Для естественного однородного материала наносов частицу можно схематизировать в виде трехосного эллипсоида, измерить его основные размеры a , b , c и определить соответствующий диаметр из уравнения $d = \sqrt{abc}$.

Аллювий равнинных речных потоков состоит из песков и (реже) мелкого и среднего гравия. Перемещаясь, частицы аллювия постепенно истираются, поперечные размеры их уменьшаются и они приобретают окатанную поверхность. Форма мелких и крупных частиц при этом получается различной. Форма частиц песка и гравия близка к шару или правильному многограннику, частицы гальки имеют плоскую форму.

В составе речных донных отложений в небольшом количестве встречаются и очень мелкие частицы, принадлежащие к пылевой ($d = 0,1 - 0,01$ мм), илистой ($d = 0,01 - 0,001$ мм) и глинистой ($d < 0,001$ мм) фракциями. Эти частицы составляют основную массу перемещаемых реками взвешенных наносов.

Форма частиц. В практике мы имеем дело с естественным материалом, который всегда имеет форму более или менее отличную от шара. Мелкие частицы (особенно суспензированные) имеют неправильную форму. Крупные частицы, особенно те, которые движутся в области

аллювиальных отложений, в результате длительной эрозии округлы и по форме приближаются к шару или эллипсоиду.

Удельный вес частиц. Наряду с крупностью частиц к главным факторам, влияющим на движение наносов, относится удельный вес. Для естественных щебеночно-песчаных смесей не обнаружено больших различий в удельном весе, который колеблется в пределах $\gamma_m = 2,5 - 2,8 \text{ т/м}^3$. Чаще всего приходится пользоваться величиной $\gamma_m = 2,65 \text{ т/м}^3$. В теории движения наносов удельный вес материала обычно принимают как удельный вес под водой (взвешенный грунт) $\gamma_{взв} = \gamma_m - \gamma_v$.

Гранулометрический состав. Материал наносов в естественных условиях никогда не бывает однородным. Он состоит из частиц различных диаметров и образует смесь. Эту смесь можно охарактеризовать гранулометрической кривой, дифференцированной или интегральной. Обе кривые определяют процентное весовое содержание фракций отдельных размеров в смеси.

Если для однородного материала в уравнении движения наносов входит диаметр частицы, для смеси материала возникает проблема его размерной характеристики. В качестве такого принят «эффективный диаметр», т.е. диаметр частиц такого однородного материала, который при равных гидравлических характеристиках дает тот же результат, что и данная смесь. Этот метод используют многие исследователи. Так, Крей рекомендует в качестве эффективного диаметра использовать $d_{50\%}$, т.е. диаметр, который соответствует 50% на расчетной гранулометрической кривой. Эйнштейн указывает, что эта величина колеблется в пределах $d_{35\%} - d_{45\%}$ и рекомендует использовать величину $d_{40\%}$.

Очевидно, что определенная таким образом величина эквивалентного диаметра не является однозначной и не выражает форму гранулометрической кривой. Исследователи начинают вводить новые

параметры, которые должны лучше характеризовать гранулометрический состав.

Крамер ввел понятие модуля однородности материала, который характеризует соотношение мелких и крупных частиц в смеси.

Шоклич приводит другой метод характеристики гранулометрического состава материала одним числом $k = a/b$, где a и b – соответственно площадь верхней и нижней частей гранулометрической кривой.

В общем можно отметить, что гранулометрический состав оказывает значительное воздействие на движение наносов и проявляется в различных формах. Он влияет на подвижность смеси как единого целого. Как будет показано далее, шероховатость русла, образование песчаных дюн и гряд, расположение частиц на дне и т. д. – все эти факторы, существенно влияют на движение донных наносов.

Необходимо отметить, что начало движения отдельных частиц в смеси также зависит от гранулометрического состава. Это и подтвердили результаты лабораторных экспериментов, которые показали, что начало движения донных наносов в смеси наступает при иных критических силах, чем в однородном материале.

Связанность материала. Действительно, на движение наносов оказывает влияние этого фактора, который зависит от гранулометрического состава и химических свойств материала. Наличие илистых и органических частиц способствует склеиванию материала и увеличению сопротивляемости начала движения наносов.

Угол естественного откоса материала также является важным фактором в теории движения наносов. Крупнозернистый материал состоит из частиц определенной величины, и угол его естественного откоса φ довольно большой, поэтому сила, необходимая для опрокидывания частицы, больше, чем у частицы более мелкого материала. Угол

естественного откоса зависит от формы частицы и ее мгновенного положения на дне. Однако еще нет систематических данных о влиянии угла внутреннего трения на изменение критической влекущей силы.

6.3. Влияние гидравлических характеристик потока на движение наносов

Одним из главных факторов, влияющих на движение наносов, является *уклон*. При теоретических разработках поток принимается равномерным, т.е. уклон поверхности равен уклону дна i и тем самым гидравлическому уклону I .

Влияние небольшого уклона на движение донных наносов обычно учитывается произведением γRI , т.е. в виде касательного напряжения. Следовательно, если касательное напряжение постоянно, то небольшое изменение уклона (в определенных пределах) не влияет на движение наносов, что установлено большинством исследователей. При увеличении гидравлического уклона изменяется процесс перемещения наносов.

Влияние глубины воды учитывается таким же произведением γRI , что сказывается на моделировании процессов движения наносов, так как относительная шероховатость d/R в натуре и в лаборатории должна быть примерно одинакова и не превышать значений $1/15$ (по Никурадзе) и $1/25$ (по Шильдсу).

Расход воды и средняя скорость течения являются функцией уклона, гидравлического радиуса и шероховатости дна. С увеличением расхода воды и средней скорости течения возрастают пропускная способность потока и соответственно интенсивность движения наносов. Движение донных наносов зависит от условий течения вблизи дна. В области дна градиент скорости максимальный и его величина зависит от *распределения скоростей*. Частицы одного диаметра, при различных градиентах скорости могут подвергаться действию различных нагрузок

(рис. 17). Это, очевидно, может быть при изменении шероховатости дна или под влиянием поперечной циркуляции.

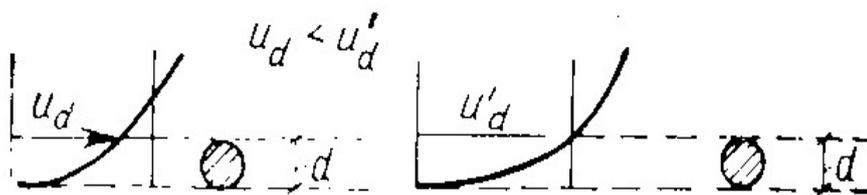


Рис. 17. Схема распределения скоростей движения частиц при различных градиентах

При движении взвешенных наносов на их распределение по вертикали в основном влияет распределение скоростей по вертикали

Свойства движущейся жидкости определяется ее удельным весом и кинематической вязкостью. Удельный вес жидкости влияет на вес наносов под водой. Кинематическая вязкость жидкости ν зависит от типа жидкости и ее температуры.

При движении жидкости происходит процесс перемешивания частиц и воды. Мгновенные величины скорости и ее составляющих (продольной, вертикальной и поперечной) пульсируют около средней величины

$$u = \bar{u} \pm \dot{u},$$

где u – местная величина продольной составляющей скорости;

\bar{u} – осредненная величина этой скорости, равная:

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_0^T u dt,$$

t, T – время;

\dot{u} – мгновенное отклонение от осредненной величины, т.е. пульсационная составляющая скорости.

Изменение пульсационных составляющих скоростей подчиняются единой статистической закономерности – закону нормального

распределения Гаусса, а также могут быть охарактеризованы другими статистическими величинами (коррелятивной временной функцией, спектром вероятности и т. д.).

Так как силы, воздействующие на движение донных наносов, зависят от донных скоростей, в соответствии с пульсацией скоростей будут пульсировать и величины этих сил. Следовательно, интенсивность движения донных наносов и начало их движения будут зависеть от пульсации скоростей, т.е. от турбулентности течения потока. Движение донных наносов при данных средних гидравлических условиях будет постоянным лишь в течение определенного времени. В следующий отрезок времени, достаточно длительный, мгновенные величины массы перемещающегося материала будут пульсировать в соответствии с пульсацией донных скоростей.

Существование турбулентных завихрений наиболее важно в начальный момент движения наносов. Когда же устойчивость частицы нарушена и она приведена в движение, решающее значение имеет не средняя величина влекущей силы, а ее максимальное значение, которое достигается во время пульсации.

Кроме продольной составляющей донной скорости, которая непосредственно воздействует на движение частицы, оказывает влияние также ее вертикальная составляющая, которая способствует отрыву частиц от дна и приводит к скачкообразному движению их в область воздействия продольных сил.

Из изложенного видно, что определение воздействия течения на частицы с помощью средних величин влекущих сил недостаточно. Например, под действием одинакового среднего касательного напряжения в случае неодинакового завихрения можно получить различную интенсивность движения донных наносов. Точно так же при избыточном завихрении течения может начаться движение донных наносов при

различных средних величинах касательного напряжения. Следовательно, турбулентность является важным фактором, воздействующим на движение наносов.

Измерить турбулентность и дать статистическую ее оценку крайне трудно. Поэтому в большинстве работ, рассматривающих движение донных наносов, этот фактор не учитывается даже тогда, когда турбулентность считается определяемой. При исследованиях мы сталкиваемся с двумя параметрами турбулентности: параметр относительной турбулентности K_{II}

$$K_{II} = \sigma_u / \bar{u}$$

и параметр, характеризующий максимальную амплитуду D ,

$$D = \frac{u_{\max} - \bar{u}}{\sigma_u},$$

где σ_u – среднеквадратичное отклонение мгновенной скорости в данной точке;

\bar{u} – осредненная скорость в этой точке;

u_{\max} – максимальная скорость.

Если учитывать пульсацию и в вертикальном направлении, то аналогичные зависимости можно вывести и для вертикальной составляющей скорости u_z , измерить которую значительно сложнее, чем продольную составляющую.

Следует считать важным вопросом изучение турбулентности течения и ее влияние на движение наносов.

Состояние течения. Течение может быть турбулентным или ламинарным. Между этими двумя состояниями имеется сравнительно широкая переходная область. Для характеристики состояния течения используем число Рейнольдса:

$$Re = vR/\nu,$$

где v – средняя скорость течения;

R – гидравлический радиус;

ν – кинематическая вязкость жидкости.

Состояние течения существенно влияет на движение донных наносов. В ламинарном потоке распределение скоростей параболическое, действующие силы пропорциональны скорости в первой степени, преобладает вязкость и исключено воздействие турбулентности.

В турбулентном потоке действующие силы пропорциональны квадрату скорости и влияние турбулентности значительно. В переходной области измерения осложнены влиянием обоих видов течения.

Состояние течения можно охарактеризовать и числом Фруда:

$$Fr = v^2/gh,$$

где v – средняя скорость;

g – ускорение силы тяжести;

h – глубина потока.

Кроме перечисленных факторов, на движение наносов влияет также форма профиля русла, его изменения в продольном направлении, ход и искривление трассы, неравномерность течения в естественных руслах. Часто принимаются параметры, включающие два или более факторов, например:

$\tau = \gamma RI$ – касательное напряжение у дна;

$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ – динамическая скорость;

$Re_d = u^*d/\nu$ – число Рейнольдса по диаметру частиц.

В работах различных авторов нет указаний влияния всех перечисленных факторов на движение наносов, но по их количеству можно установить сложность явления и трудность в определении универсальной, удовлетворяющей всем условиям закономерности движения наносов.

Поэтому одной из главных задач по установлению закономерностей движения наносов – это выяснение степени важности влияния отдельно

действующих факторов, определение их роли и возможности математического описания этого процесса.

7. ТРАНСПОРТИРОВАНИЕ НАНОСОВ

7.1. Общие сведения о речных наносах

Наносами называются твердые частицы различного размера, переносимые водными потоками – ручьями, реками, течениями в водохранилищах, озерах и морях и являющиеся продуктами разрушения горных пород, почв и продуктами органического происхождения. Основную массу речных наносов, наносов береговых зон озер и морей составляют минеральные частицы.

В ручьи и реки твердый материал поступает вместе с водой с поверхности их водосбросных бассейнов, а также в результате размыва берегов и дна русел и пойм. Долина и русла водотоков являются продуктами водной эрозии, которая и в настоящее время проявляет себя весьма интенсивно. Дно речных долин складывается из переработанных рекой наносов, формирующие здесь аккумулятивные образования в виде террас и пойм, а непосредственно в русле – донные рифели и гряды, побочни, перекаты, осередки, бары и другие образования. Динамическое воздействие потока и транспорт наносов обуславливает подвижность указанных русловых образований. Перемещение русловых образований и их трансформация приводят к изменениям очертаний речного русла. Наиболее мощная аккумуляция речных наносов имеет место в устьях рек, где образуются дельты, бары и т.д.

Перемещение наносов в естественных потоках носит прерывистый характер: частицы временами выпадают на дно русла или осаждаются на

поймах, а затем вновь переходят в движение, взвешиваются или перекачиваются и переносятся дальше. Процесс постоянно наблюдающегося взвешивания, передвижения и осаждения наносов определяет деформацию русла. В гидрологии отмечается, что русловые процессы определяются взаимодействием потока и русла реки. Главным содержанием этого взаимодействия является взаимообмен наносами русла и потока, т.е. взмыв и осаждение наносов. Одной стороной взаимодействия является динамика транспорта взвешенных и влекомых наносов, другой – динамика русла и поймы.

Уточним понятия «взвешенных» и «влекомых» наносов. Взвешенными называются наносы, которые переносятся во всей толще потока, где они поддерживаются во взвешенном состоянии восходящими вихревыми (пульсационными) токами. Внутри пульсационных составляющих взвешенные частицы перемещаются вниз со скоростью u , отвечающей их гидравлической крупности, а в продольном направлении они совершают перемещения со скоростью, равной продольной составляющей скорости пульсационных составляющих.

Влекомыми наносами следует называть те частицы, которые перемещаются лишь в придонном слое потока. Крупность их значительна, и восходящие вихревые токи не в состоянии увлечь их в толщу потока. Основными видами движения влекомых наносов являются: скольжение, перекачивание и сальтация – так называют перескакивание частиц в придонном слое. Сальтация является переходным состоянием между взвешиванием и влечением наносов.

Из сказанного видно, что во взвешенном состоянии переносятся более мелкие частицы наносов, а во влекомом состоянии – более крупные, но какой - либо границы между этими состояниями провести нельзя. Это объясняется тем, что в связи с пульсацией скоростей в турбулентном потоке условия взвешивания и донного влечения наносов непрерывно

меняются. Поэтому в составе взвешенных наносов будут находиться и более крупные частицы, в составе влекомых наносов – частицы, характерные для взвешенных наносов. С другой стороны, гидравлика потока (глубина, скорость течения, уклон свободной поверхности и т.д.) изменяется как вдоль русла, так и по его ширине и по времени. Некоторые авторы вместо термина «влекомые наносы» употребляют термин «донные наносы». Для большей точности изложения будем считать, что под донными наносами подразумеваются только те, которые формируют верхний покров речного русла, включая и пойму. Нельзя смешивать понятие донных наносов и речной аллювий; последний является более широким, так как охватывает все отложения наносов, включая и те, которые находятся на значительной глубине и утратили связь с речным потоком.

Гидравлическая крупность – это скорость равномерного падения частиц в неподвижной воде, которую обозначают ω . Чем мельче частицы и чем менее плотный материал их образует, тем медленнее они падают в воду. Чем крупнее и относительно тяжелее частицы, тем быстрее они падают в воду, тем больше их гидравлическая крупность. Существуют два режима падения частиц в воду: ламинарный для частиц с диаметром ($d \leq 0,15$ мм) и прямолинейным медленным падением в воде и турбулентный с диаметром частиц ($d \geq 0,15$ мм), большими скоростями и извилистыми, а иногда и винтообразными траекториями падения. Для ламинарного режима формула для определения гидравлической крупности следующая

$$\omega = k_{\text{л}} \frac{(\gamma_{\text{ч}} - \gamma)d^2}{\mu} . \quad (132)$$

где $k_{\text{л}}$ – коэффициент по В. Н. Гончарову равный 40,6 при ω измеряемой в см/с, μ – коэффициент молекулярной вязкости воды, d – диаметр частицы, $\gamma_{\text{ч}}$ – удельный вес частиц, γ – объемный вес воды. Для турбулентного

режима согласно разработкам В.В. Романовского гидравлическая крупность определяется

$$\omega = \kappa_T \sqrt{\frac{(\gamma_u - \gamma)}{\gamma}} d, \quad (133)$$

где κ_T – коэффициент по В.Н. Гончарову равен 33,1 при ω в см/с.

7.2. Начальная скорость донного влечения, расход влекомых наносов

На дне речных потоков находятся частицы донных наносов различного диаметра. При малых скоростях потока основная масса частиц будет неподвижной, перемещаться будут только мелкие частицы. При постепенном возрастании скорости потока будут приходить в движение все более крупные частицы активного слоя русла, а при очень большей скорости все частицы донных наносов могут оказаться перемещаемыми.

Скорость, при которой приходят в движение частицы определенного размера, называется начальной скоростью влечения этой частицы, обозначим ее $v_{нач}$.

Произведя ряд преобразований и считая, что начало трогания частицы отвечает равенству сил лобового воздействия на частицу и сил трения, получим

$$v_{нач} = \alpha_{вл} \sqrt{\frac{\gamma_u - \gamma}{\gamma}} gb, \quad (134)$$

где $\alpha_{вл}^2 = fk_\phi / \alpha_1 k_l$, f – коэффициент трения, k_ϕ – коэффициент формы частицы, k_l – коэффициент формы наибольшего вертикального сечения частицы, α_1 – коэффициент пропорциональности, b – линейный размер частицы в направлении движения потока.

Полученный результат показывает связь начальной скорости влечения частицы от ее линейного размера, измеряемого в направлении движения потока.

Донную начальную скорость влечения можно выразить через среднюю скорость потока, но тогда формула для начальной средней скорости влечения будет учитывать распределение скорости по вертикали: глубину потока, шероховатость русла и т.д. Следует отметить, что форма частиц, учитываемая коэффициентом $\alpha_{\text{вл.}}$, для разных наносов оказывается различной.

В настоящее время используются формулы, которые получены без учета формы частиц и имеющие цель учесть значительное количество действующих факторов. Такие формулы не являются надежными, т.к. они содержат коэффициенты, определенные опытным путем и их надежность и общность зависит от полноты и надежности использованы экспериментальных или натуральных данных.

Предложенная Г.И. Шамовым формула начальной скорости движения частицы $v_{\text{нач.}}$ (м/с) имеет вид

$$v_{\text{нач.}} = 4,4 d^{1/3} H^{1/6}, \quad (135)$$

где d – средний диаметр частицы (м), H – средняя глубина потока (м). Массовое движение частиц данного размера по предложению Шамова происходит при $v_{\text{нач.верх}}$:

$$v_{\text{нач.верх}} = 6,0 d^{1/3} H^{1/6}. \quad (136)$$

Формула учитывает минимальную скорость, при которой начинается движение отдельных частиц рассматриваемой фракции, находящиеся на поверхности русла реки.

Формула В.Н. Гончарова для начальной скорости имеет вид

$$v_{\text{нач}} = \sqrt{\frac{2g(\gamma_c - \gamma)}{3,5\gamma}} d_{\text{cp.}} \cdot \lg \frac{8,8H}{d_{5\%}}, \quad (137)$$

где $d_{\text{ср.}}$ - средний диаметр частиц донных наносов (м), $d_{5\%}$ - диаметр крупных фракций, доля которых составляет 5% в смеси донных отложений, H – глубина потока (м), $\gamma_{\text{ч}}$ – удельный вес частиц наносов, который в первом приближении можно принять $\gamma = 2,7 \text{ т/м}^3$. Формула Шамова и Гончарова в настоящее время часто применяются в практических расчетах.

Рассмотрим формулы, предложенные некоторыми авторами для выражения расхода влекомых наносов (наносов, переносимых в придонном слое). Для решения задачи о расходе влекомых наносов использовались чисто эмпирические и экспериментально-теоретический подходы. Попытки чисто теоретического решения задачи приводили к получению довольно сложных зависимостей, содержащих неизвестные коэффициенты и функции, которые также устанавливались экспериментально. Теоретические решения выполнялись на основе динамического подхода, т.е. изучения сил, действующих на находящуюся на дне частицу, путем использования статистического метода, а также использовался метод размерностей, который применяется в основном для анализа экспериментальных данных.

Рассмотрим некоторые предложения по расчету расхода наносов на основе динамического подхода. Этот путь заключается в отказе от рассмотрения деталей движения и в установлении связи между расходом наносов и касательным напряжением на дне потока. Очевидно, что сила сопротивления, испытываемая потоком на поверхности дна, равна влекущей силе с обратным знаком. Поэтому можно сказать, что рассматриваемая группа формул выражает расход наносов в функции влекущей силы. Можно привести две формулы этого типа: формулу Шильдса

$$q_s = 10 \frac{\rho}{\rho_s - \rho} q I \frac{\tau_0 - \tau_{0c}}{g \rho_s d}. \quad (138)$$

И формулу И.В. Егизарова

$$q_s = 0,015 \frac{\rho}{\rho_s - \rho} q \sqrt{I} \frac{\tau_0 - \tau_{0c}}{\tau_{0c}}, \quad (139)$$

где q_s – удельный расход влекомых наносов в м³/с, q – удельный расход воды, τ_{0c} – критическое значение касательного напряжения на дне, т.е. значение напряжения, при котором наносы начинают двигаться, I – уклон свободной поверхности воды. При $\tau_0 = \tau_{0c}$, расход наносов равен 0. Для определения величины τ_{0c} служит выражение

$$\tau_{0c} = \rho v_{*c}^2 = 1/\psi g(\rho_s - \rho) d,$$

где $1/\psi$ – критическое значение показателя подвижности, находится по графическим зависимостям от числа Рейнольдса по размеру частиц $v d/\nu$.

Для крупных наносов значения $1/\psi = 0,06$, для мелких частиц наносов это значение не установлено надежно.

Идея о пропорциональности расхода наносов избытку влекущей силе при своем применении на практике встречает две трудности. Первая состоит в определении действующего на дне касательного напряжения τ_0 . При грядовом дне величина τ_0 сильно меняется по длине каждой гряды, а чтобы получить некоторое среднее значение касательного напряжения, надо уметь разделить полный уклон трения на две части: уклон, обусловленный потерями на трение по длине; уклон, обусловленный потерями на внезапное расширение за гребнями гряд (величину τ_0 , входящую в формулу расхода наносов, надо определять по первому из этих уклонов). Провести указанное разделение достаточно сложно. Второе затруднение состоит в том, что разность $(\tau_0 - \tau_{0c})$ в русловых потоках обычно незначительна по сравнению с τ_0 и τ_{0c} могут приводить к большим ошибкам в величине разности $(\tau_0 - \tau_{0c})$, а значит, и в величине расхода наносов.

Расход наносов как функция скорости течения исходит из представления о средней скорости перемещения придонных частиц и о

сплошности их движения. Это направление обосновано работами М.А. Великанова, В.Н. Гончарова и И.И. Леви. Ход их рассуждений следующий.

Если разделить удельный расход наносов q_S на среднюю скорость движения наносов \dot{u}_S , мы получаем приведенную толщину слоя движущихся наносов. Полагая наносы однородными, можем представить эту толщину в виде

$$q_S / \dot{u}_S = m (1 - e) d < d. \quad (140)$$

где e – коэффициент пористости донных отложений; m – коэффициент сплошности движения, под которым понимается отношение числа частиц, покрывающих единицу площади.

В отношении скорости \dot{u}_S предположим, что она пропорциональна превышению средней скорости течения над неразмывающей скоростью

$$\dot{u}_S \approx v_{cp.} - v_0,$$

тогда

$$q_S \approx m (1 - e) d (v_{cp.} - v_0).$$

С увеличением скорости потока количество частиц быстро возрастает и В.Н. Гончаров путем специально поставленных опытов нашел, что зависимость коэффициента сплошности от средней скорости потока имеет вид $m \approx (v/v_0)^3$. И.И. Леви обнаружил, что коэффициент пропорциональности слабо возрастает с относительной шероховатостью дна. Учтя это, можно написать

$$m \approx (d/h)^n (v_{cp.}/v_0)^3,$$

где показатель степени $n < 1$ подлежит определению из опыта. Подставив в первое выражение последнее получим формулу расхода влекомых наносов

$$q_S = n_1 (v/v_0)^3 d (v_{cp.} - v_0) (d/h)^n \quad (141)$$

здесь n_1 – коэффициент пропорциональности, который так же, как и n определяется экспериментально. Было предложено несколько формул такого типа.

Формула И.И. Леви

$$q_s = 0,00076 (v_{cp}/\sqrt{gd})^3 d (v_{cp} - v_0) (d/h)^{0,25}, \quad (142)$$

где значения v_0 (неразмывающей скорости) могут быть определены по формулам В.С. Кнороза. Применительность формулы Леви ограничиваются крупностью частиц $d > 0,5-1,0$ мм и значениями относительной шероховатости $d/h > 2 \cdot 10^4$.

Обработав данные о меженных деформациях русла на перекатах ряда равнинных рек К.В. Гришанин получил следующую формулу удельного расхода влекомых наносов

$$q_s = 0,015(v/v_0)^3 d (v - v_0), \quad (143)$$

где $v_0 = 0,96\sqrt{gd^{0,4}(d+0,0014)^{0,6}} \left(\frac{h}{d}\right)^{0,2}$ определяем по формуле В.Н. Гончарова.

Средняя крупность донных отложений в наблюдениях была равна 0,2 – 0,7 мм и влияние шероховатости учесть не удалось.

Рассмотрим также формулу И.В. Егизарова, полученную на основе метода размерностей:

$$q_s = 0,015\gamma Q \sqrt{I} \left[\frac{R'I}{\rho'f_0 d_{50}} - 1 \right], \quad (144)$$

где q_s – расход влекомых и взвешенных руслоформирующих наносов, выраженных весом наносов в воде, в т/с; Q – расход воды в м³/с, I – уклон водной поверхности, $R' = R - R''$ – часть гидравлического радиуса, условно определяющего транспорт наносов (R – полный гидравлический радиус, R'' – часть гидравлического радиуса, учитывающего добавочное сопротивление, обусловленное грядовым движением наносов и сопротивлением берегов), f_0 – коэффициент сопротивления подвижного русла, d_{50} – медианный диаметр частиц наносов, определяемый по кривой грансостава, находящихся в движении при заданном расходе воды Q , $\rho' = \gamma_s - \gamma/\gamma$, γ_s и γ – удельный вес наносов и воды в т/м³. Коэффициент сопротивления f_0

определяется из условия трогания частиц по выражению $f_0 = R'I/\rho'd_{max}$ - максимальный размер частиц, перемещаемых при данном режиме потока, который определяется по кривой грансостава наносов, находящихся в движении при заданном расходе воды.

Очень часто донные отложения в реках принимают форму дюнно-грядового рельефа с достаточно большими размерами по высоте, могут занимать 1/5 – 1/10 глубины потока, а их длина часто превышает глубину. Гряды обычно перемещаются в направлении течения. Наносы, находящиеся в гряде, оказываются неподвижными, перемещение гряды осуществляется за счет того, что с ее тыльной стороны срываются наносы и улекаются потоком, а в области ее фронта происходит осаждение частиц. Таким образом, за счет взмыва, транспорта и переотложения наносов гряда, с одной стороны, размывается, а с другой – намывается, в результате чего и происходит движение гряд.

В формировании донных гряд, как и вообще донных отложений, участвуют преимущественно наиболее крупные из транспортируемых потоком наносов. Мелкие фракции в составе наносов, образующих гряды, содержатся в сравнительно небольшом проценте, однако этот процент играет весьма важную роль в формировании мутности потока и общего расхода наносов. Наиболее крупные наносы перемещаются в придонном слое потока и преимущественно участвуют в формировании гряд называются руслоформирующими наносами. В гидрометрии эти наносы называются влекомыми, так как большая их часть переносится в придонном слое потока, хотя некоторая их часть увлекается придонными восходящими вихрями и переносится на большие расстояния. Г.В. Лопатин предложил оценивать расход влекомых наносов по данным натурных измерений размеров и перемещения донных гряд. Другие авторы в дальнейшем развили теорию Лопатина и предложили говорить не о расходах влекомых наносов, а о расходах руслоформирующих наносов.

Взвешенные наносы в этих формулах в значительной мере оказываются также учтены.

Расход наносов, формирующих гряды и другие русловые образования R_{Γ} вычисляется по весьма простой формуле, которая имеет вид:

$$R_{\Gamma} = 1/3 \gamma_{\Gamma} h_{\Gamma} v_{\Gamma}, \quad (145)$$

где $W_{\Gamma} = h_{\text{ср}} l_{\Gamma}$ – объем тела гряды на 1 м ее фронта; γ_{Γ} – объемный вес наносов, слагающий гряду и при умножении $W_{\Gamma} \cdot \gamma_{\Gamma}$ – вес наносов в одной гряде, l_{Γ} – длина гряды, измеренная между двумя смежными гребнями; $h_{\text{ср}}$ – средняя высота гряды, которую можно принять равной $h_{\text{ср}} \approx h_{\Gamma}/3$, где h_{Γ} это максимальная высота гряды. Время прохождения гряды через какой-либо фиксированный створ равно $t = l_{\Gamma} / v_{\Gamma}$, где v_{Γ} – скорость движения гряды. Разделив вес наносов, заключенных в гряде, на время ее перемещения через створ, находим расход наносов, формирующих гряды R_{Γ} .

7.3. Активный слой русла, донные гряды и мутность взмыва

Верхний слой наносов, покрывающий русло, характеризующийся непрерывным обменом частиц наносов с потоком, называются активным слоем русла. Наносы, составляющие этот слой, называются донными наносами или наносами активного слоя русла.

Характер поверхности русла определяется составом донных отложений и динамикой потока. Весьма часто эта поверхность приобретает волнообразную форму, образуя дюны и гряды, перемещаемые обычно по течению.

Но активный слой русла может состоять также не только из подвижных наносов, а также из крупных наносов, которые в данный момент времени не передвигаются течением, а участвуют в обмене при повышенных расходах и скоростях течения. Они могут быть достаточно

равномерно распределены по всей поверхности русла изучаемого участка реки или же образуют отдельные зоны русла, препятствуя размыву. Характер активного слоя русла сильно влияет на интенсивность русловых деформаций.

Взвешивание частиц наносов определяется разностью между значениями вертикальной составляющей пульсационной скорости и гидравлической крупностью наносов. Если гидравлическая крупность частицы ω больше максимального значения вертикальной составляющей пульсационной скорости u_{\max} у дна, то такая частица не может быть взвешена; если же ее крупность меньше u_{\max} , то она может быть взвешена. Таким образом, неравенство $\omega < u_{\max}$ определяет условие взвешивания наносов. При разделении наносов на взвешиваемые и невзвешиваемые фракции гидравлическая крупность $\omega_{\text{пред.}}$, разграничивающая эти фракции, определяется равенством $\omega_{\text{пред.}} = u_{\max}$.

Среднее же абсолютное значение пульсационной скорости у дна приближенно равно среднему значению $v_{\text{ср.}}$ этой величины по вертикали:

$$u = v_{\text{ср.}} / \sqrt{N} = v_{\text{ср.}} \sqrt{g} / \sqrt{MC},$$

где при $10 \leq C \leq 60$; $M = 0,7C + 6$. В свою очередь u_{\max} приближенно находится из равенства $u_{\max} \approx 3u \approx 3v_{\text{ср.}} / \sqrt{N}$.

Пользуясь соотношением между гидравлической крупностью наносов и характеристиками пульсационных скоростей как численным критерием, определяющим поведением наносов в потоке, можно разделить последние на 5 категорий:

1. $\omega < v_{\text{ср.}}$ В этом случае наносы находятся во взвешенном состоянии в потоке достаточно устойчиво и при перемещении вдоль течения в среднем могут проходить без остановок большие пути.
2. $\omega > u$, но меньше u_{\max} . В этом случае наносы перемещаются во взвешенном состоянии, но их взвешивание оказывается неустойчивым, так как оно связано с временными усилиями

вертикальных пульсационных составляющих. Эти наносы поступают со дна внутрь потока только с наиболее интенсивными вихревыми восходящими течениями, из которых они затем выпадают. На дне эти наносы перекатываются под воздействием продольной скорости и транспортируются в придонном слое, но могут достигать свободной поверхности потока.

3. $\omega \geq u_{\max}$. Наносы не могут взвешиваться, но могут перемещаться под влиянием продольной скорости, они скользят и перекатываются по дну, иногда сальтируют (перескакивают). Эта категория соответствует влекомым наносам в собственном смысле слова.
4. Это неподвижные при данном режиме наносы, расположенные в поверхностном слое русла.
5. Это совокупность всех наносов, формирующих активный слой русла, т.е. донные наносы, включающее частицы всех указанных выше четырех категорий, но совершенно в иных пропорциях, чем они транспортируются потоком.

Сопоставляя деление наносов по А.В. Караушеву с общепринятыми, видим, что взвешенные наносы соответствуют категориям 1 и 2, влекомые – в основном категориям 2 и 3, но частично включают и категорию 1. Донные наносы в общепринятой классификации соответствуют всем имеющимся на дне категориям наносов и образуют активный слой русла. Наносы 4-й категории, покрывающие значительные участки реки образуют отмостки и весь активный слой русла оказывается состоящим практически из наносов этой категории. При изменении гидравлики потока наносы одинаковых размеров могут перемещаться по-разному, что приводит к переходу наносов из одной категории в другую.

Для количественной оценки взаимодействия потока с поверхностью русла, т.е. с его активным слоем, вводится понятие руслового

коэффициента μ_b , именуемого коэффициентом взвешивания донных наносов, который определяется следующим образом.

Строится график грансостава донных наносов по их гидравлической крупности и на нем проводится вертикальная линия из точки $\omega = \omega_{\text{пред.}}$. Обозначив площадь левой части этого графика $\Omega_{\text{взв.}}$, соответствующей взвешиваемым фракциям, а общую площадь через $\Omega_{\text{общ.}}$, получим значение этого коэффициента $\mu_b = \Omega_{\text{взв.}} / \Omega_{\text{общ.}}$. Если все наносы активного слоя при данном режиме потока могут быть взвешены, то $\mu_b = 1$, если все наносы не взвешиваются, то $\mu_b = 0$.

Коэффициент μ_b используется при расчете транспортирующей способности потока и русловых деформаций для выделения взвешиваемых фракций из состава донных отложений.

Для приближенной оценки элементов донных гряд используются эмпирические формулы, полученные на основании и лабораторных и отчасти натуральных исследований. Так В.Ф. Пушкарев предложил приближенные выражения скорости движения гряды v_r и ее высоты h_r :

$$v_r = 0,0188v_{\text{ср.}}^3 / gH - 0,0292gd/v_{\text{ср.}} \quad (146)$$

$$h_r = 0,00445v_{\text{ср.}}^2 / gd H + 0,049H, \quad (147)$$

где $v_{\text{ср.}}$ – средняя скорость течения, H – глубина потока, d – диаметр частиц наносов, g – ускорение силы тяжести. Все размеры даны в мм.

Б. Ф. Снищенко и З.Д. Копалиани на основе натуральных данных предложили график в координатах $h_r \sim H$ и получили поле точек. Считая, что поле точек обуславливается случайными отклонениями, авторы предлагают следующие частные выражения, обусловленные только высотой потока

$$h_r = 0,25 H \quad \text{при } H < 1 \text{ м}; \quad (148)$$

$$h_r = 0,2 + 0,1 H \quad \text{при } H > 1 \text{ м.}$$

В.И. Елфимов на основе лабораторных и натуральных исследований предложил формулу для определения высоты дюнно-грядового рельефа дна

$$h_r = 4,8 \cdot 10^2 [(v/v_0) - (v_{\text{д.г.}}/v_0)], \quad (149)$$

где (v_d/v_0) и (v_r/v_0) – относительная скорость образования дюн и гряд, v_0 – неразмывающая скорость, v – средняя скорость потока, v_d – скорость образования дюн, v_r – скорость образования гряд.

Исследования в области изучения донных гряд выполнялись В.С. Кнорозом, Н.А. Михайловой, Н.С. Знаменской и другими авторами.

Рассмотрим условия взмыва наносов в придонном слое потока. В процессе турбулентного перемешивания непрерывно происходит обмен водными массами придонного слоя и всей толщи турбулентного потока. Причем нисходящие течения турбулентной пульсации приносят в придонный слой меньшую мутность, чем восходящие. При таком взаимообмене в придонном слое наблюдается исключительно интенсивная пульсация мутности. Скользящие по поверхности дна вихри производят взмучивание и выбрасывают в придонный слой объемы воды с весьма высоким содержанием наносов. Эту мутность называют мутностью взмыва. Формулы для расчета мутности взмыва являются приближенными и обычно дают значительные расхождения.

Так, А.В. Караушев на основе теоретического рассмотрения вертикального переноса наносов, осуществляемого с помощью вихревых объемов жидкости в придонном слое потока позволил при учете гауссовского распределения пульсационных скоростей получить уравнение вертикального результирующего переноса наносов частной фракции у дна:

$$q_{si} = \frac{u}{2} (S_{Hi} - \Phi_i S_{взмi}) (1 + \varepsilon_i); \quad (150)$$

где u – среднее значение абсолютной величины вертикальной составляющей пульсационной скорости, $S_{взм}$ – общая мутность взмыва, Φ_i – функция безразмерной величины ε . Последняя для i -ой фракции наносов вычисляется по формуле:

$$\varepsilon_i = \omega_i/u,$$

в которой ω_i выражает среднюю для i -ой фракции наносов гидравлическую крупность. Функция Φ определяется довольно сложной формулой; для расчетов рекомендуется график $\Phi(\varepsilon)$, представленный на рис. 18.

Общий результирующий секундный расход всех фракций q_s через единицу поверхности дна находится суммированием частных расходов q_{Si} :

$$q_s = \frac{u}{2} \sum_{i=1}^n (S_{Hi} - \Phi_i S_{взмi}) (1 + \varepsilon_i). \quad (151)$$

Формулы (150) и (151) показывают направленность процесса взаимообмена потока и русла. Если q_s имеет положительное значение (или соответственно q_{Si}), то это свидетельствует о том, что происходит выпадение наносов из потока, его мутность постепенно уменьшается, в то же время отметка дна возрастает. При отрицательном значении этих величин поток постепенно насыщается наносами и происходит постепенный размыв русла.

При установившемся взвешивании, когда деформации русла равны нулю, т.е. $q_s(q_{Si}) = 0$. На основании такого равенства находим соотношение между S_{Hi} и $S_{взм.i}$ при установившемся взвешивании

$$S_{Hi} = \Phi_i S_{взм.}. \quad (152)$$

Это соотношение позволяет найти и общую донную мутность

$$S_H = \sum_{i=1}^n \Phi_i S_{взм.i}. \quad (153)$$

При известном составе наносов активного слоя русла можно перейти к составу наносов, образующих мутность взмыва. Процентное содержание i -ой фракции в составе указанных наносов обозначим через $\alpha_{взм.i}$. Тогда можем написать

$$S_{взмi} = \alpha_{взм.i}/100 S_{взм.}. \quad (154)$$

Поэтому будем иметь

$$S_H = S_{взм.} \sum_{i=1}^n \frac{\alpha_{взм.i}}{100} \Phi_i. \quad (155)$$

При гладкой форме русла области нисходящих и восходящих пульсационных токов (вихрей) беспорядочно располагаются над его поверхностью, сменяют друг друга через короткие интервалы времени. Все дно потока при этом представляет собой поле быстро чередующихся процессов взмыва и осаждения наносов. При нарушении баланса наносов на всей поверхности русла начинает одновременно проявляться односторонний процесс заиления или размыва.

При грядовой форме русла области размыва и области намыва (заиления) разграничены в пространстве. Размыв и взвешивание наносов сосредоточены на тыльном склоне гряды, а осаждение приурочено к фронтальному склону. Именно это и определяет направление перемещения гряды. Таким образом, тыльный склон гряды является основной областью формирования мутности взмыва. В результате взаимообмена наносами потока и русла осуществляется перемещение донных гряд, причем чем интенсивнее этот взаимообмен, тем быстрее перемещаются гряды. Нарушение равновесия между осаждением и взмывом наносов вызывает, как и в случае гладкого русла, общую деформацию русла (размыв или намыв). При этом в случае размыва основной областью деформации будет тыльный склон гряды, а при преобладании процесса заиления заноситься будет в основном фронтальный склон и подвалье гряды. Гряды могут менять свою форму, но их перемещение продолжается. Средняя отметка поверхности дна изменяется в соответствии с величиной результирующего расхода q_s .

7.4. Баланс наносов участка реки и распределение мутности по длине потока

В самом общем случае уравнение баланса наносов для участка реки можно написать следующим образом:

$$P_{S_{\text{нач.}}} + P_{S_{\text{б.п}}} - D - P_{S_{\text{кон.}}} = 0, \quad (156)$$

где $P_{S_{\text{нач}}}$ и $P_{S_{\text{кон.}}}$ – соответственно секундные расходы наносов в начальном и конечном створах участка, $P_{S_{\text{б.п.}}}$ – суммарный расход наносов всех боковых притоков реки на участке, D – секундное количество наносов, отлагающееся в пределах участка или поступающее в поток вследствие размыва русла и поймы, т.е. это результирующий расход наносов деформации. Здесь эта величина представляет собой алгебраическую сумму размывов и отложений, имеющих место на отдельных частях реки, т.е. можем написать $D = \sum D_{\text{разм.}} + \sum D_{\text{отл.}}$. Величины $D_{i \text{ разм.}}$ Принимается отрицательным, а $D_{i \text{ отл.}}$ – положительными. За счет $D_{i \text{ разм}}$ мутность на участке возрастает, а за счет $D_{i \text{ отл}}$ – убывает.

При высокой точности измерения расхода наносов уравнение (156) могло служить для определения результирующей деформации русла на расчетном участке. В действительности точность измерения расхода наносов достигает $\pm 10 - 15\%$ (относительная ошибка) и поэтому по этому уравнению можно рассчитывать участки с очень большим изменением расхода наносов по длине. Примером такого изменения является поступление осветленной воды из водохранилища в нижний бьеф и можно считать $P_{S_{\text{нач}}} \approx 0$. Пренебрегая боковым притоком наносов, находим $D = -P_{S_{\text{кон.}}}$. Знак минус говорит о размывах в нижнем бьефе.

Уравнение баланса наносов можно составить теоретически и использовать при расчетах распределения мутности по длине потока и деформации русла.

Уравнение распределения мутности по длине потока при учете равенства $S_{\text{тр.}} = \Gamma S_{\text{взм.}}$, (Γ – гидромеханический параметр наносов, $S_{\text{тр.}}$ – транспортирующая способность потока, $S_{\text{взм.}}$ – мутность взмыва) получит окончательный вид:

$$S = S_{\text{тр.}} + (S_{\text{нач.}} - S_{\text{тр.}}) e^{-B(\omega+k)/Q \cdot x}, \quad (157)$$

где S – средняя мутность, k – коэффициент пропорциональности между мутностью взмыва и средней мутностью потока $[k(S_{\text{взм.}} - S)]$, B – ширина русла, Q – расход воды в $\text{м}^3/\text{с}$, x – длина участка.

Нетрудно видеть, что при $S_{\text{нач}} > S_{\text{тр.}}$ уравнение дает уменьшение мутности по длине потока, т.е. указывает на то, что происходит заиление, а при $S_{\text{нач}} < S_{\text{тр.}}$ происходит возрастание мутности, т.е. обнаруживается размыв русла. Полученное уравнение используется как для расчета деформации русла, так и для расчета распределения мутности по длине потока.

8. ДЕФОРМАЦИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

8.1. Общее уравнение деформации руслового дна

Подвижность твердых границ потока заставляет ввести в состав уравнений динамики русловых потоков особое граничное условие, устанавливающее связь между изменениями русла и транспортом наносов. Это граничное условие известно под названием уравнения деформации, которое представляет собою основную математическую зависимость теории руслового процесса. Примем в жидкости систему координат, где ось x направлена по течению и вырежем в потоке параллелепипед с основанием $dx dy$, высотой $h = z' - z_0$, где z' – высота свободной поверхности, а z_0 – отметка дна (рис. 18).

Составим баланс наносов для вырезанного параллелепипеда. При составлении его предполагаем, что через боковые грани параллелепипеда нет перемещения наносов. Под расходом наносов понимаем общий расход влекомых и взвешенных наносов в плотном теле.

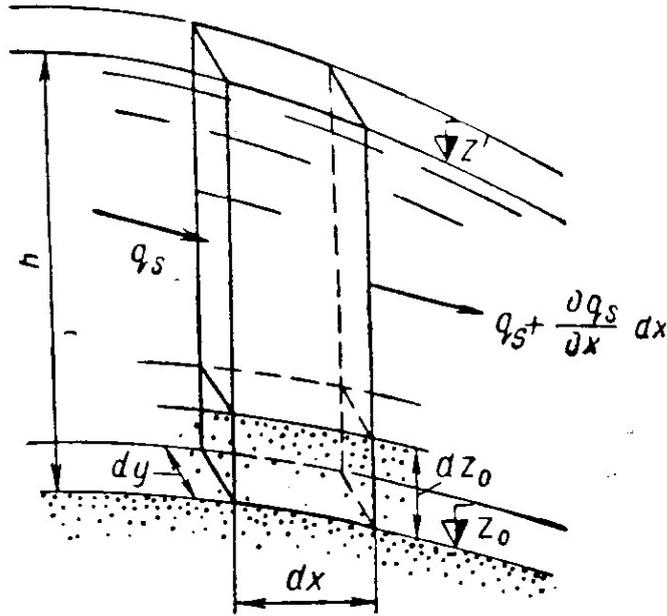


Рис. 18. Схема к составлению баланса наносов

Расход наносов через боковую грань параллелепипеда равен $q_s dy$, где q_s – погонный расход наносов. Расход наносов через следующую грань равен

$$\left(q_s + \frac{\partial q_s}{\partial x} dx \right) dy .$$

Рассмотрим теперь малый промежуток времени dt . Разность между объемами наносов, вошедших через боковую грань и вышедших через другую за время dt , составит

$$\left[q_s - \left(q_s + \frac{\partial q_s}{\partial x} dx \right) \right] dy dt = - \frac{\partial q_s}{\partial x} dx dy dt .$$

Эта разность должна быть равна изменению за то же время объема наносов, слагающих дно параллелепипеда, плюс изменение объема наносов, находящихся внутри параллелепипеда в состоянии движения. Изменение первого из упомянутых объемов наносов выражается величиной

$$(1 - \varepsilon) dz_0 dx dy = (1 - \varepsilon) \frac{\partial z_0}{\partial t} dt dx dy ,$$

где ε – коэффициент пористости донных отложений.

Объем наносов, находящихся внутри параллелепипеда в состоянии движения, равен $hSdxdy$, где S – средняя по вертикали объемная концентрация наносов. Изменение этого объема за время dt равно

$$\frac{\partial(hS)}{\partial t} dt dxdy.$$

Собирая все члены баланса наносов вместе, получим

$$-\frac{\partial q_s}{\partial x} dxdydt = (1 - \varepsilon) \frac{\partial z_0}{\partial t} dxdydt + \frac{\partial(hS)}{\partial t} dxdydt.$$

Сокращая на $dxdydt$ и перенеся все члены влево, получим

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial z_0}{\partial t} + \frac{\partial(hS)}{\partial t} = 0. \quad (158)$$

Это уравнение и выражает в дифференциальной форме связь между деформациями дна и перемещением наносов. При небольших концентрациях взвешенных наносов, которые мы имеем в наших равнинных реках, можем отбросить последний член уравнения (158) и получим простое уравнение

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial z_0}{\partial t} = 0. \quad (159)$$

При выполнении расчетов в естественных руслах удобней пользоваться натуральной системой координат l, b с учетом результирующего поперечного переноса наносов при криволинейном потоке. Тогда вместо (159) необходимо брать

$$\frac{\partial q_{sl}}{\partial l} \pm \frac{\partial q_{sb}}{\partial b} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial z_0}{\partial t} = 0, \quad (160)$$

где q_{sl} продольная составляющая и q_{sb} – поперечная компонента элементарного расхода наносов. Ввиду малости значения величин q_{sb} и трудности их определения в практических расчетах плановых деформаций русла пользуются уравнением деформации в упрощенном виде

$$\frac{\partial(\Delta Q_{sl})}{\partial l} + (1 - \varepsilon) \Delta b \frac{\partial z_0}{\partial b} = 0, \quad (161)$$

где ΔQ_{sl} – продольный расход наносов в струе, полученный после интегрирования уравнения (160).

Для получения уравнения деформации для одномерных задач движения руслового потока проинтегрируем уравнение (160) поперек русла от одного уреза воды до другого:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial l} + (1 - \varepsilon) \left(B \frac{\partial z_{0a}}{\partial t} - h_a \frac{\partial B}{\partial t} \right) = 0, \quad (162)$$

где Q_s – полный расход наносов в живом сечении. Так как

$$h_a \frac{\partial B}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial t} - B \frac{\partial h_a}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial t} - B \frac{\partial (z' - z_{0a})}{\partial t},$$

где $\omega = B \cdot h_a$ – площадь живого сечения, то одномерное уравнение деформации можно написать также по форме

$$\frac{\partial Q_s}{\partial l} + (1 - \varepsilon) \left(B \frac{\partial z'}{\partial t} - \frac{\partial \omega}{\partial t} \right) = 0. \quad (163)$$

Производная dB/dt может отличаться от нуля как вследствие деформации берегов, так и вследствие колебаний уровня воды. При деформируемых берегах одномерные уравнения деформации должны быть дополнены членом, учитывающим поступление наносов в поток за счет обрушения надводных откосов берегов. Вместо выражения (163) при этом получим

$$\frac{\partial Q_s}{\partial l} - q_{sb} + (1 - \varepsilon) \left(B \frac{\partial z'}{\partial t} - \frac{\partial \omega}{\partial t} \right) = 0, \quad (164)$$

где $q_s \geq 0$ – объем наносов, поступающих в поток в единицу времени на единице длины русла с надводных береговых откосов.

При фиксированной крупности транспортируемых частиц расход влекомых наносов почти полностью определяется величиной скорости течения в данном створе. Положив $d = \text{const}$, $q_s \sim U^n$, где $n = 4-6$ и перенеся эти соотношения пропорциональности в (2.159), будем иметь

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} \approx - \frac{\partial U^n}{\partial x}. \quad (165)$$

Отсюда следует, что условием размыва дна $\left(\frac{\partial z_0}{\partial t} \leq 0\right)$ является возрастание скорости течения по потоку $\left(\frac{\partial U}{\partial x} \geq 0\right)$, а условием намыва $\left(\frac{\partial z_0}{\partial t} \geq 0\right)$ – убывание скорости течения по потоку $\left(\frac{\partial U}{\partial x} \leq 0\right)$. В равномерном потоке наносы согласно соотношению (164) должны перемещаться транзитом и деформаций дна не может быть. Пользуясь этим бесспорным положением, мы не должны, однако, забывать, что вследствие существования в природе разнообразных случайных факторов, равномерное движение в подвижном русле фактически сохраняется лишь на участках ограниченной длины, в течение ограниченного времени.

Применяя уравнение деформации в расчетах, всегда приходится прибегать к какой-нибудь идеализации естественного русла, так при расчете дюнно-грядового рельефа дна приходится считать дно русла плоским, пренебрегая изменчивостью гряд в поперечном к потоку направлении.

8.2. Русловые процессы и динамическая классификация русел

Процессы взаимодействия потока и русла, приводящие к изменению формы и размеров последнего, к его поперечному перемещению, врезанию или поднятию дна за счет заиления, называются русловыми процессами. Под русловыми процессами понимают также и перемещение аккумулятивных русловых образований: дюн и гряд, побочней, осередков, баров и др. Главной характеристикой руслового процесса является общая направленность деформаций: размыв, заиление, динамически устойчивое состояние русла. Направленность процесса определяется соотношением между расходом наносов и транспортирующей способностью потока.

Формирование русла является саморегулируемым процессом, причем регулирование осуществляется через транспортирующую способность потока. Размыв, происходящий при недогрузке потока наносами, приводит к увеличению глубины, благодаря чему уменьшается скорость течения, а вместе с ней и транспортирующая способность потока.

Когда фактический расход наносов приходит в соответствие с транспортирующей способностью, размыв прекращается. При заилении русла имеет место обратная картина. Русловые процессы активизируются при естественных (включая и сезонные) и искусственных изменениях стока воды и наносов. Равенство фактического расхода наносов транспортирующей способности потока отвечает случаю динамически устойчивого русла, характеризующегося лишь перемещением в русле аккумулятивных образований, трансформацией меандров и т.д.

В теории русловых процессов широко используются **гидроморфологический** подход, основанный на детальном изучении морфологических форм речного русла.

Второе направление в исследовании руслового процесса, определяющей посылкой которого является изучение кинематической структуры потока и механизма транспорта наносов, – **гидродинамическое**. Связующим звеном этих двух направлений остаются методы речной гидравлики, которые основываются на бесспорных уравнениях гидродинамики, а также применение апробированных эмпирических зависимостей. Расчет общих размывов или заиления осуществляется при использовании методов гидравлики и лабораторного моделирования. Гидравлический расчет деформаций русел включает комплекс вычислений, основанных на использовании:

1. уравнения баланса наносов, называемого иногда уравнением деформации русла;
2. чисто гидравлических зависимостей;

3. соотношений, определяющих транспорт наносов.

Теория русловых процессов разработана еще недостаточно и гидравлические и морфологические решения носят лишь приближенный характер.

Интенсивность русловых деформаций зависит от разности между количеством поступающих на тот или иной участок реки наносов и транспортирующей способности потока, а в случае размыва – также и от характера пород, слагающих речное русло.

На основании высказанных соображений может быть дана динамическая классификация речных русел, предусматривающая их разделение на следующие основные типы: 1) устойчивые русла 2) размываемые, 3) заиляемые, 4) динамически устойчивые, 5) динамически квазиустойчивые русла.

Первый тип включает русла, сложенные весьма устойчивыми (в отношении эрозии) породами, подвергающиеся лишь слабому размыву даже в условиях значительного недогрузки потока наносами. Этот тип русел характерен для рек, текущих в скальных породах. Наиболее интенсивная эрозия здесь наблюдается при умеренном поступлении наносов в русло реки. При поступлении наносов более ее транспортирующей способности, русло реки заиляется и покрывается защитным слоем рыхлого аллювия; такое русло уже относится к намываемому или равновесному типам.

Второй тип русел (размываемых) характерен для участков рек, отличающихся недогрузкой наносами в период наиболее интенсивного стока и протекающих в легко размываемых грунтах, но с поступлением в русло дополнительных наносов эта недогрузка постепенно уменьшается по длине рассматриваемого участка. Такие русла характерны для верховьев рек, также наблюдаются в нижних бьефах плотин, когда река

потеряла наносы в водохранилище и затем вновь насыщается наносами. Длина таких участков может достигать иногда десятков километров.

Заиляемые русла (третий тип) представляют особый интерес, потому что они характерны для низовьев и *устьевых* участков рек, а также для рек, постоянно подпираемых водохранилищами.

Равновесные, или динамически устойчивые, русла (четвертый тип) в среднем не меняют своих высотных отметок, а деформации проходят за счет смещения русла в плане и передвижения русловых аккумулятивных образований. Русла средних течений многих равнинных рек могут быть отнесены к этому типу.

К пятому типу участков рек могут быть отнесены динамически устойчивые русла, однако необходимо выяснить их тенденцию деформации в долгосрочной перспективе и оценить ее количественно. Поэтому такие русла выносятся в особый тип, называемый их квазиравновесными или динамически квазиустойчивыми.

Формы русел выделенных типов отличаются некоторыми специфическими чертами. Так, к примеру, разделение русла на рукава с многочисленными островами и протоками является одним из свойств заиляемого русла.

Соотношение между транспортирующей способностью потока и фактическим расходом наносов меняется во времени в связи с изменениями режима реки. Поэтому русло того или иного участка реки только в среднем может быть отнесено к определенному типу, сезонные же изменения режима реки (ее жидкого и твердого стока) могут характеризоваться чередованием процессов размыва и заиления и накладывают определенный отпечаток на форму русла.

Процессы развития речного русла протекают в конкретной физико-географической обстановке, характеризующейся определенным гидрологическим режимом реки, рельефом местности, геологией,

количеством и составом поступающих в реку наносов, растительностью на пойме и т.д. Все это приводит к многообразию форм речных русел и пойм. Отсюда вытекает необходимость исследования русловых процессов и форм не только с позиции гидродинамики, но и с позиций общей гидрологии и гидроморфологии. Гидроморфологический подход получил научное обоснование в середине XX века, благодаря работам Н.И. Маккавеева, К.И. Россинского, И.А. Кузьмина, Н.Е. Кондратьева и И.В. Попова, также иностранных исследователей Л. Леопольда и М. Вольмана и др.

Поисками связей между морфометрическими характеристиками русла послужило заявление М.А. Великанова о существовании специфической взаимоуправляемости русловых потоков. В естественных реках ширина, глубина, уклон и крупность донных отложений находятся в определенной зависимости друг с другом и произвольное изменение одного из показателей ведет к перестройке русла. В основном эти формулы применялись для отыскания соотношений морфометрических характеристик, определяющих устойчивость русла.

К этому классу исследований можно отнести попытки увязать расходы воды с уклоном долины или свободной поверхности потока. Обычно такие зависимости создавались для определенного района, характеризуемого сравнительно одинаковыми условиями стокоформирования. Среди них известны формулы, распространенные в США и Австрии:

$$QI = 0,0063, \quad (166)$$

в Болгарии, разработанные Цаневым:

$$QI = 0,0022. \quad (167)$$

По материалам равнинных меандрирующих рек СС В.В. Ромашин получил формулу

$$QI = 0,400, \quad (168)$$

а для многорукавных русел

$$QI = 1,3. \quad (169)$$

Необходимо отметить, что ни одна из приведенных формул не является общей и справедливой для всех условий.

Большое практическое значение имеет вопрос о соотношении элементов речного русла: его шириной со средней и максимальной глубиной, размеры радиуса кривизны русла и длины шага меандров с шириной русла и т. д.

Так, Рыбкин на большом натурном материале, относящемся к рекам бассейнам Верхней Волги и Оки, получил следующие зависимости

$$H_{\text{ср.}} = 0,2 Q^{0,6} I^{0,3} B^{-0,6}, \quad (170)$$

$$v_{\text{ср.}} = 20 H_{\text{ср.}}^{0,7} I^{0,2} B^{-0,5}, \quad (171)$$

где $v_{\text{ср.}}$ - средняя скорость потока, $H_{\text{ср.}}$ - средняя глубина потока, B - ширина русла и I - уклон свободной поверхности.

В.М. Маккавеев теоретически показал, что имеет место следующая приближенная зависимость радиуса кривизны r :

$$r \approx Q^{0,6} / I^{0,9}, \quad (172)$$

которая хорошо согласуется с эмпирическими зависимостями.

Задача о продольном профиле динамически устойчивого русла может быть решена на основе теоретического положения, но эта задача является весьма сложной. Поэтому здесь рассмотрим наиболее простой случай динамически устойчивого русла бесприточного участка реки. В этом случае динамически устойчивое русло может иметь место в том случае, если в период половодья, являющийся основным периодом руслоформирования, действительный расход наносов P_{sd} будет оставаться неизменным по длине рассматриваемого участка реки и в то же время будет равным транспортирующей способности потока P_s при руслоформирующем расходе воды Q_p , то для этих условий можем написать

$$P_{sd} = P_s,$$

$$dP_s/dx = 0, \quad (173)$$

где x – продольная ось реки.

Выражая P_s через элементы потока и русла, запишем формулу

$$P_s = k^* H^\varphi I^\beta (D_a \omega)^{-\psi} Q_p, \quad (174)$$

где H – средняя глубина потока на участке, I – уклон водной поверхности, D_a – средний диаметр верхнего активного слоя русловых донных отложений, ω – средняя гидравлическая крупность транспортируемых потоком наносов. Содержащиеся в формуле показатели степени φ , β , ψ , а также коэффициента k^* принимают эмпирическим путем.

Так при движении потока по пути происходит измельчение частиц наносов, которое можно определить

$$D_a = D_{a0} e^{-mx}, \quad (175)$$

где m – величина, находится опытным путем, а D_{a0} – средний диаметр активного слоя русла на начальном створе рассматриваемого участка реки (при $x = 0$).

Гидравлическая крупность крупных частиц наносов связана с диаметром частиц следующей пропорциональностью:

$$D \sim \omega^2.$$

Тогда интенсивность уменьшения гидравлической крупности крупных частиц наносов по длине x , обусловленную истиранием:

$$\omega = \omega_0 e^{-m/2 x}. \quad (176)$$

Теперь формула (174) будет выглядеть

$$P_r = k^* H^\varphi I^\beta (D_{a0} \omega_0)^{-\psi} Q_p e^{\eta x}, \quad (177)$$

где $\eta = \psi(m + m/2)$.

Если через z обозначить отметку свободной поверхности, то производная dz/dx будет выражать уклон свободной поверхности потока I , который для потока с динамически устойчивым руслом изменяется по оси x по определенному закону.

Продольный профиль потока может быть выражен дифференциальным уравнением $dz = I(x) dx$.

Функция $I(x)$ может быть найдена из условия постоянства P_s вдоль x

$$I = \frac{(D_{a0} \omega_0)^{\psi/\beta}}{H^{\varphi/\beta} e^{\eta/\beta \cdot x}} \left(\frac{P_s}{\kappa * Q_p} \right)^{1/\beta}, \quad (178)$$

Предположение о постоянстве P_s и Q_p вдоль x позволяет принять

$$\left(\frac{P_s}{\kappa * Q_p} \right)^{1/\beta} = const = \kappa,$$

введя обозначения

$$v = \psi/\beta; \quad \mu = \varphi/\beta; \quad \xi = \eta/\beta,$$

приходим к следующей записи дифференциального уравнения продольного профиля:

$$dz = k(D_{a0} \omega)^v H^\mu e^{-\xi x} dx. \quad (179)$$

Величины, относящиеся к начальному профилю (обозначены через индекс «0»), являются в уравнении постоянными, которые обозначим через A_0 , т.е. принять

$$A_0 = k (D_{a0} \omega)^v,$$

что приводит к следующей записи дифференциального уравнения продольного профиля бесприточного участка реки с динамически устойчивым руслом:

$$dz = A_0 H^\mu e^{-\xi x} dx. \quad (180)$$

Если коэффициент k известен, то величина A_0 вычисляется по параметрам наносов на начальном профиле участка. В противном случае она может быть найдена непосредственно из уравнения (180) при отнесении всех входящих в него величин к начальному профилю. Отметим, что некоторые натурные данные позволяют ориентировочно принять $\mu \approx 0,2$ и $\xi \approx 0,00001$ и получить в связи с этим следующее уравнение:

$$dz = A_0 H^{0,2} e^{-0,00001x} dx. \quad (181)$$

Это уравнение дает самое общее представление о форме продольного профиля динамически устойчивого русла (на бесприточном участке) и применимое к конкретным случаям с определенной осторожностью.

8.3. Расчет деформаций русла при наличии данных о мутности потока

Для упрощения расчета принимаем, что наносы являются однородными по гранулометрическому составу. Тогда величина q_{sh} будет выражать полный единичный расход наносов.

Результирующий вертикальный секундный расход наносов через единицу поверхности русла q_{sh} будет определяться по уже известной формуле:

$$q_{sh} = u/2 (S_H - \Phi S_{взм.}) (1 + \varepsilon), \quad (182)$$

где ε – безразмерный параметр, который является аргументом функции Φ и определяется по среднему значению гидравлической крупности наносов (ω): $\varepsilon = \omega/u$, где u – среднее значение абсолютной величины вертикальной составляющей пульсационной скорости у дна потока.

Результирующий вертикальный секундный расход наносов определяет деформацию русла. Положительный расход $+q_{sh}$ направлен вниз, а отрицательны $q_{sh}-$ вверх, поэтому при $q_{sh} > 0$ имеет место заиление, а при $q_{sh} < 0$ – размыв русла. При $q_{sh} = 0$ русло динамически устойчивое и размерность q_{sh} в м/с, т.е. размерность скорости, в соответствие с этим будем ее называть условной скоростью деформации русла. Чтобы получить истинную скорость деформации и фактические размеры размывов и намывов в секунду, необходимо учесть пористость грунта n . Тогда приращение отметки (высоты) дна Δh за некоторый интервал времени Δt выразится соотношением

$$\Delta h = q_{sh} \Delta t / (1 - n). \quad (183)$$

Формулы (182) и (184) позволяют вычислить деформации русла (измеряемых в метрах) на любой вертикали, если известны глубина потока H , средняя скорость течения v , средняя крупность взвешиваемых фракций донных отложений и донная мутность S_H .

Даже при установившемся режиме потока S_H сильно меняется во времени, поэтому рассматриваемый метод дает случайные деформации, выявляющие лишь расположение зон размыва и заиления. Содержащаяся в формуле (182) величина $S_{взм}$ вычисляется по формуле $S_{взм} = a N v_n^2 / H$, где a – коэффициент, находимый по данным измерений мутности на рассматриваемом участке реки.

При расчете деформаций русла надо принимать во внимание следующее условие: величина $S_{взм}$ не может быть меньше S_H ; таким образом, в условиях конкретного потока S_H является наименьшим возможным значением $S_{взм}$. Если вычисленное по формуле значение $S_{взм}$ оказывается меньше S_H , то при расчете деформации русла надо взять $S_{взм} = S_H$. Для этого предельного случая выражение получает вид $q_{sh} = \omega S_H$.

Также необходимо учитывать, что деформации Δh приводят к изменению глубины потока, что в свою очередь ведет к изменению кинематики потока.

8.4. Деформация на больших участках русла в нижнем бьефе гидроузла

Речные потоки, проходя через большие водохранилища, практически полностью осаждают содержащиеся в них наносы, и в нижний бьеф поступает осветленная вода, которая постепенно насыщается наносами. Это насыщение приводит к размывам русла, которые могут быть весьма значительными и распространяются на большие расстояния от плотины. Процесс переформирования русла на коротком участке нижнего бьефа у плотины представляется более сложным. Ниже рисбермы наблюдается

весьма интенсивный размыв с образованием ямы размыва, причем наиболее крупный материал размыва откладывается в непосредственной близости от ямы.

Здесь нас будут интересовать только общие деформации на больших участках нижнего бьефа протяженностью до 10 километров и более. Такой подход позволяет приблизительно оценивать процесс врезания русла в нижний бьеф. Однако здесь необходимо учитывать некоторые сопутствующие процессы, неучет которых может привести к ошибочной оценке не только интенсивности, но и направленности деформаций. Так как паводки в основном задерживаются водохранилищем, а на паводки притоков, впадающих ниже плотины, водохранилище не влияет, они остаются неизменными, поэтому уклоны в устьях притоков во время паводка оказываются увеличенными. На притоках образуются кривые спада, которые размывают устья притоков с выносом материала в главную реку, и это необходимо учитывать специальным расчетом, приведенным выше для условий расчета деформаций при понижении базиса эрозии. Снижение уровня главной реки в паводок для каждого из притоков можно трактовать, как снижения его базиса эрозии в период паводка.

Для пояснения схемы расчета деформации русла в нижнем бьефе будем рассматривать лишь простейшие случаи, когда на достаточно большой длине русла отсутствуют притоки. Однако в более сложных случаях излагаемым здесь методом расчета деформаций с используемым методом, приведенным в предыдущем параграфе, можно решить задачу о деформациях в нижнем бьефе при наличии притоков, выносящих наносы. Примем условие о неизменности формы поперечного профиля русла при размыве, так же как и в предыдущем случае.

Разобьем реку на расчетные участки, нумеруя их уже сверху вниз по течению, считая за первый – участок, примыкающий к гидроузлу и обозначим номером 1 и назовем этот створ начальным. При заданном

гидрографе для 1-го створа разбиваем его по времени на ряд интервалов Δt и для каждого интервала определяем средний расход Q . Расчет выполняется последовательно, от интервала к интервалу. При этом расчет внутри каждого интервала проводится от участка к участку, как в предыдущем случае. Предположим, что расчет проводится для j -го времени, когда средний расход равен Q_j . Для этого расхода построим кривую свободной поверхности реки, продвигаясь от нижнего участка к плотине. Определив кривую свободной поверхности, тем самым мы узнаем гидравлику каждого участка при расходе Q_j .

Будем считать, что гидравлические элементы на участке остаются неизменными, так же как и транспортирующую способность потока вдоль участка. Одновременно примем, что расход наносов в конце каждого участка приходит в соответствие с транспортирующей способностью потока на рассматриваемом участке. Основные граничные условия данной задачи следующие: нулевой расход наносов через начальный створ и заданный гидрограф на нем.

Таким образом, если вычисленный расход наносов в конце расчетного участка 1 для интервала j будет равен P_{s1j} , то при учете первого граничного условия общий объем деформации (размыва) на участке 1 за время Δt_j будет

$$\Delta V_{1j} = - P_{s1j} \Delta t_j / (1 - n), \quad (184)$$

здесь знак минус показывает размыв. На участке 2

$$\Delta V_{2j} = (P_{s1j} - P_{s2j}) / (1 - n).$$

При размыве $P_{s2j} > P_{s1j}$ и объем деформации получается отрицательным. Для последующих участков записываем аналогичные соотношения и т. д. Изменение средних отметок дна за время Δt_j вычисляется по формулам:

$$\begin{aligned} \Delta h_{1j} &= \Delta V_{1j} / \Omega_{1j} = - P_{s1j} \Delta t_j / (1 - n) \Omega_{1j}, \\ \Delta h_{2j} &= (P_{s1j} - P_{s2j}) \Delta t_j / (1 - n) \Omega_{2j}. \end{aligned} \quad (185)$$

Получив изменения отметок дна для всех участков, приступают к расчету деформаций для следующего интервала Δt_{j+1} , при этом построение кривой свободной поверхности для второго интервала времени выполняется с учетом понижения уровня дна на величину Δh_j , а для последующих интервалов – при учете снижения дна на соответствующие суммы вертикальных деформаций, выражаемые через δh .

8.5. Детальные методы расчета русловых деформаций на коротких участках реки

Детальный расчет русловых деформаций на коротком участке реки может быть выполнен с использованием дифференциального уравнения турбулентной диффузии и соотношения, определяющего граничные условия. Последнее находится непосредственно из выражения результирующего вертикального расхода q_s . Решение уравнения выполняется методом конечных разностей. В результате расчета находится поле мутности рассматриваемого участка реки и распределение значений q_s по всей поверхности русла. Русловые деформации, определяемые величинами $\pm \Delta h$, вычисляются непосредственно по q_s . Однако этот способ расчета деформаций русла является весьма трудоемким и применяется лишь в случаях, когда требуется большая детализация деформаций русла. Точность расчета деформаций небольшая и не соответствует трудоемкости, так как оказывается затруднительным учесть ряд существенных факторов, таких, например, как поперечные течения, изменение состава наносов в процессе деформации и т. д.

Для детального расчета деформаций русла можно применять менее трудоемкий способ, основанный на уравнении продольного распределения мутности, который показал достаточную точность:

$$S_{\text{кон.}} = S_{\text{тр.}} + (S_{\text{нач.}} - S_{\text{тр.}}) e^{-B(\omega + k)/Q \Delta x}. \quad (186)$$

Здесь Δx – длина расчетного элемента потока. Уравнение применяется для транзитных струй.

Для рассматриваемого участка реки строится план течений любым методом, позволяющим разделить поток на транзитные струи. Элементы струй, заключенные между ортогональными поперечниками плана течений, принимаются за расчетные.

Если на начальном поперечнике для всех транзитных струй потока задать значение мутности, то по формуле (186) можно вычислить значение мутности для каждого последующего поперечника вдоль всех струй. Получив значение $S_{\text{кон}}$ для каждого элемента, переходим к расчету русловых деформаций на этих элементах. Расчет выполняется по формуле:

$$\Delta h = q_s \Delta t / (1 - n),$$

где Δh – деформация дна в конце расчетного элемента, Δt – расчетный интервал времени, n – пористость грунта, q_s – результирующий вертикальный секундный расход наносов через единицу поверхности дна в конце расчетного элемента Δx . Эта величина находится по формуле $q_s = (\omega_{\text{ср.}} + k) S_{\text{кон.}} - k S_{\text{взм.}}$,

где $S_{\text{взм.}}$ – мутность взмыва, вычисленная для элемента транзитной струи, $S_{\text{кон.}}$ – средняя мутность в конце элемента Δx , найденная по формуле (186).

Если для рассматриваемого интервала времени Δt деформации Δh оказываются значительными (достигают 0,1 – 0,2 полной глубины на вертикали), то для подсчета деформаций в следующем интервале времени необходимо построение нового плана течений, с учетом полученных изменений глубины на элементарных участках русла и соответствующего смещения урезом воды. При выполнении расчетов в дальнейшем учитываются суммарные деформации δh .

Рассмотренный метод расчета деформации русла может быть непосредственно применен к расчету заносимости дноуглубительной судоходной прорези, к расчету деформаций в нижнем бьефе и т.д.

9. РУСЛО РЕКИ. РУСЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

9.1. Виды речных русел и типы руслового процесса

Реки, в далеком прошлом образовавшие нынешние долины, несли воды значительно больше, чем в настоящее время. Поэтому аллювиальные отложения, находящиеся на дне долин, являются областью, в которой проявляется деятельность современных потоков.

В поперечном сечении долины выделяются коренные склоны, прирусловая, центральная и притеррасная части поймы и русло (рис. 19). Прирусловая часть поймы обычно окаймляется прирусловым валом и, как правило, несколько возвышается над центральной, а притеррасная часть ниже центральной и имеет вид заболоченной ложбины. Под руслом принято считать нижнюю часть долины, выработанную потоком, по которой осуществляется основной сток воды и донных наносов.

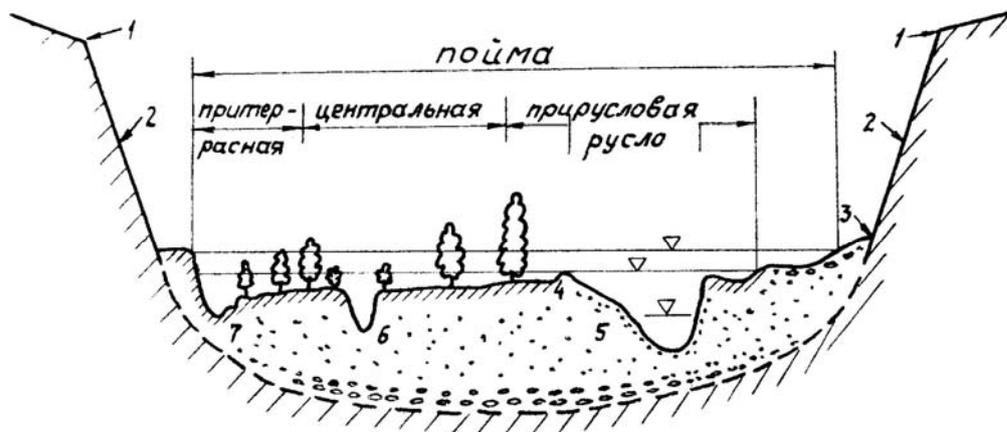


Рис. 19. Поперечный профиль долины:

1 – бровка долины, 2 – склон долины, 3 – подошва склона, 4 – прирусловой вал, 5 – прирусловые пески, 6 – пойменное озеро, 7 – ложбина (притеррасная протока)

В период высоких паводков вода обычно выходит из русла и затопливает пойму, которая перераспределяет расход воды во времени и по длине реки. Так, на подъеме паводка значительная часть расходов идет

на затапливаемую пойму, на затопление пойменных озер, стариц, ложбин. На спаде половодья наблюдается обратный процесс – вода с поймы поступает в русло.

По Н.И. Маккавееву, конфигурация долины существенно сказывается на формировании современного русла. Известно, что на участках с узкой долиной уклоны свободной поверхности потока в половодье больше, чем в межень. Такая особенность распределения уклона способствует развитию в этой части долины глубинной эрозии.

Образуются, как правило, однорукавные русла с глубокими и устойчивыми плесами. На участках с широкой долиной уклоны свободной поверхности в половодье меньше, чем в межень. Здесь преобладает боковая эрозия. Создаются условия для формирования речных русел различных конфигураций и сложных форм поперечного сечения, с волнообразным профилем речного дна. Граничными условиями здесь выступают форма долины и крупность аллювия. Главными руслообразующими факторами являются сток воды и наносов. Величина расхода воды влияет в основном на относительную ширину русла и формы поперечного сечения. Морфометрическое строение речного русла, т.е. его плановая и высотная конфигурация определяется также годовой амплитудой колебания расходов воды, интенсивностью изменения расходов воды во времени и т.д.

Сток наносов выступает как независимый фактор, при рассмотрении условий поступления наносов на данный участок реки, а при изучении русловых деформаций отдельного участка реки сток наносов зависит от гидравлических характеристик потока, крупности и состава наносов и является зависимым фактором.

Сложное взаимосочетание и взаимодействие природных факторов обуславливает многообразие морфологического строения русел естественных рек. Первая попытка выделения наиболее типичных видов

речных русел и обоснования их переформирования (типа руслового процесса) принадлежит К.И. Россинскому и И.А. Кузмину. Они установили, что большинство равнинных рек развиваются путем периодического расширения, меандрирования или блуждания, но эта классификация не дает ответа, как и при каких условиях возникает тот или иной тип руслового процесса.

В морфологическом строении речного русла Н.Е. Кондратьев выделил три структурных уровня: микроформы, мезоформы и макроформы. Морфология речного русла и ее перестроения связаны с перемещением микро- и мезоформ. Эти формы развиваются в руслах всех видов, но мезоформы иногда образуют окончательную форму русла реки.

Наиболее обоснованной теорией руслового процесса считается гидроморфологическая, разработанная Н.Е. Кондратьевым и И.В. Поповым, которые выделяют следующие виды речных русел со свойственными каждому из них типами руслового процесса:

1. Относительно прямолинейные беспойменные русла или со слабо выраженной поймой; морфология русла определяется ленточными грядами, побочнями или осередками, развитие и перемещение которых и определяет тип руслового процесса.
2. Изогнутые русла (излучины); развиваются по типу свободного, незавершенного и ограниченного меандрирования.
3. Многорукавные русла; образуются путем ветвления, создают пойменную или русловую многорукавность. Режим пойменной многорукавности во многих чертах совпадает с процессом незавершенного меандрирования.

Многочисленные исследования режима переформирования речных русел показывает, что в природных условиях русловой процесс идет более сложным путем при наложении одного процесса на другой. Так, побочневый процесс всегда сопутствует меандрированию и ветвлению, но

при определенных условиях он может стать определяющим в построении излучины и образовании рукавов, что необходимо учитывать при рассмотрении русловых переформирований. Тем не менее следует заметить, что данная теория не дает ответа на вопрос, как связать количественными показателями тип руслового процесса с гидрологическим режимом реки. Б.Ф. Сنيщенко предложил показатель, характеризующий тип руслового процесса. Однако входящие в этот показатель значения ширины русла и уклон свободной поверхности руслового потока характеризуют уже сформировавшееся русло, но являются неизвестным при постановке задачи о типе возможного руслового процесса.

Образование соответствующей формы русла определяется скоростной структурой потока, его изменениями при изменениях расхода воды, условиями взаимодействия скоростного поля потока с песчаным грунтом при конкретных ограничивающих факторах.

9.2. Простейшие русловые образования (микроформы)

Русловые формы образуются путем переотложения наносов, которое включает размывы дна в одном месте и намывы – в другом. Так возникают и развиваются некоторые структурные образования, являющиеся механизмом перемещения донных наносов. Если на некоторый участок реки поступает больше наносов, чем их может транспортировать поток при данных гидравлических условиях и форме русла, то процесс переотложения сопровождается аккумуляцией части наносов на этом участке. Постепенное накопление наносов вызывает общее повышение отметки дна русла, перестроения русловых форм и выработку нового соответствия, которое включает равенство заданного расхода наносов транспортирующей способности потока. Напротив, когда поступающее

количество наносов меньше транспортирующей способности потока, процесс переотложения наносов на данном участке сопровождается постепенным размывом дна или берегов, врезанием и искривлением русла, что ведет к уменьшению уклона свободной поверхности и переформированию русловых образований в соответствии с новыми гидравлическими условиями и количеством транспортируемых наносов.

Отсутствие общих дифференциальных уравнений руслового процесса вынуждает искать частные их виды, описывающие только отдельные типы русловых образований.

В природной реке фактические скорости движения воды, как правило, больше скорости, при которой начинается процесс перемещения частиц наносов, образующего естественное русло. Поэтому речной поток всегда транспортирует большое количество песчаных наносов. Частицы, захватываемые потоком со дна и перемещаемые в придонной области, будем называть донными, или русловыми наносами. Очень мелкие частицы перемещаются в толще потока во взвешенном состоянии. Эти частицы грунта составляют категорию нерусловых наносов и они не участвуют в формировании русловых образований и аккумулируются на пойме или в тиховодьях затонских емкостей.

Локальная неравномерность и неустойчивость полей скорости и давлений, которые проявляются в волнообразной свободной поверхности воды, повсеместно нарушает равномерное донных наносов по длине и ширине потока, определяя тем самым формирование малых структурных образований – микроформ. Типичные микроформы представляют собой песчаные скопления в виде дюн или рифелей (чешуйчатых гряд) и двумерных гряд (рис 20.).

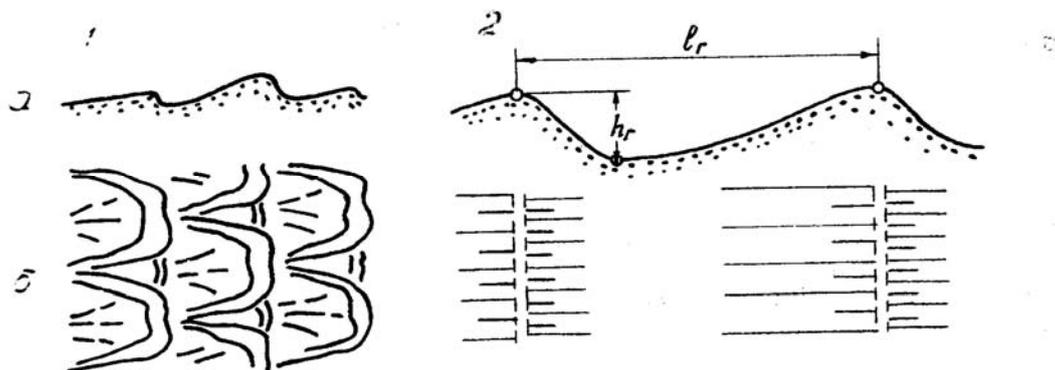


Рис. 20 Дюны (1) и гряды (2):

a – продольный профиль, *б* – план

Микроформы покрывают все дно реки и не создают морфологического строения русла, но выполняют две важнейшие функции: гидравлическую, увеличивая шероховатость русла и интенсифицируя потери энергии, и гидрологическую, являясь формой перемещения донных наносов. Образование и движение гряд изучали многие ученые и результаты этих исследований уже приводились выше. В этой работе приведем некоторые обобщения.

Определение размеров гряд с использованием гидравлических характеристик потока вызывает большие затруднения, так как макрошероховатость подвижного дна создается и регулируется самим потоком и влияет на эти параметры. Грядовой рельеф дна в естественных руслах имеет сложное строение. Обычно он состоит из системы гряд различной длины и высоты, а на поверхности первичных гряд образуются гряды второго, а иногда и третьего порядков. Какие же размеры брать за расчетные? На этот вопрос пока нет удовлетворительного ответа. Кроме того, на коэффициент гидравлических сопротивлений влияют также и предшествующие формы грядового рельефа. Поэтому на спаде половодья коэффициент гидравлических сопротивлений может существенно

отличаться от его значений на подъеме половодья даже при одних и тех же расходах уровнях воды.

9.3. Русловые мезоформы

Средний русловые формы, или мезоформы образуются при отклонении течений в плане от прямолинейного движения, а не только вследствие перераспределения скорости по глубине, которое полностью определяет развитие микроформ.

Простейшей русловой мезоформой является *ленточная гряда*. Форма продольного профиля ее соответствует микрообразованию, однако в плане это образование занимает всю ширину русла, простираясь от одного берега до другого. Течения в плане характеризуются сосредоточением водных струй в зоне ложбины гряды и отрывом потока от берегов с образованием здесь водоворотных зон и расхождением струй в зоне гребня (рис. 21). Это указывает на правомерность отнесения ленточных гряд к типу средних русловых образований, хотя формируются они путем простого переотложения наносов.

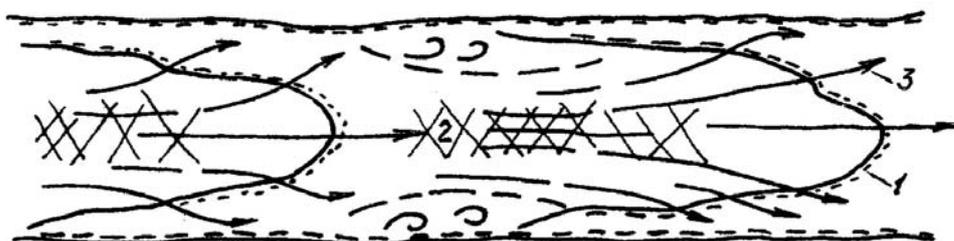


Рис. 21. Ленточная гряда:

1 – гребень, 2 – ложбина, 3 – направление течений

Для характеристики размеров мезоформ можно ввести понятие высоты и длины. За высоту принимается разность отметок наиболее

высокого и наиболее низкого элементов. За длину принимается расстояние между одноименными элементами, следующими друг за другом двух мезоформ. Это расстояние обычно называется шагом мезоформы. Динамической характеристикой является скорость перемещения мезоформы. Шаг ленточной гряды колеблется в пределах 7...9 ширин русла, при этом шаг гряды 50% обеспеченности равен 8 ширинам русла. И.Ф. Карасев для шага ленточной гряды получил следующую зависимость

$$L_{л.г.} = 1,22 H_n Fr_n / J_0, \quad (187)$$

где $Fr_n = v_n^2 / g H_n$, H_n – максимальная глубина в плесовой ложине, v_n – скорость в плесовой ложине, J_0 – уклон свободной поверхности потока.

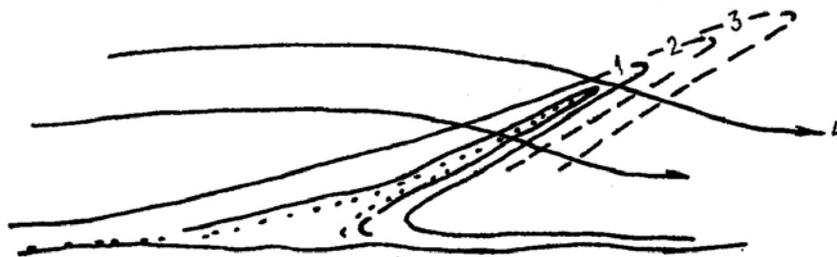


Рис. 22. Перекошенная гряда:

1 – гребень, 2, 3 – нарастание гребня, 4 – направление течения

В природе ленточные гряды встречаются очень редко. Наибольшее распространение получили *перекошенные гряды*. Они могут образовываться из ленточных гряд в результате размыва ее центральной части, Но главным образом путем наползания более быстро перемещающихся микроформ на ранее сформировавшиеся формы, которые у берега имеют меньшую скорость. Вследствие большей скорости перемещения стержневой части гряды, последняя перекашивается; в плане она составляет с береговой линией угол $\approx 30^\circ$. Пополнение гряды наносами происходит со стороны головной части. Гряда все больше и больше вытягивается в сторону русла и вниз по течению (рис. 22). Однако

вследствие большой транспортирующей способности стержневой части потока в сравнении с прибрежной накопления наносов может и не происходить. В этом случае перекошенная гряда не пересекает все русло от одного берега до другого. Для развития перекошенной гряды необходимо накопление наносов, т.е. преобладание отложений над размывами. Перекошенная гряда, как и ленточная, изменяет плановую картину течений.

Перекошенная гряда может явиться начальной стадией формирования побочня.

Побочень – это грядообразное скопление наносов, примыкающее попеременно то к правому, то к левому берегам паводкового русла, образуя шахматный порядок. Они развиваются в условиях, когда поток не может перемещать наносы в форме одиночных гряд. Это можно наблюдать на участках обильного питания потока донными наносами или при замедлении их транспорта. Поэтому при развитии побочневых мезоформ характерным является процесс систематического накопления донных наносов и постепенное повышение средних отметок дна русла.

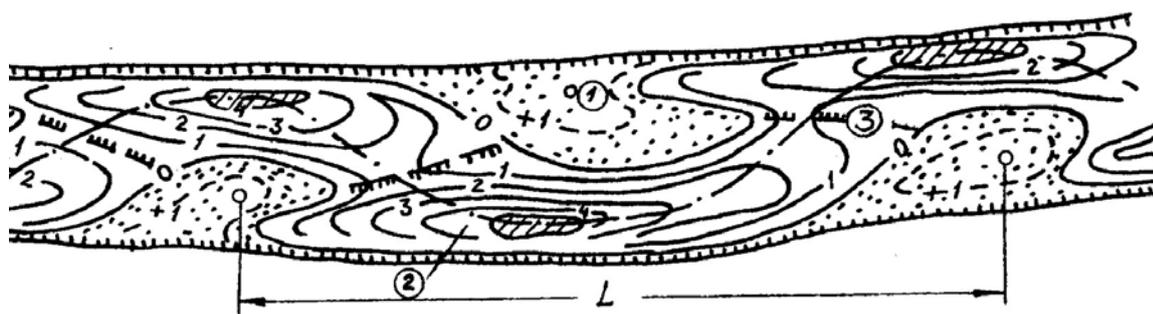


Рис. 23 Побочневые мезоформы:

1 – побочень, 2 – ложбина, 3 – гребень

Типичная побочневая мезоформа включает два побочня, примыкающих к противоположным берегам реки, и соединяющую эти

побочни песчаную гряду (перекат), пересекающую русло под углом $20^\circ \dots 30^\circ$ (рис. 23). Глубокая часть русла противоположного побочню берега называется плесовой ложиной, или ложбиной, а пониженная часть гряды между сопряженными побочнями – седловиной, или корытом переката.

За высоту побочней можно принять разность отметок наиболее высокой части побочня и наиболее низкой части плесовой ложины. Максимальную высоту имеет полностью развитая мезоформа. За длину мезоформы принимают расстояние между смежными побочнями, примыкающим к одному берегу (шаг побочней).

В.В Ромашин путем обработки данных лоцманских карт получил следующие зависимости для шага побочней L и ширины русла B :

$$L = 13,8 d (\lambda_B)^{0,42}, \quad (188)$$

$$B = 3,8 d (\lambda_B)^{0,41}, \quad (189)$$

где d – средняя крупность донных отложений, λ_B – комплекс М.А. Великанова равный $\lambda_B = Q / (d^2 \sqrt{gdI})$.

Приравнивая показатели при комплексе λ_B , получим

$$L = 3,64 B. \quad (189)$$

Зависимости для осредненного значения шага русловой формы находим в работах Л. Леолольда и М. Вольмана

$$L = 3,25 B^{1,1}. \quad (183)$$

Инглис для аллювиальных потоков предлагает зависимость

$$L = 3,3 B^{0,99}. \quad (190)$$

Среднее значение связи шага побочня и ширины русла равна 3,28 при показателе степени близким к 1.

Для зависимости средней скорости перемещения перекаатов вниз по течению имеем по Н.И. Маккавееву:

$$C = 0,05 Q/K_n; \quad K_n = d/\Delta H, \quad (191)$$

где C – скорость измеряется в м/год, Q – средний многолетний максимум расхода воды в половодье в м³/с, ΔH – падение свободной поверхности (м/км), d – крупность частиц грунта.

З.Д. Копалиани, принимая, что перемещение побочня происходит посредством перемещения гряд по телу побочня, получил следующую зависимость:

$$C = 950 h_2 / \Delta v Fr^3, \quad Fr = v / \sqrt{gH}, \quad (192)$$

где h_2 – высота гряды, Δ – высота побочня, v и H – скорость и глубина воды над побочнем.

Осередковые мезоформы могут быть интерпретированы как отошедшие от берега побочни. Чаше они образуются в результате интенсивной аккумуляции наносов в период половодья на участке реки с относительно широким руслом, где поток разбивается на ряд струй (рис. 24). Осередковые мезоформы – наименее изученные русловые формы, что подтверждается отсутствием каких-либо зависимостей, определяющих геометрические размеры и скорость перемещения осередковых мезоформ. На участках выхода потока из узкой долины в широкую транспортирующая способность его резко уменьшается и здесь начинают формироваться *внутренние бары*. Они напоминают устьевые бары, образующиеся при впадении рек в водоемы и моря, с той лишь разницей, что внутренние бары не подвержены разрушительному воздействию ветровых волн. Скорость потока перед гребнем внутреннего бара сохраняется значительной, в то время как в межень перед гребнем устьевого бара скорость ничтожно мала.

В начале развития внутренний бар по своей морфологии напоминает ленточную гряду, которая формируется путем простого переотложения наносов, а внутренние бары – это процесс аккумуляции наносов на участке расширения русла при резком уменьшении транспортирующей

способности потока, приводящий к формированию подковообразной гряды.

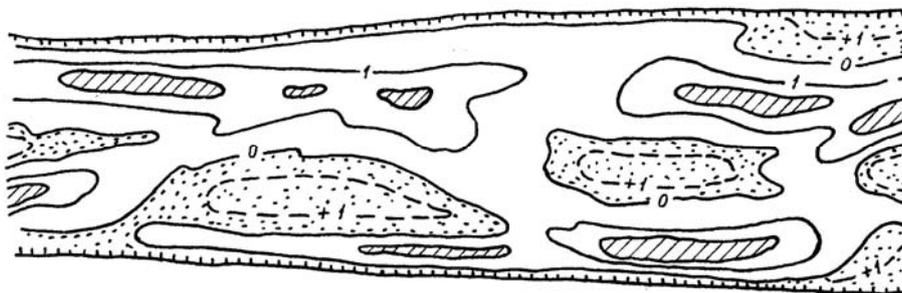


Рис. 24. Осередковые мезоформы

Таким образом, рассматриваемые мезоформы образуют следующий ряд: ленточные гряды, перекошенные гряды, побочники, осередки, внутренние бары. В этом ряду каждая последующая мезоформа характеризуется увеличением процесса отложения наносов над размывом. Однако простое увеличение расхода наносов (при $Q = \text{const}$) не приводит к перестроению побочневых форм в осередковые, если ширина русла сохраняется неизменной, а ленточногрядовый процесс в побочневый, хотя на это указывает ряд исследователей.

Необходимо отметить, что русловые мезоформы развиваются только при наличии процесса накопления наносов, без которых не могут развиваться ни побочневые, ни осередковые формы, ни тем более внутренние бары. В то же время формирование определенного типа мезоформ зависит от граничных (морфометрических) условий, которые создают гидравлический режим, соответствующий развитию донных форм.

Ряд ученых, занимающихся исследованием возникновения руслового процесса осередкового типа, установили, что данный вид возникает всегда, когда наблюдаются увеличение ширины русла и изменение уклона

свободной поверхности воды при разнотерности донных отложений, а затем этот процесс приводит к образованию русловой многорукавности. Деление русла тесно связано с ростом ширины водной поверхности и уклона и с уменьшением глубины потока. Увеличение же ширины связано с ростом осередка как формы транспорта наносов. При русловой многорукавности наблюдается изменение всех гидравлических характеристик русла при том же расходе воды и при изменении состава донных отложений. При русловой многорукавности на дне прекращают движение более крупные частицы, т.е. в числе донных наносов остаются более мелкие фракции состава донных отложений. Таким образом, разветвление русла происходит не только вследствие увеличения расхода наносов, но и в результате изменения комплекса гидрологических, гидравлических характеристик потока, участвующих в образовании формы реки. У таких рек может наблюдаться такое же квазиравновесие режима, как у рек с побочным типом руслового процесса.

9.4. Сложные формы, или макроформы. Пойма

В природной реке расходы и уровни воды изменяются, поэтому развитие русловых образований на данном конкретном участке реки значительной протяженностью происходит под воздействием внутригодовой и многолетней смены расходов воды и при определенном объеме наносов, поступающих в течение года на этот участок реки. Таким образом, развитие речного русла (русловой процесс) на участке реки значительной протяженностью связано с транспортом наносов, выраженным их годовым стоком. Циклический характер внутригодовых колебаний стока воды и наносов определяет и внутригодовую цикличность в развитии русловых образований. Закономерные изменения расхода наносов во времени и пространстве приводит к созданию таких морфологических образований, которые выражают весь ход изменений

руслового процесса. Эти образования называются сложными формами, или речными макроформами, состоящими из более простых форм, и являются теми звеньями, из которых состоит русло реки. Макроформы отражают в своем развитии весь ход руслового процесса в целом, постольку они отличаются большой сложностью морфологического строения и большой их разновидностью. Макроформы, связанные с режимом стока, могут не перемещаться в русле реки, в то время как простые формы, их составляющие, интенсивно сползают вниз по течению.

Внутригодовые изменения расхода воды и наносов обуславливают смену активности простых форм, всегда находящихся в пределах сложных форм. Средние формы (мезоформы) развивающиеся при определенных гидравлических условиях, соответствующих высокому половодью, являются наиболее крупными по размерам. В период межени возвышенные части таких мезоформ обсыхают и прекращают свое развитие, сохраняясь как унаследованные, но они оказывают существенное влияние на развитие наблюдающихся в этот период простых форм.

Примером комплекса простых форм, составляющих макроформу, может служить речная излучина. Она состоит из плесового и перекатного участков. На плесовом участке всегда четко выделяется плесовая лощина у вогнутого берега и пляжевая отмель у выпуклого. Перекатный участок включает два побочня, которые примыкают к противоположным берегам и соединяются гребнем гряды (перекатом), пересекающим речное русло. В период половодья плесовая лощина размывается и углубляется, а наносы из нее выносятся потоком на перекат. В межень побочни обсыхают и весь поток сосредотачивается в пределах седловины переката. Отложившиеся в половодье наносы перемещаются в нижнюю плесовую лощину путем движения микроформ, в верхней плесовой лощине движение микроформ замедляется либо полностью прекращается. На режим деформаций перекатного участка определенное влияние может оказать пойма.

Пойма – это малоподвижный элемент сложной формы. Она образуется при широком дне долины и больших колебаниях уровня воды. Обычно считается, что средние отметки поймы соответствуют среднемаксимальным уровням половодья. Поэтому пойму можно рассматривать как периодически действующее русло, режим которого в полной мере определяется высотой половодья.

Пойма – это сложное морфологическое образование. На ее конфигурации и размерах отразилась длительная история развития речного русла, и в нашу задачу не входит изложение закономерностей образования и развития пойм. Отметим лишь некоторые их особенности.

При подъеме половодья затопление пойм происходит с нижней части. Вода на пойму поступает по ложбинам, затонским емкостям и старицам. При половодьях ниже среднего гривы остаются сухими, а покрываются водой только при высоких половодьях. Однако при таких половодьях движение воды по пойме имеет вид сосредоточенных струй, которые располагаются в районе ложбин и пониженных участков поймы. Сплошное затопление поймы наблюдается очень редко и характерно для малых рек.

При прямолинейном или слабо изогнутом русле, когда направление течений на пойме совпадает с осью русла, распределение расхода воды между поймой и руслом зависит от площади их поперечных сечений и коэффициентов шероховатости. Если пойменный поток пересекает русло под углом, то в таких условиях весь расход пропускается поймой.

Пойменный поток оказывает определенное воздействие и на развитие русловых мезоформ. Это воздействие особенно заметно на участках слива пойменного потока в русло. Однако когда поток входит в пойменные бровки, деформированные русловые формы обычно □осстанавливаются.

В меандрирующих реках основное явление руслового процесса состоит в развитии и отмирании излучин меженного русла. Это явление, именуемое меандрированием, протекает по-разному, в зависимости от

местных физио-географических условий. Главными факторами, влияющими на процесс меандрирования, являются: ширина поймы, длительность и глубина затопления поймы паводочными водами, характер пойменных грунтов. В наиболее полном виде меандрирование развивается при широкой, мало затопляемой пойме, сложенной относительно устойчивыми грунтами. В этом случае развитие излучин не стеснено коренными берегами и не осложнено взаимодействием между основным и пойменным потоками. Благодаря устойчивости грунтов, излучины могут достигать предельной стадии развития. Такой вид меандрирования называется *свободным*. Последовательные стадии развития пойменной излучины при свободном меандрировании изображены на рис. 25, и их развитие происходит в результате образования в русле поперечного течения воды. На заключительной стадии искривления, русло приобретает вид петли, происходит его спрямление при особенно высоких паводках.

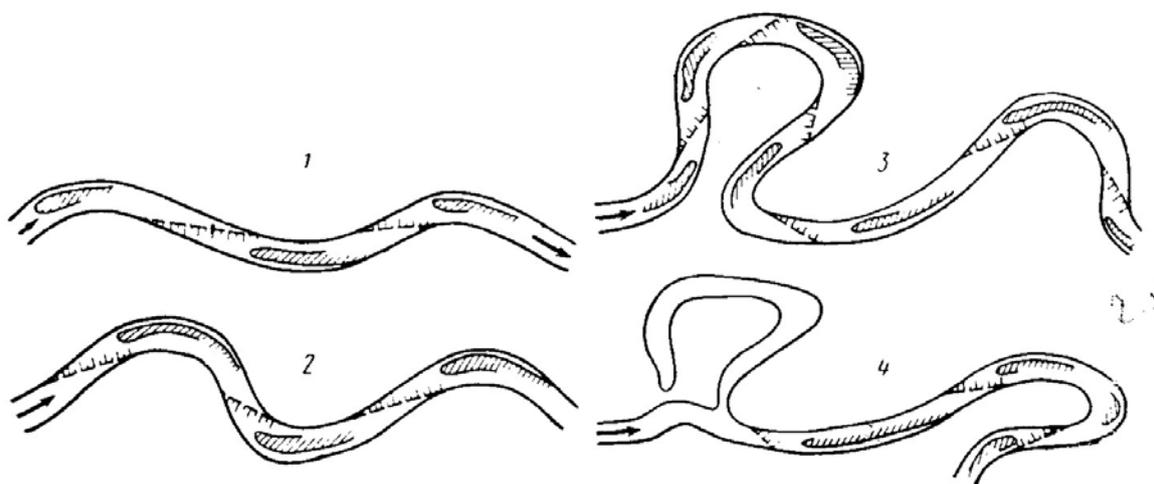


Рис. 25. Последовательные (1, 2, 3, 4) стадии развития излучины русла при свободном меандрировании

При широкой, но сильно затопляемой пойме и относительно слабых грунтах излучины начинают спрямляться задолго до достижения ими предельной стадии развития, что приводит к образованию длинных

пойменных протоков. По мере их разработки течением туда переходит все большая часть расхода воды и, наконец, излучина отмирает, не приняв петлеобразной формы. Этот процесс очень длительный и может проходить годами. Такой вид руслового процесса называется *незавершенным меандрированием*.

Если русло меандрирующей реки встречается с коренным берегом, сложенным из трудно размываемых грунтов, возникает так называемый *вынужденный изгиб русла*, который может измениться на 90° и более градусов. В узких долинах вместо свободного или незавершенного меандрирования развивается *ограниченное меандрирование*, при котором меженное русло переходит от одного коренного берега к другому, образуя излучины синусоидального очертания. Эти излучины медленно сползают вниз по реке, не изменяя своей формы.

Среди разветвленных русел различают две разновидности: *пойменную и русловую многорукавность*.

Первая является следствием расчленения поймы и развивается в тех же условиях, что и незавершенное меандрирование, т.е. при сильно затапливаемой пойме, поверхность которой легко поддается размыву. Поэтому границу между этими двумя русловыми процессами провести очень трудно.

Русловая многорукавность характеризуется наличием широкого межженного русла, в котором располагаются многочисленные осередки и острова аккумулятивного происхождения.

9.5. Развитие русловых мезоформ в природных условиях

Согласно экспериментальным исследованиям развитие русловых мезоформ обуславливается тем, что уже в потоке существуют те кинематические структурные формы, которые реализуются в виде определенных образований на подвижном дне. Подтверждаются ли эти

закономерности на натуральных реках поскольку размеры естественных водотоков на несколько порядков превышают размеры лабораторной реки? Нивелировки уреза воды, проведенные на многих перекатах рек Северной Двины и нижней Волги, подтверждают наличие волнообразного рельефа свободной поверхности при наличии устоявшихся русловых мезоформ (рис. 26). Таким образом, мы можем сделать вывод, что форма рельефа дна с развитыми мезоформами выражается волнистым рельефом свободной поверхности воды.

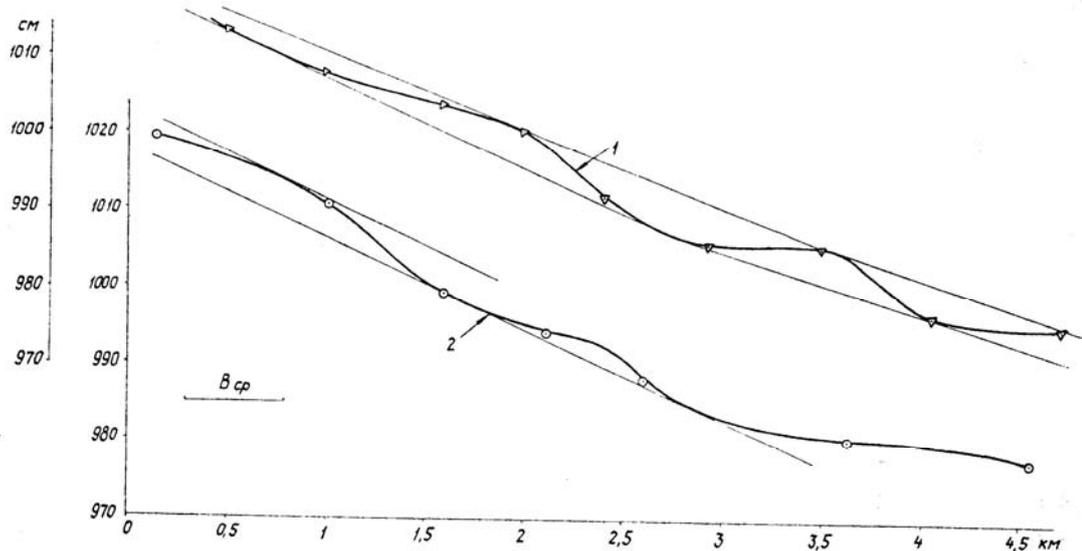


Рис. 26. Изменение отметок свободной поверхности воды по длине русла вблизи уреза, р. С. Двина:
 1 – левый берег; 2 – правый берег

Зададимся вопросом, как изменится структура потока, при удалении одной мезоформы? Рассматривая планы перекатов судоходных рек, где выполнялись работы по отторжению или даже полному уничтожению побочной, было установлено, что практически всегда, кроме нескольких случаев, наблюдался процесс восстановления прежнего рельефа дна. Значит, кинематика потока в зоне уничтожения побочной зависит не

столько от нового рельефа дна в зоне, но определяется выше расположенными элементами мезоформ.

В естественных реках очень часто наблюдается процесс перемещения побочней с разными скоростями. Это может быть обусловлено целым рядом причин, в том числе и грунтовыми условиями. По многолетним наблюдениям за перекатами нижней Волги, интенсивное перемещение ниженаходящегося побочня по отношению к вышенаходящемуся привело к существенному увеличению расстояния между ними. Через некоторое время выше нижнего побочня возник новый побочень с новым гребнем переката. С развитием новых элементов мезоформы старый нижний побочень и сопряженный с ним гребень переката, перемещаясь вниз по течению, интенсивно размывались.

Данный пример подтверждает существование и в естественном речном потоке упорядоченной структуры течений, созданной и поддержанной вышерасположенными элементами мезоформ, вне зависимости от формы рельефа дна в данном месте. Такая структура течений формирует только свойственные ей элементы мезоформ и только вполне определенных размеров. Поэтому, когда нижний побочень в своем естественном перемещении вниз по течению вышел за пределы его создающей структуры течений, на его прежнем месте возник и стал развиваться новый побочень и сопряженный с ним гребень переката. Образовавшиеся таким образом две параллельные гряды не сформировали устойчивых течений, что и обусловило разрушение старого нижнего побочня и сопряженного с ним старого гребня переката.

Рассмотрим роль увеличения ширины русла на перестроение русловых мезоформ. Известно, что шаг побочней соответствует длине волны возмущения свободной поверхности. По данным опытов эта длина волны колеблется в диапазоне 2,64...4,05 ширины русла. Очевидно, при таких длинах волны формируется устойчивая структура потока,

характеризующаяся четким чередованием расходящихся и сходящихся течений. Поэтому, если относительный шаг становится меньше определенного предела (при расширении русла происходит уменьшение относительного шага), нарушается компактность потока, речная струя дробится. Наряду с основной струей, состоящей из веерных и сбойных течений, выделяются вторичные ветви течения, которые и способствуют отделению побочня от берега и образованию осередковых мезоформ.

Бесспорно, устойчивая в плане структура течений может возникнуть только при наличии постоянно действующего возмущающего фактора. Однако плановые размеры упорядоченных течений, соответствующие данному виду мезоформ, зависят от характерных соотношений линейных параметров потока. Можно предположить, что такими параметрами может быть ширина и глубина потока. Наши рассматриваемые случаи образования побочневых мезоформ колеблются в пределах $B/H \approx 100 \dots 175$. Для лабораторных экспериментов это отношение 80, 70, 51. Развитие осередковых форм протекало при относительных ширинах русла $B/H \approx 380 \dots 520$. Значит, руслам разной относительной ширины должны соответствовать различные упорядоченные структуры потока.

А.И. Лосиевским в лотке прямоугольного сечения была обнаружена сложная циркуляционная картина движения воды, которая может являться следствием существования в лотке обособленных ветвей течения. И.Ф. Карасев попытался найти критерии деления потока на отдельные ветви. Им предложен критерий «квазиоднородности» кинематической структуры потока, который имеет следующий вид:

$$\Theta = \sqrt{\lambda_r \frac{B}{H}} \quad (193)$$

При $\Theta < 4,5$ поток сохраняет форму компактной струи, занимающей размеры всего русла. При $\Theta > 4,5$ начинается внутреннее разветвление потока и при $\Theta = 9,5$ в потоке образуются две обособленные ветви течения.

Для побочневых мезоформ по опытным данным $\Theta = 19, 16, \text{ и } 12$, а по натурным данным $\Theta = 10...17$. Для осередковых форм (перед отделением побочня) $\Theta = 38...52$.

Следовательно, по И.Ф. Карасеву, даже при побочневых мезоформах должны существовать две обособленные ветви течения. Действительно, измерениями на модели установлены два максимума на некоторых эпюрах распределения скоростей по ширине русла. Следовательно, критерий Θ достаточно правильно отражает ветвление потока, но не является достаточным для объяснения причин возникновения побочневых или осередковых мезоформ.

В природных условиях непрерывная цепочка ленточных или перекошенных гряд, побочней и осередков не наблюдаются. Побочневые мезоформы чаще всего включают 3...5 побочней, расположенных в шахматном порядке. Обычно центральные побочни существенно больше по плановым размерам и выше периферийных.

Определенная закономерность чередования перекатных участков по длине реки связана с гидравлическим режимом потока, по-видимому, при катастрофически высоких половодьях и достаточно устойчиво сохраняют свое местоположение.

Таким образом, рассмотрение русловых образований сложных по морфологическому строению участков рек показало, что основное перестроения рельефа дна определяется развитием и перемещением мезоформ речного русла. Однако в строении самих мезоформ можно выделить как минимум две структурных формы. Верхняя структурная форма включает мезоформы паводкового русла. Русловые образования данной структурной формы и были предметом анализа. Нижняя структурная форма состоит из мезоформ, образующих конфигурацию меженного русла. Они создаются на мезоформах паводкового русла. Несмотря на то, что каждая структурная форма развивается при разных по

величине потоках, они одновременно существуют и развиваются. Поэтому речной поток как бы состоит из двух «кинематических форм», которые в большей или меньшей степени проявляются при соответствующих расходах и уровнях воды.

На расширяющихся участках реки перестроение русловых форм носят очень сложный характер и могут быть выявлены только при выделении каждой из структурных форм. При выходе потока на широкий участок реки он растекается широким веером по дну паводкового русла, который при высоких половодьях формирует мощный бар. Причем, чем выше половодье, тем интенсивнее он развивается. При низких половодьях и на спаде гребень бара перестраивается, в его пределах возникают мезоформы следующей структурной формы или более низких структурных уровней, которые и определяют конфигурацию меженного русла.

Значительное влияние на конфигурацию меженного русла в рассматриваемой зоне гребня бара оказывают побочни, приходящие сюда из вышележащего участка. Поступление побочней в зону этого бара напоминает явление выхода побочней из русла реки на участок устьевого взморья. Их периодическое поступление то со стороны правого, то со стороны левого берегов обуславливает периодическое перестроение морфологии гребня бара.

Поскольку побочни составляют структурный уровень, предшествующий внутреннему бару, то их выход в район бара соответствует более низким половодьям; однако рельеф дна собственно внутреннего бара формируется при самых высоких половодьях. В этой связи структуру бара можно отнести к уровню макроформ, в то время как побочни составляют структуру паводкового русла. Однако следует отметить, что в морфологии рассмотренных участков реки разделения структурных уровней на ранг макроформ и форм русла провести очень

сложно, так как повсеместно наблюдается превращение побочной сначала в осередок, а затем, со временем, при их зарастании, в острова.

В настоящее время из-за полной зарегулированности русел рек естественный режим русла претерпел необратимые изменения. Сменился не только тип мезоформ, но практически полностью исчезли плесы, разделяющие перекатные участки. Русло реки превратилось в искусственный канал, в котором полностью нарушен естественный русловой режим.

9.6. Типизация руслового процесса

Появление в русле побочной приводит к возникновению в прямолинейном русле процесса меандрирования и поэтому критерий возникновения извилистости (меандрирования) русла отождествляется с появлением побочной. Многие авторы считают, что побочни образуются только в паводок, причем в зависимости от водности потока в русле могут образовываться побочни разных порядков. Меженный поток, по мнению некоторых авторов, имеет тенденцию к меандрированию, и кривизна потока зависит от того, насколько часты были структурные образования твердой фазы, которые появляются в результате прохода паводков предыдущих лет. Возникновение многорукавного русла блуждающего типа связывается со значительными нарушениями поступления наносов в русло рек и изменением высоты паводков, приводящих к отторжению побочной. Русловая многорукавность проявляется в результате дробления русла осередками на рукава: после возникновения осередка русло разделяется на два рукава, а затем после возникновения в каждом рукаве новых осередков возникают новые рукава и идет дальнейшее дробление потока. Увеличению транспортирующей способности потока, которое происходит при паводочном расходе, будет соответствовать следующий

порядок расположения типов руслового процесса: осередковый, побочный, ленточно-грядовый и реки с блуждающим руслом (рис. 27).

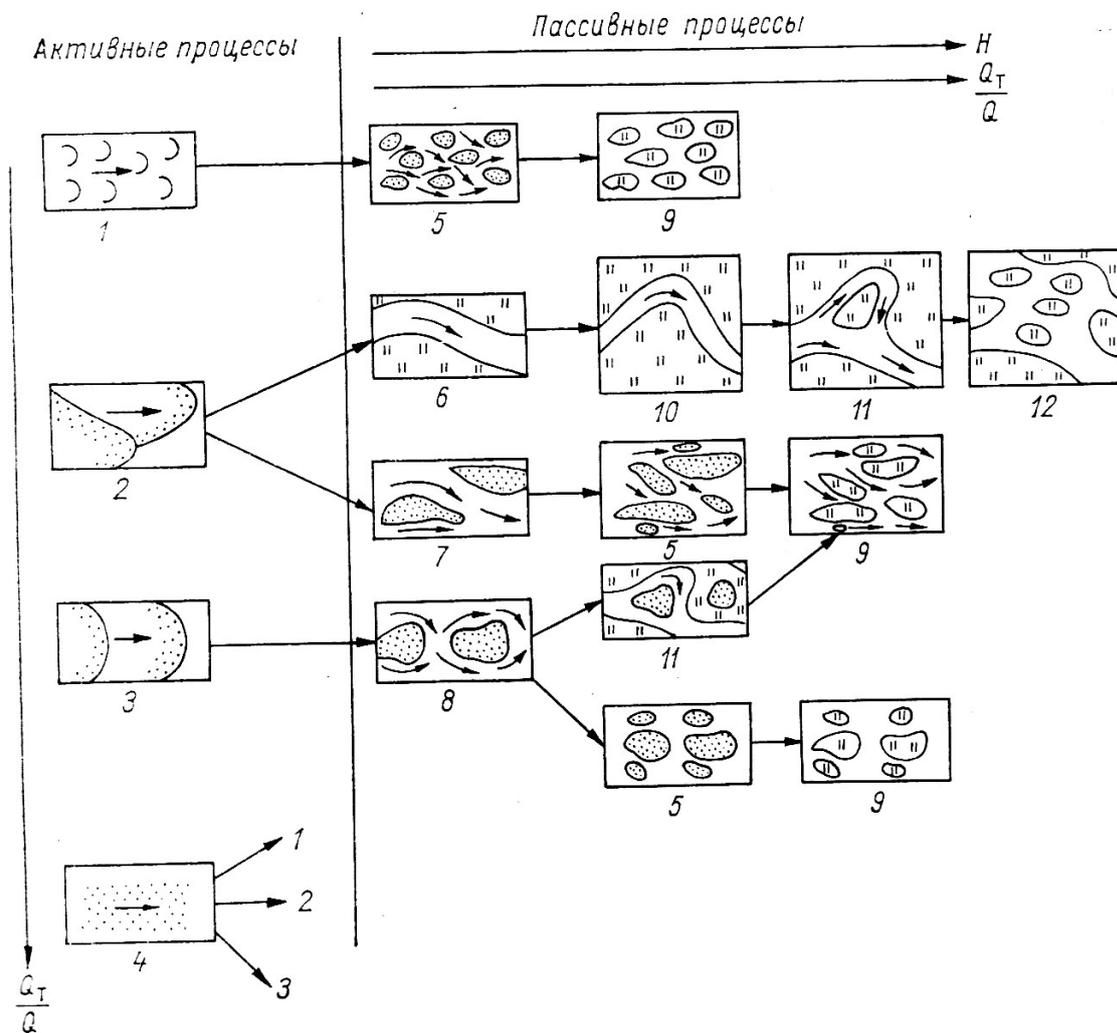


Рис. 27. Типизация руслового процесса с учетом основных действующих факторов и условий перехода одних типов руслового процесса в другие

1 – осередковый тип, 2 – побочный, 3 – ленточно-грядовый, 4 – блуждающие реки, 5 – русловая многорукавность, 6 – ограниченное меандрирование, 7 – отторжение побочной (как переход к русловой многорукавности), 8 – бифуркация, 9 – пойменная многорукавность, происшедшая из русловой, 10 – свободное меандрирование, 11 – незавершенное меандрирование, 12 – пойменная многорукавность

При уменьшении водности потока и соответственно уменьшении глубин происходит образование русловых форм, обозначенных условными знаками 5-8. Процессы проходящие в прямолинейных руслах (условные знаки 1-4), не всегда приводят к возникновению меандрирования. Для того чтобы могло развиваться меандрирование, необходимо либо однонаправленное изменение гидравлических условий в многолетнем разрезе, либо такой ход гидрологических характеристик, когда периоды активного смещения побочной слишком редки. Отсутствие ограничивающего влияния коренных берегов долины приводит к дальнейшему развитию свободного меандрирования (знак 10). Незавершенное меандрирование от свободного отличается тем, что излучина, не достигнув своего полного развития, спрямляется образовавшимся протоком.

10. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ УСТЬЕВ

10.1 Устьевая область реки, типы устьев и устьевые бары

Устье реки или так называемая устьевая область включает часть низовья речной долины, смежное морское побережье и прилегающий участок взморья. В пределах устьевой области совершается переход гидрологического режима реки в гидрологический режим моря. На этом относительно коротком участке протекают так называемые устьевые процессы, возникающие в результате взаимного влияния речного стока и движения воды в море. Устьевая область по степени влияния речного и морского режимов обычно делится на два участка.

Устьевой участок реки – участок, где определяющим является речной гидрологический режим. Воздействие морского режима, слабо проявляющееся на верхней границе участка, усиливается на пути к нижней границе. Морфологически устьевой участок включает часть долины с расположенными в ее пределах водотоками (рукавами, протоками), водоемами (озерами, лиманами, плавнями) и островами. На этом участке проявляются процессы, свойственные только устьям рек: непрерывно делится на рукава, удлинение рукавов, нарастание суши и т.д.

Устьевое взморье – участок, испытывающий превалирующее воздействие режима моря. Влияние речного режима здесь интенсивно ослабевает, на подходе к нижней границе участка оно практически не обнаруживается. Границей, разделяющей устьевой участок реки и участка (рис. 28) устьевого взморья, служит условная линия проходящая по урезу мористой оконечности островов. Эта зона наиболее активного взаимодействия речного потока и вод моря, которое приводит к образованию специфических водных пространств типа озер, лагун, лиманов и т. д., а также и морфологических форм донного рельефа – приустьевых кос, осередков, подводных отмелей и устьевых баров.

По гидрологическим признакам устьевые области рек делятся на две большие группы: устья рек с приливами (устьевые области океанов) и устья рек без приливов (устьевые области внутренних морей).

По морфологии устьевого участка реки различают однорукавные и многорукавные, или крупноостровные устья. Наиболее распространены многорукавные устьевые участки, называемые дельтой. Обычно дельты имеют аккумулятивное происхождение, но встречаются так называемые врезанные дельты, морфологически сходные с аккумулятивными дельтами, врезка которых осуществляется не в собственные аллювиальные отложения, а в чуждые реке отложения, слагающие приморскую равнину.

К подобному типу относят дельту Невы, рукава которой врезаны в морские литориновые отложения.

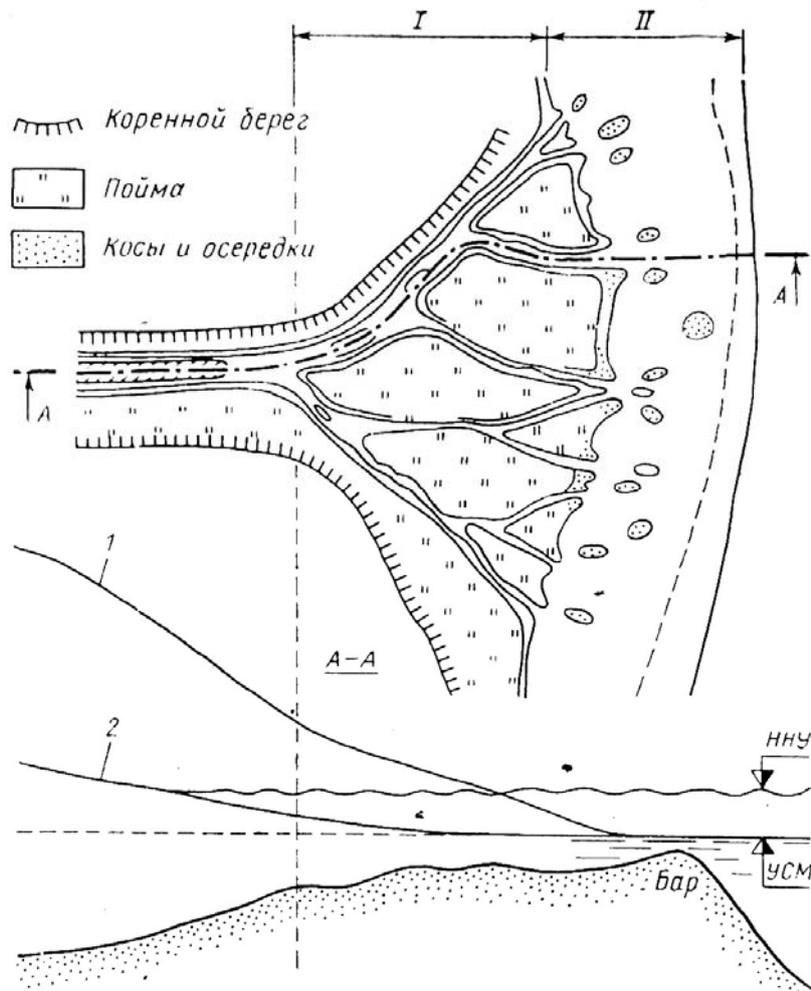


Рис. 28. Устьевая область реки:

I – устьевой участок реки (дельта); II- устьевое взморье; 1 – свободная поверхность воды в половодье; 2 – то же в межень; ННУ – наибольший нагонный уровень;
УСМ – уровень спокойного моря

По морфологии морского края устьевого взморья выделяют открытые устья, когда река впадает в районе морского побережья, и закрытые, которые образуются при впадении рек в заливы или лиманы. Лиманы обычно имеют вытянутую форму и узкое сообщение с морем. В устье лимана из наносов, перемещающихся на соседних участках морского побережья, формируются одна или две косы, пролив между которыми поддерживается сточным течением из лимана в море. Лиманы хорошо защищены от морских волн.

В приливных морях некоторые реки впадают в так называемые эстуарии, которые имеют значительно большие глубины, чем лиманы, но они недостаточно защищены от проникновения в них морских волн. На северных реках России предустьевые заливы, вне зависимости от их формы и характера сообщения с морем, называются губами.

По уклону подводного профиля различают отмелые и приглубые устьевые взморья, отличающиеся тем, что на отмелых взморьях речной поток захватывает всю толщу воды до дна, а на приглубом речная струя как бы отрывается от дна и занимает только верхний слой потока, а нижний до дна занимает морская вода. Для отмелого и приглубого взморья различен также и механизм разрушения морских волн.

Устья рек, впадающих в озера, не подвержены заметным приливно-отливным явлениям, а устьевая область часто имеет малую протяженность ввиду небольших нагонных колебаний уровней воды в озере. При впадении рек в озера с пресной водой отсутствует явление перемешивания и проникновения осолоненных вод в устье.

Особенностью устьев рек, впадающих в водохранилища, являются большие колебания уровней воды, вызванные глубокой предвесенней сработкой водохранилища. Это обстоятельство обуславливает специфический режим формирования таких устьев.

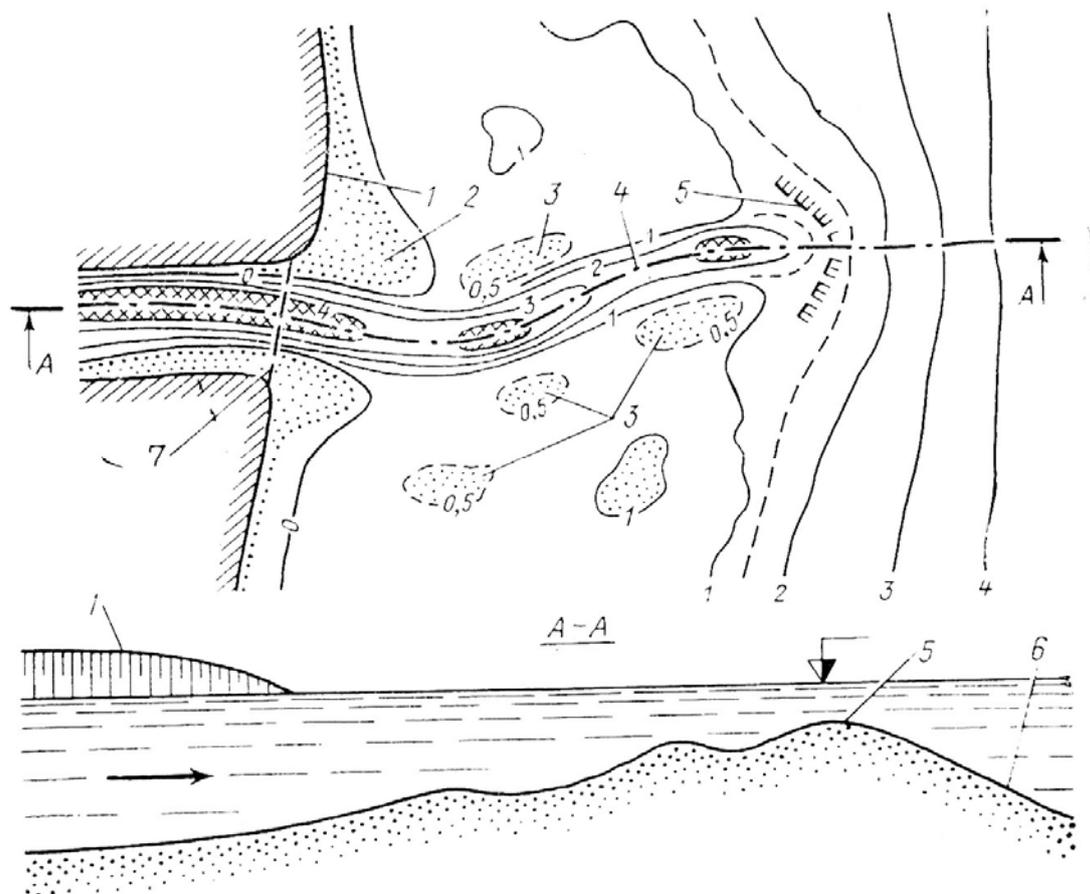


Рис. 29. Морфология устьевого бара:

1 – коренной берег; 2 – приустьевая коса; 3 – песчаная отмель (осередок); 4 – русловое углубление; 5 – гребень бара; 6 – свал глубин; 7 – устьевой створ

При транспортном освоении устьев рек наибольший практический интерес представляют устьевые бары. Под устьевым баром будем понимать весь мелководный участок, который начинается у конца подводных берегов реки или рукава (в случае многорукавного устья) и заканчивается свалом глубин (рис. 29). В рельефе устьевого бара выделяется русловая ложбина или борозда, иногда ограниченная по сторонам подводными косами и отдельными отмелями (осередками), и гребень бара – зона наименьших глубин, которая препятствует сквозному судоходству и является естественной преградой на пути река – море.

10.2. Речной гидрологический режим

Процессы, протекающие в устьевой области, зависят от гидрологических режимов реки и моря, а также от интенсивности перехода одного режима в другой. Речной гидрологический режим характеризуется объемами водного и твердого стока, его сезонными и многолетними изменениями, амплитудой колебаний и интенсивностью подъема и спада уровней, ледовыми явлениями и другими особенностями. Чем больше объем водного и твердого стока, тем большее влияние оказывает река на устьевую область. Годовой водный сток рек России, впадающих в окраинные и внутренние моря, колеблется в больших пределах (от нескольких до нескольких сотен км³). Твердый сток, поступающий в устьевую область, также различен, при этом средняя мутность воды (масса грунта в единице объема воды) колеблется от 10 г/м³ до 2,8 кг/м³. В широких пределах изменяются и другие характеристики, определяющие режим устьев. В годовом ходе уровней можно выделить четыре периода: зимняя межень, высокое весеннее половодье, летняя межень и осенний паводок. Высота половодья в значительной мере характеризует интенсивность перехода речного режима в морской, а в конечном счете и интенсивность русловых деформаций.

Морской гидрологический режим формируется ветровым волнением, морскими течениями и течениями береговой зоны, сгонно–нагонными и приливными колебаниями уровня и т. д. Ветровые волны оказывают значительное влияние на динамику рельефа устья. Параметры ветровых волн – высота, длина, период – зависят от силы ветра, длительности его действия, плановых размеров, конфигурации и глубины акватории, а также степени проникновения морского волнения в район взморья. Основными расчетными характеристиками служат – средняя высота волны $h_{\text{ср}}$ и средний период $\bar{\tau}$ волн, для определения которых рекомендуется

использовать графики. Направление распространения волны обычно изображается волновым лучом, который проводится нормально к гребню (фронту) волны. Нагонные подъемы и сгонные понижения уровня воды, обусловленные воздействием ветра на водную поверхность, на взморьях разных устьевых областей колеблются в очень широких пределах и зависят как от режима ветра, так и от конфигурации и рельефа устьевого взморья, а также от стока реки и приливно-отливных течений. Так, максимальная высота нагона на взморье Волги равна 2,8 м, а наибольшее понижение уровня при сгоне составляет 1,8 м.

Приливно-отливные явления представляют собой вынужденные движения масс воды, обусловленные силами притяжения Луны и Солнца. Они имеют четко выраженный периодический характер, проходящий 2 раза в сутки. Большое влияние на характер приливов оказывают географические условия: особенности очертаний материков и островов, характер рельефа дна моря, размеры свободной водной поверхности и т.д. У берегов приливные и отливные движения воды претерпевают значительные изменения, обусловленные как конфигурацией береговой линии, так и уменьшением глубины моря. Наибольшее влияние таких движений водных масс сказывается на гидродинамике устьев Северной Двины, Мезени и Печоры. Здесь величина прилива превышает 8 м, при этом максимальная скорость во время прилива достигает 2,3 м/с, а отлива 1,6 м/с.

11. ОБРАЗОВАНИЕ УСТЬЕВЫХ БАРОВ

11.1. Возникновение и развитие устьевых баров

Процесс возникновения и развития рельефа устьевого бара, формирующегося из речных наносов и бара, формирующегося из морских наносов, протекает различно. Здесь мы рассмотрим лишь случай формирования устьевого бара из речных наносов.

Преимущественное преобладание в составе речных наносов влекомых или взвешенных фракций также влияет на особенности образования и

морфологического строения устьевых баров. На процессе формирования отражаются и особенности морфологического строения устьевого участка реки (однорукавное или многорукавное устье). В процессе образования устьевого бара из речных наносов на плоском (на горизонтальном или с уклоном) дне взморья можно выделить следующие три стадии.

Первая стадия – возникновение бара (рис. 30, а) складывается из аккумуляции по краям речной струи, образуя приустьевые косы, которые формируются под углом 10° - 12° к оси потока и высота валов уменьшается в сторону моря. В этот период начальной стадии формирования бара характер течений не зависит от возникающего рельефа и

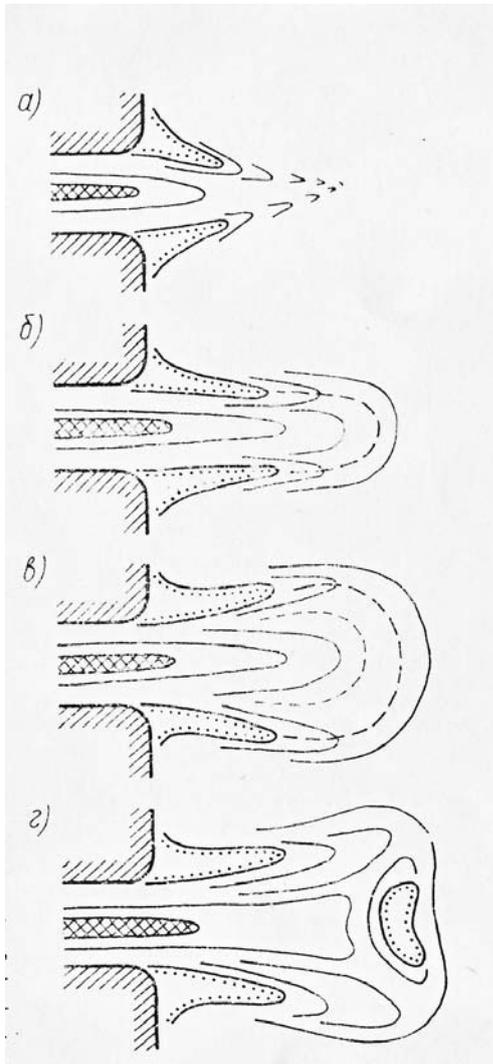


Рис. 30. Стадии формирования бара

определяется особенностями распределения скоростей в турбулентной речной струе.

Вторая стадия – формирование относительно устойчивой морфологической формы бара, которая начинает существенно влиять на кинематику речной струи. Увеличение отметок вала повышает скорости вниз по течению, которые размывают внутренние скаты валов. Последние ориентируются параллельно оси потока (рис. 30,б), а наносы, поступающие из русла, пополняют мористые части вала, образуя изогнутую гряду, которая выпуклостью направлена в сторону моря. Эта стадия характеризуется относительным соответствием характера течения и морфологии бара. Основная часть речных наносов перемещается через мористую часть вала и его гребень, откладываясь с тыловой части, что способствует перемещению бара в сторону моря с полным сохранением его отметок.

Третья стадия – переформирование рельефа бара происходит за счет подпорного влияния баровых форм на речной поток, что приводит к уменьшению скоростей течения в речной струе. Это обуславливает аккумуляцию наносов во внутренней части бара, повышение отметок дна и уменьшению глубин, что приводит к расширению мористой части речной струи, к дальнейшему развороту продольных валов и увеличению ширины бара (30, в). В эту стадию формирования поток веерообразно растекается по периметру бара. Уклон по длине бара уменьшается, а на гребне возрастает. В дальнейшем возможны симметричный боковой размыв мористой части валов и образование барового осередка (30,г).

Если речной поток является барообразующим фактором, то ветровые волны и морские течения его разрушают.

В переформированиях рельефа бара под воздействием волнения можно выделить стадию интенсивного переформирования, когда баровые формы, сформированные речным потоком в период половодья, вызывают

наибольшую трансформацию от ветровых волн, что приводит к образованию смешанных течений, отличающихся значительным увеличением максимальных скоростей. Сосредоточение волновой энергии на баровом осередке способствует его быстрому разрушению и выравниванию отметок гребня. После интенсивной перестройки бара, сформированного речным потоком, наступает стадия относительного соответствия нового рельефа характеру волнения и значительных изменений рельефа дна не происходит. В случае меженных расходов воды фиксируется результирующее перемещение наносов в сторону устья, а при значительных стоковых скоростях – в сторону моря.

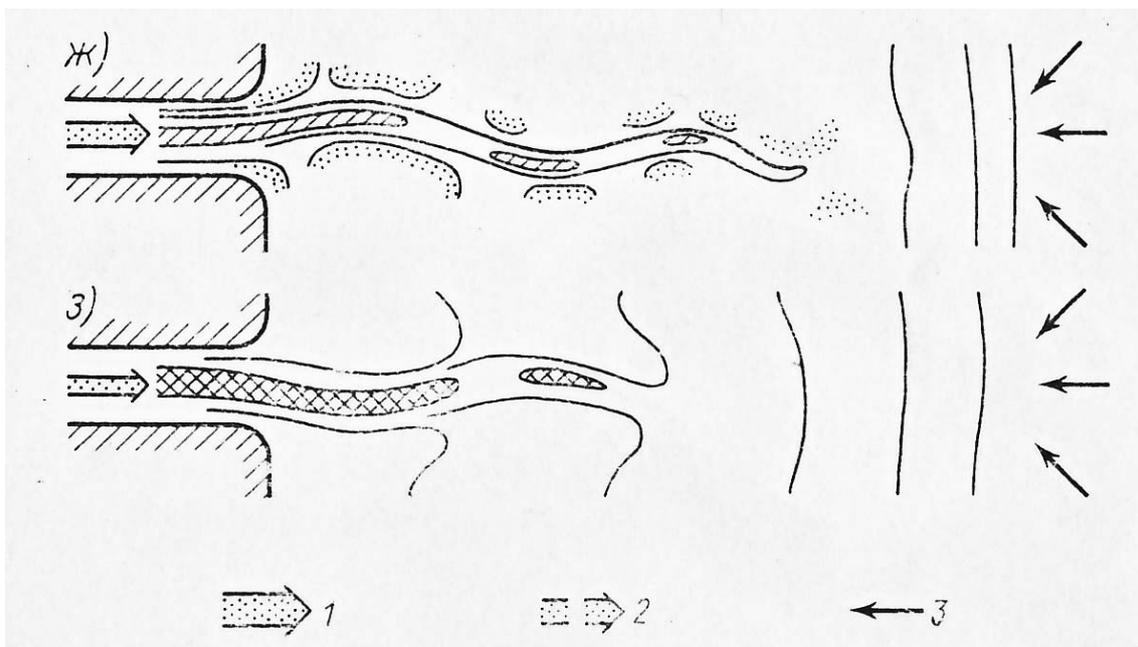


Рис. 31. Бары, формирующиеся преимущественно из взвешенных наносов:
ж – русловой; *з* – ложбинообразный; *1* – сток речных наносов; *2* – вдольбереговой поток наносов; *3* – луч волнения

В устьях некоторых рек, транспортирующих взвешенные наносы, процесс их осаждения происходит при очень малых скоростях потока, что наблюдается на большом удалении от устьевого створа. Осаждение взвешенных наносов происходит более или менее равномерно на значительной площади взморья, поэтому устьевые бары, образованные из взвешенных наносов, имеют совсем другой рельеф. Происходит общее повышение отметок дна взморья, и русловой поток вырабатывает в этих переуплотненных наносах русловую ложбину, обычно изогнутую в плане.

Дальнейший процесс отложения взвешенных наносов приводит к наращиванию отметок дна взморья вблизи кромок ложбины, что способствует выдвиганию русла реки в сторону моря. Поступление наносов за кромку ложбины, по нашему мнению, обуславливается турбулентным и вихревым переносами их из основной струи и осаждением за счет резкого уменьшения скоростей за кромками ложбины (рис. 31).

11.2. Влияние изменчивости природных факторов на деформацию устьевых баров

Величина и интенсивность деформаций устьев зависят от следующих факторов: сезонных и многолетних колебаниях водного стока; количества наносов, выносимых потоком на участок устьевого взморья; особенностей руслового процесса в устьевом участке реки; рельефа взморья; режима морского побережья и др.

Сезонные изменения расхода воды и наносов обуславливают определенную периодичность процесса. Специальные исследования показали, что основное формирование рельефа наблюдается при максимальных расходах половодья (рис. 32). В этот период русловые наносы, перемещаемые значительными стоковыми скоростями, откладываются в пределах гребня, наращивая его отметки и способствуя выдвиганию в сторону моря. Плановое растекание потока приводит также

к увеличению ширины бара. Взвешенные наносы обычно перемещаются за пределы бара на участок устьевое взморья, а также частично откладываются на внешних частях гребня и продольных валов.

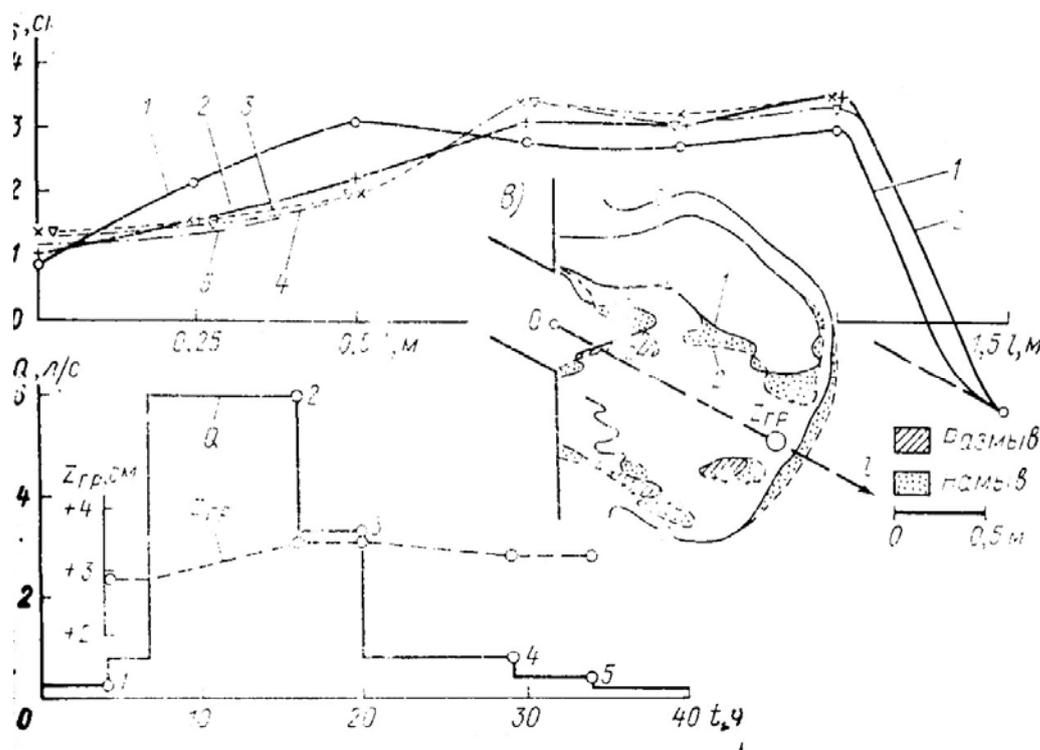


Рис. 32. Сезонные переформирования бара:

a – изменение отметок дна z_s по длине бара l ; *б* – изменение расхода воды в реке Q и высоте гребня $z_{гр}$ во времени t ; *в* – плановые деформации; 1–5 – номера съемок

На спаде половодья процессы формирования затухают и в межень период сколь-либо заметных переформирований бара речным потоком не наблюдается. В межень происходит отложение во внутренней части бара преимущественно взвешенных наносов, которые образуют илистый слой.

Многолетняя неравномерность стока существенно влияет на процесс формирования устьевого бара. Установлено, что чем выше и продолжительнее половодье, тем большие изменения в рельефе бара оно вызывает. Если высокому половодью предшествовало низкое или среднее по водности половодье, то за период высокого половодья рельеф бара перестраивается существенным образом. Обнаруживается резкое

увеличение размеров бара и интенсивное смещение гребня в сторону моря. Иногда в пределах гребня формируется мощный осередок. Последующее более низкое половодье обычно не вносит заметных изменений в плановую конфигурацию бара, при этом смещение в сторону моря не наблюдается. Русловые наносы откладываются в ложбине бара, перед его гребнем, что приводит к смещению бара в сторону реки.

Определенное влияние на морфологию бара оказывает русловой процесс, протекающий на устьевом участке реки. Так, если на устьевом участке реки наблюдается интенсивное перемещение побочней, то это сказывается на характере деформаций устьевого бара. В тот период, когда в устье реки у одного берега оказывается побочень, то здесь образуется обширная приустьевая коса. У противоположного берега, где располагается плесовая лощина, возникает сбойное течение, вызывающее искривление динамической оси потока не только в пределах русла, но и на участке устьевого взморья. В этом случае динамическая ось потока смещается в сторону приустьевой косы, где формируется баровая ложбина.

При выходе к устью гребня переката приустьевая яма формируется в центральной части бара. Однако глубина ее существенно меньше, чем в первом случае. Контуры баровой ложбины получают неопределенные очертания, состоящие из отдельных углублений. Дальнейший процесс смещения русловых образований приводит к искривлению струи в противоположную сторону. Зная скорость смещения русловых образований на устьевом участке реки, можно дать прогноз переформирования устьевого бара.

Смещение русловых образований в русле реки с сохранением их формы почти неизменной наблюдается при половодьях, близких к среднемноголетним. Очень высокие и особенно катастрофические половодья коренным образом перестраивают русловые формы. Обычно в нижней части устьевого участка побочни размываются, а русло реки

спрямляется и углубляется. Продукты размыва выносятся на участок устьевого взморья, где откладываются вместе с транзитными наносами, перестраивая морфологию бара, резко увеличивая его длину, как это было отмечено на баре реки Висла.

В реках с относительно малым твердым стоком подвижные русловые формы обычно разрушаются до подхода к устью. Образующиеся русловые наносы поступают на бар в виде донных гряд, а при высоких половодьях – в полувзвешенном состоянии. В этом случае гребень бара, уменьшающий глубину, располагается на значительном расстоянии от устьевого створа, который подвержен значительному влиянию ветровых волн и морских течений.

Объем твердого стока определяет не только интенсивность роста бара, но и его морфологию и периодичность формирования. Большое количество поступающих наносов приводит к образованию мощных осередков, приустьевых кос и крупных донных гряд, существенно усложняющих строение бара.

Рельеф взморья оказывает большое влияние на скорость выдвижения бара в море.

Отмелое взморье способствует интенсивному выдвижению гребня в море. Речная струя, как правило, искривляется и поток течет в собственных отложениях, иногда делясь на несколько рукавов. Переформирования таких русловых и дельтовых баров во многом подобны переформированию речного русла и определяются главным образом гидрологическими особенностями реки.

На приглубом взморье речной бар формируется медленно, а при малом твердом стоке рек бар не образуется и глубины значительно не уменьшаются.

Бары, сформированные на отмелом взморье, меньше подвержены воздействию ветровых волн, так как на мелководье высокие волны

разбиваются, часть энергии их теряется, а на бар воздействуют только волны малой высоты. Бар, формирующийся на приглубом взморье, подвержен разрушительному воздействию всего спектра ветровых волн.

В период нагонов уровни воды повышаются, что способствует увеличению высоты волн и воздействию их на рельеф бара. Значительное влияние на деформацию бара оказывают течения, формирующиеся на взморье при нагонах. Сгонные ветры, вследствие малой длины разгона и уменьшения глубин, не развивают больших волн, но суммарные скорости стоковых и сгонных течений могут привести к значительным деформациям бара.

12. ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА

В гидроморфологической теории руслового процесса выделяются три определяющих фактора: водность, транспорт наносов и ограничивающие условия.

12.1. Транспорт донных наносов

Три типа русловых процессов связываются с перемещением мезоформ: ленточно-рядовой, побочный и осередковый типы. В этих случаях влияние транспорта донных наносов на русловой процесс проявляется непосредственно в формировании рельефа одноименного с типом процесса. Формирование процесса меандрирования также связано с транспортом донных наносов. Разветвление русла на рукава всегда предшествовало образованию в русле осередка, который является рядовой формой транспорта донных наносов. Причем при установившемся течении

расход донных наносов идентичен транспортирующей способности потока.

Влияние неустановившегося режима будет сказываться только в том, что изменение расхода донных наносов и транспортирующей способности потока будет несколько отставать друг от друга, но при медленном изменении расхода воды в паводок этим отставанием можно пренебречь. Увеличение расхода донных наносов или транспортирующей способности потока будет сопровождаться последовательностью смены формы донного рельефа. Дальнейший рост транспортирующей способности потока мог бы привести к стиранию русловых форм и транспорту донных наносов в гладкой фазе, что не наблюдается в натуре вследствие изменчивости расхода воды. Таким образом, расход донных наносов является определяющим фактором, влияющим на смену типа русловых форм при неизменном расходе воды.

12.2. Ограничивающие условия потока

Ярким примером ограничивающих условий, влияющих на развитие руслового процесса, служит ограничение поймы коренными берегами при меандрировании. Выход скальных пород, ограничивающих глубинные размывы, и другие геологические ограничения являются такими же условиями. Но можно подойти к этому вопросу гораздо шире. Мы знаем, что в русле могут существовать мезоформы разного порядка, хотя геологические условия здесь одинаковы, поэтому можно предположить, что в русле ограничивающими условиями могут быть жидкие границы потока, возникающие на границах раздела струй с разными гидравлическими характеристиками. Вероятно, к ограничивающим факторам, влияющим на движение мезоформ, можно отнести и изменчивость гидравлического режима.

При постоянном расходе воды русловые формы в прямолинейном русле продолжали бы свое поступательное движение вниз по течению. Уменьшение расхода воды ведет к замедлению сползания форм, их остановке, обсыханию верхних частей и к частичным деформациям их подводной части. Изменение расхода воды ведет к сокращению времени активного движения мезоформ, к дискретности во времени этого движения и в этом сказывается его ограничивающее влияние. Криволинейность русла и долины также можно отнести к ограничивающим условиям, так как изгибы русла приводят к перераспределению расхода донных наносов и образованию новых русловых форм рельефа дна. Ограничивающее влияние изменчивости гидрологического режима в еще большей степени сказывается на развитии незавершенного меандрирования и пойменной многорукавности, а также прорывы перешейка вышележащей излучины ограничивают свободное развитие излучин.

12.3. Влияние расхода воды на развитие рельефа дна

Увеличение расхода воды изменяет гидравлические характеристики потока: глубину и скорость течения, а также местный уклон свободной поверхности потока. Вместе с этим при паводке транспортирующая способность потока повышается, что приводит к увеличению расхода донных наносов и к активной перестройке русловых форм (мезоформ), их более быстрому перемещению и увеличению как высоты, так и ширины.

При уменьшении расхода воды будет наблюдаться различная пространственность потока. Малые расходы воды будут вызывать неравномерность как вдоль одной мезоформы, так и в разных частях живого сечения, и на рассматриваемом участке будет наблюдаться как бы несколько струй, характеризуемых различными условиями. В результате чего по ширине потока будут формироваться разные русловые микро- и

мезоформы. С увеличением расхода воды неравномерность потока и количество обособленных струй по его ширине будет уменьшаться до выравнивания гидравлических характеристик русловой части потока и будут сформированы мезоформы, которые займут всю русловую часть.

При паводке поток выходит на пойму и в зависимости от его водности будет либо развиваться меандрирование, либо промываться протоки, а значит, наблюдаться пойменная многорукавность или незавершенное меандрирование.

Таким образом, изменение расхода воды значительно влияет на образование и поддержание того или иного типа руслового процесса и является определяющим фактором в установлении рельефа долины реки.

12.4. Обобщенная гидроморфологическая зависимость по установлению типа русловых процессов

Зависимость $B/H = f(H/d, z)$, изображенная на рис. 33, где z – некоторый параметр, характеризующий тип руслового процесса, построена по натурным данным. При этом, определяя тип руслового процесса, за основу бралась его типизация, приведенная в разделе 9.6.

В том случае, если по первоисточникам не удавалось уточнить тип меандрирования, то реки с малым коэффициентом извилистости относились к ограниченному меандрированию, а с большим коэффициентом извилистости – к свободно меандрирующим рекам. Выбор определяющих параметров был обусловлен тем, что комплексы $B/H\lambda$ и H/d являются распространенными в речной гидравлике критериями. Так, $B/H\lambda$ является критерием плановой гидравлики, а H/d отражает не только относительную гладкость и масштабность явления, но и характеризует степень подвижности донного материала, т.к.

$$H/d = Fr_d^2 / Fr^2, \quad (194)$$

где $Fr_d^2 = v/\sqrt{gd}$ – критерий «устойчивости», по Великанову.

На рис. 33 точки, соответствующие каждому типу руслового процесса, обозначенные условными знаками, разделились на несколько областей. Достаточно четко выделились области ленточно-грядового и побочного типа руслового процесса (области 1, 2). Следующая за побочным область осередкового процесса имеет несколько размытую границу, а в следующей области (4, 5) разместились точки, соответствующие русловой многорукавности и ограниченному меандрированию. Правый угол графика занят точками, соответствующими свободному и незавершенному меандрированию и пойменной многорукавности. Приведенный рисунок построен на основе большого количества данных

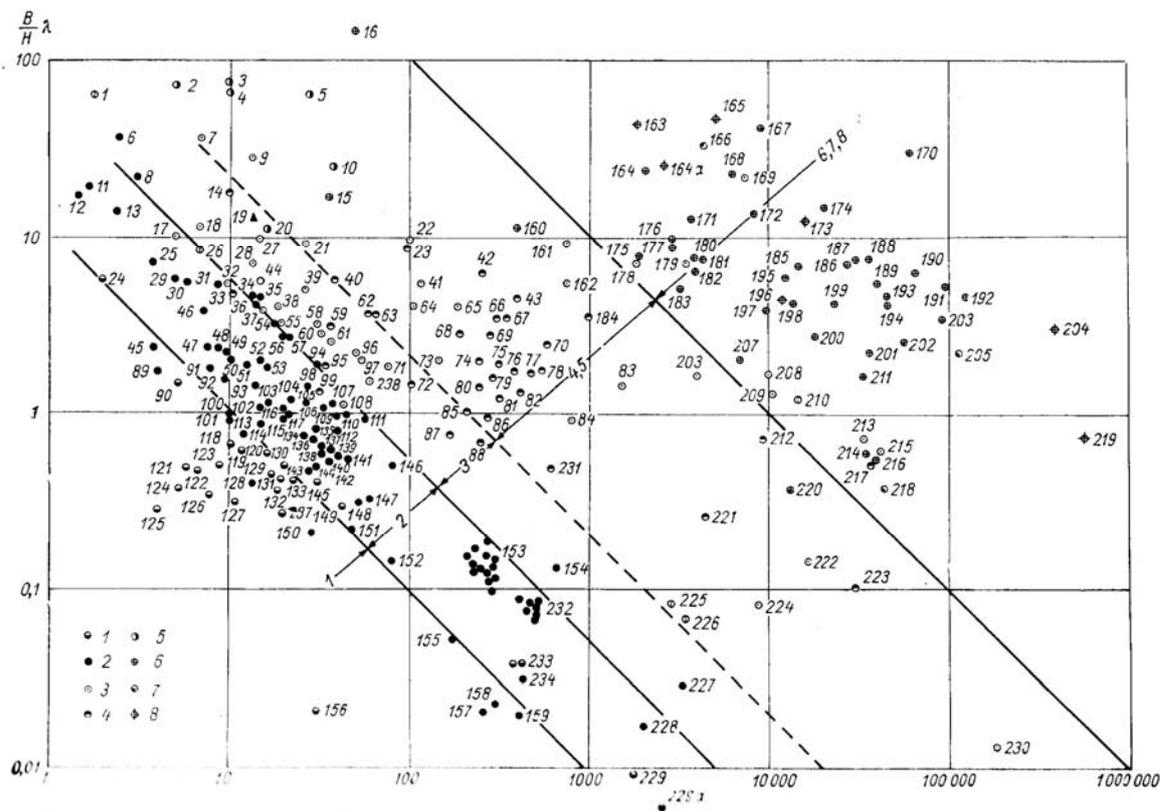


Рис. 33. Критериальная зависимость перехода одних типов руслового процесса в другой:

1 – ленточные гряды; 2 – побочни; 3 – осередки; 4 – ограниченное меандрирование; 5 – русловая многорукавность; 6 – свободное меандрирование; 7 – незавершенное меандрирование; 8 – пойменная многорукавность (цифры у точек означают номера в списке рек и моделей)

для рек разного размера, от маленьких ручьев до самых больших рек и лабораторные данные по исследованиям руслового процесса попали в соответствующие области, то полученные зависимости можно принять как одну обобщающую. Размещение точек, соответствующих разным русловым процессам в одной области, может означать, что в принятых координатах нет принципиальной разницы по выделенным признакам между этими русловыми процессами и требуется какой-то дополнительный признак, либо допущенное отклонение фактических данных от требуемого осредненного значения оказывается ощутимым. Можно показать, что дополнительным признаком разделения точек, соответствующих ограниченному меандрированию и русловой многорукавности, служат граничные унаследованные условия.

Разделение точек, соответствующих свободному незавершенному меандрированию и пойменной многорукавности, существенно зависит от осреднения характеристик за многолетний период. Для названных типов руслового процесса существенными оказываются гидрологические циклы изменчивости расходов воды за многолетний период времени. При рассмотрении пойменных процессов всем рассматриваемым трем типам меандрирования свойственны одни и те же процессы: при свободном меандрировании в некоторые годы наблюдаются такие высокие паводки, которые ведут к возникновению транзитных течений и созданию таких элементов рельефа пойм, которые служат признаком свободного меандрирования. В то же время частое повторение высоких расходов подавляет свободное меандрирование путем создания протоков на пойме. Поэтому для разделения названных типов руслового процесса без учета повторяемости расчетных условий обойтись невозможно, но для их разделения нет необходимых данных.

Граничные линии, которыми разделяются выше названные области с разными типами руслового процесса, могут быть охарактеризованы

параметром z , различным для каждой линии. Аналитическое выражение семейства параллельных линий на рис. 33 может быть получено в виде

$$B/H \lambda = z d/H \quad (195)$$

где численное значение z определяется из графика.

12.5. Основные показатели, определяющие тип руслового процесса по гидродинамической теории

Последовательное перестроение скоростного поля потока, вызванное вышерасположенными мезоформами, приводит к закономерному распространению процесса развития рельефа вниз по течению. Однако подобные перестроения скоростного поля потока в естественной реке могут быть вызваны и другими причинами (сужение русла, выступ коренного берега и т.д.). Видимо, из всего многообразия русловых форм будут реализованы только те, которые вызывают максимальные деформации дна. Поэтому решение задачи состоит в том, чтобы определить условия, при которых перестроения потока, свойственные побочным формам, в то же время определяют максимальные деформации дна.

В общем виде начальная скорость деформации ξ_n является функцией следующих параметров: q_{s0} – удельный расход наносов в начальном створе; α_j – параметр, характеризующий величину и направленность изменения уклона свободной поверхности (амплитуда колебаний уклонов); m – показатель степени, характеризующий интенсивность транспорта наносов; C_k – параметр, характеризующий пологость кривой свободной поверхности; $K_T = \lambda_{T0} B_0/H_0$, где $\lambda_{T0} = 2g/C^2$ – коэффициент гидравлического трения, B_0 – ширина русла в начальном створе, H_0 – его глубина; $n_L = L/B_0$, где L – длина шага русловой формы.

Так как $\xi_n = f(q_{s0}, \alpha_j, m, C_k, K_m, n_L)$, значит деформация дна пропорциональна удельному расходу наносов в начальном створе, линейно

зависит от амплитуды уклона и показателя степени m . Начальная скорость деформаций ξ_n уменьшается с увеличением параметра C_k и при $C_k = 0$ затухания периодических деформаций по длине струи потока не происходит.

Значит, начальная скорость деформаций изменяется монотонно при изменении величин q_{s0} , α_j , m , C_k .

По координате l начальная скорость деформаций дна ξ_n изменяется периодически и в зоне положительных значений ξ_n формируется побочень, а в зоне отрицательных значений – плесовая ложина. Условие $\partial\xi/\partial l = 0$ определяет местоположение вершины и подошвы мезоформы. Если уклон свободной поверхности струи по длине растет то $\alpha_j > 0$, при $\alpha_j < 0$ уклон свободной поверхности уменьшается и $\alpha_j = 0$ режим движения равномерный.

Влияние параметров K_T и n_L на начальную скорость деформаций следующее $n_L = \Psi_n(K_m, C_k)$. На рис. 34,а показана графическая зависимость относительного шага n_L от параметра K_m , отвечающая разным значениям величины C_k . Аналитическое выражение представленной графической зависимости таково

$$n_L = 2 \pi / f(K_T, C_k). \quad (196)$$

График функции $f(C_k)$ показан на рис 34,б. Учитывая значения K_m и n_L из (196), получим для шага мезоформ

$$L = H_0 2\pi / f(C_k) \lambda_{m0}. \quad (197)$$

Значит, длина сопряженных кривых подпора и спада L , определяющая максимальную скорость формирования русловых образований, прямо пропорциональна глубине потока и обратно пропорциональна коэффициенту гидравлического трения λ_{m0} . Она также зависит от параметра C_k , который характеризует затухание перераспределения уклона по длине потока. Анализ лабораторных и натурных данных показал, что

для побочных форм функция $f(C_k)$ также зависит от параметра K_m (рис. 35) и определяется следующим эмперическим выражением:

$$f(C_k) = 1,62 K_T^{-0,74} \quad (198)$$

Тогда для относительного шага побочной имеем

$$n_L = 3,88 K_T^{-0,26} \text{ при } K_T > 0,5 \quad (199)$$

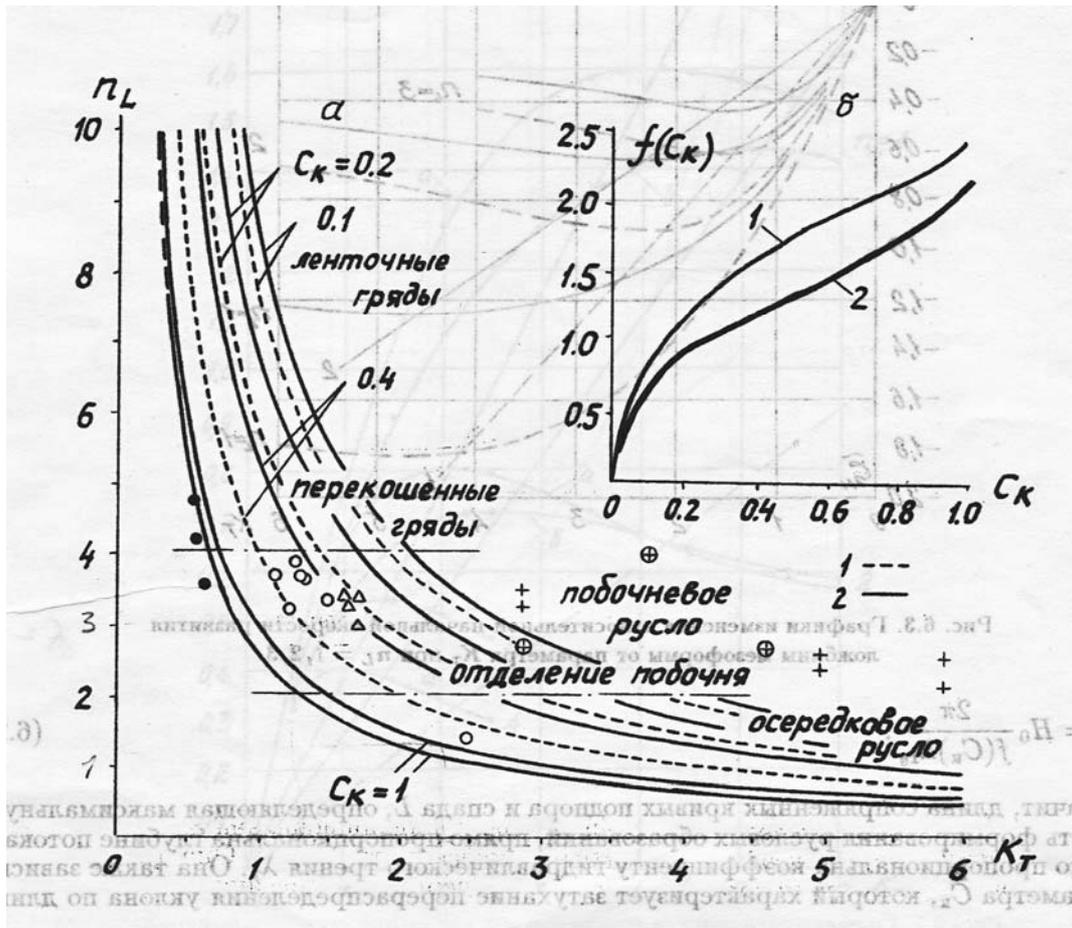


Рис. 34. Графики зависимости $n_L = \Psi(K_T, C_k)$ и $f(C_k)$, 1 и 2 – образования, развивающиеся соответственно выше и ниже исходного створа перераспределения уклона свободной поверхности

Следовательно, длина сопряженных кривых подпора и спада L практически совпадает с шагом побочной, поэтому в дальнейшем будем принимать ее за шаг русловых мезоформ. Полученные взаимосвязи следующим образом определяют условия. При которых наиболее вероятно

развитие побочневых форм. Пусть какие-то факторы вызвали перестроение поля потока. Возникшие при этом сопряженные кривые подпора и спада – на одной половине ширины русла, и спада и подпора – на другой имеют шаг L' , который совпадает с шагом L , вычисленный по (197), т.е. этот шаг обеспечивает максимальные в данных условиях деформации дна русла при побочневом процессе. В этом случае новое поле обусловит развитие побочневых форм русла. Для того чтобы эти условия были еще и достаточными, необходимо чтобы относительная ширина русла была соответствующей образованию побочней. Так по лабораторным и натурным данным побочневых мезоформ значения n_L расположились в диапазоне от 2 до 4.

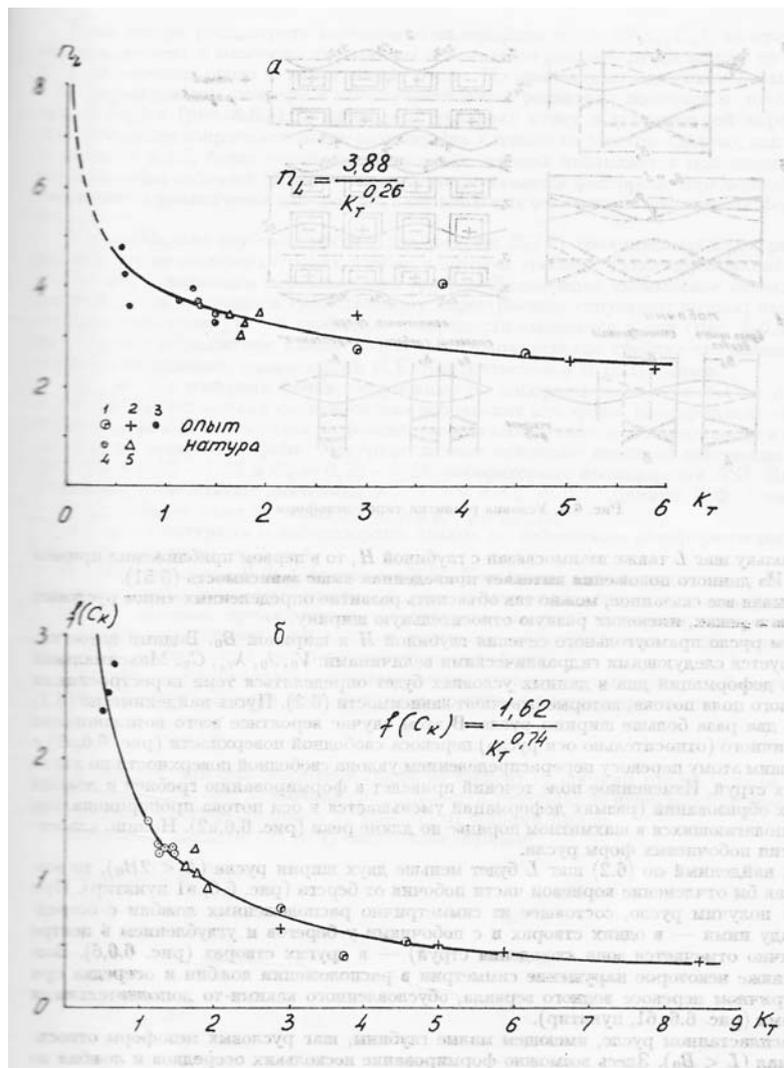


Рис. 35. Графики зависимости $a - n_L = \Psi_K(K_T)$ и $b - f(K_T)$

В одном из опытов Б.Ф. Смищенко и В.М. Католикова, для которого $n_L = 4, 8$, русловые образования больше соответствовали перекошенным грядам. Таким образом, предложенная теоретическая модель, во-первых, позволила сформулировать условия, при которых возникают соответствующие типы мезоформ, и во-вторых, определить шаг развивающихся мезоформ.

ПРАКТИЧЕСКИЕ И ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ

1. ПРАКТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

1.1. Основной метод построения кривых свободной поверхности речных потоков (метод Рахманова, практическая работа 1).

Для расчета кривых свободной поверхности необходимо провести подготовку исходного материала. Вначале река делится на расчетные участки (по плану и продольному профилю), поперечные профили которых подобны. Для каждого расчетного участка находят усредненный типовой поперечный профиль и измеряют длину участка Δx при разных уровнях. Измерение Δx производится вдоль русла, а для высоких уровней – вдоль ориентировочного положения динамической оси потока.

Усредненный поперечный профиль находится путем совмещения на одном чертеже двух профилей и вычерчивания для них одного усредненного, который должен удовлетворять следующим требованиям: иметь площадь поперечного сечения, ширину и максимальную глубину соответственно равные средним значениям этих величин для совмещенных профилей. Средние профили из каждой двух вновь совмещаются по дну и опять усредняются, и так до получения одного усредненного типового профиля для всего расчетного участка.

Наложение поперечных профилей на чертеж при усреднении необходимо производить путем совмещения горизонтальных линий, соответствующих уровням бытовой свободной поверхности реки на этих профилях. Бытовые уровни – это уровни, соответствующие естественному, бытовому режиму, еще не зарегулированному. При наличии достаточных данных о продольном профиле поверхности реки выбирают продольный профиль, соответствующий среднему годовому значению расхода воды.

Средний поперечный профиль считается отнесенным к середине расчетного участка, где ξ^* является средним уровнем для двух профилей и принимается $\xi^* = 1/2 (\xi_{н} + \xi_{к})$. По осредненному поперечному профилю каждого расчетного участка находятся при разных уровнях значения ω , B , $H_{ср.}$, C ; эти значения представляют в виде таблиц как функции среднего уровня на участке. Коэффициент Шези C определяется по коэффициенту шероховатости n , найденному путем расчета по натурным измерениям, выполненным для бытового состояния реки, а при отсутствии таких данных – по таблицам Срибного.

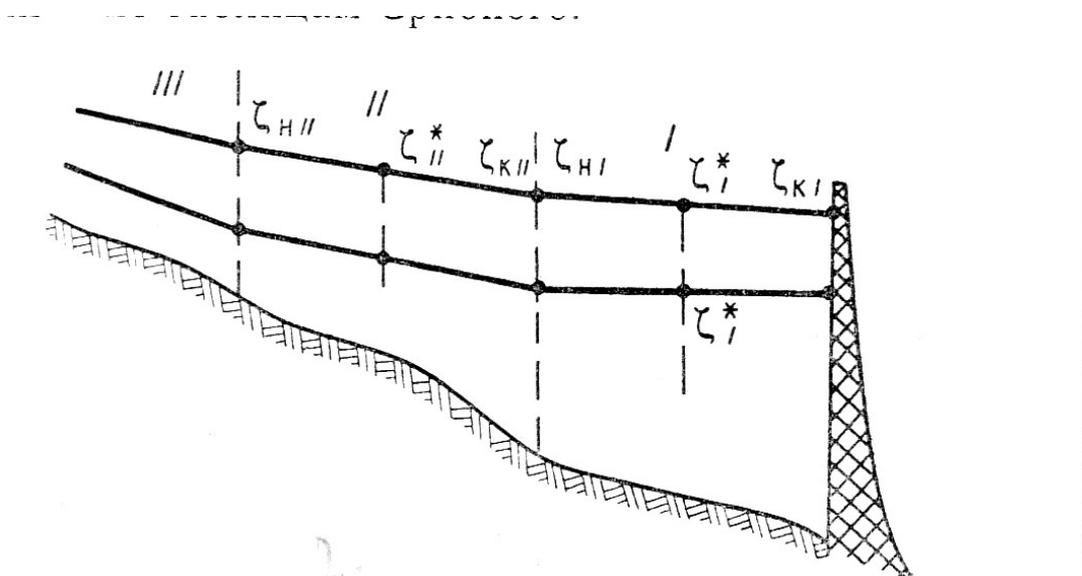


Рис. 1.1. Схема расположения расчетных участков при построении кривых подпора

Нумерацию расчетных участков при построении кривой подпора удобно производить от плотины вверх по реке, а начало и конец участков принимать в направлении течения. Таким образом, расчетный участок I будет непосредственно примыкать своим концом к плотине или водоему, а его начало будет совпадать с концом расчетного участка II и т. д. (рис. 1.1).

Имея для каждого расчетного участка реки значения ω , $H_{\text{ср}}$ и C для разных уровней ξ^* , вычисляют для тех же уровней функцию модуля сопротивления F по формуле (3.1), которую можно записать:

$$F = \Delta x / C^2 \omega^2 H_{\text{ср}}. \quad (1.1)$$

Для каждого участка строят графики функции $F(\xi^*)$ (рис. 1.2). На этом заканчивается подготовка к построению кривых свободной поверхности.

Рассмотрим метод, предложенный А.Н. Рахмановым по построению кривых свободной поверхности рек.

Расчет выполняется для заданного расхода реки Q и заданного уровня в конце нижнего по течению расчетного участка. Если речь идет о построении кривой подпора от плотины, то конец нижнего (I) расчетного участка должен совпадать со створом плотины, а свободная поверхность воды – с уровнем водохранилища. Расчет и построение кривой свободной поверхности всегда выполняется снизу вверх по течению, т.е. против течения. Вычисления проводятся методом подбора. Имея заданное значение $\xi_{\text{к}}$ для расчетного участка I, принимаем произвольно величину ξ^* на этом участке и снимаем с соответствующего графика функцию F . Подставляя значение F в формулу $\Delta z = FQ^2$, находим Δz и проверяем по равенству $\xi^* = \xi_{\text{к}} + \Delta z/2$, правильно ли принято значение ξ^* . Если получилось различие между первоначально принятым и вычисленным ξ^* , то расчет повторяется, снимая F с графика уже при новом (вычисленном) значении ξ^* . Таким образом, подбором добиваемся схождения принятого и вычисляемого значения ξ^* . Одновременно находим и значение Δz .

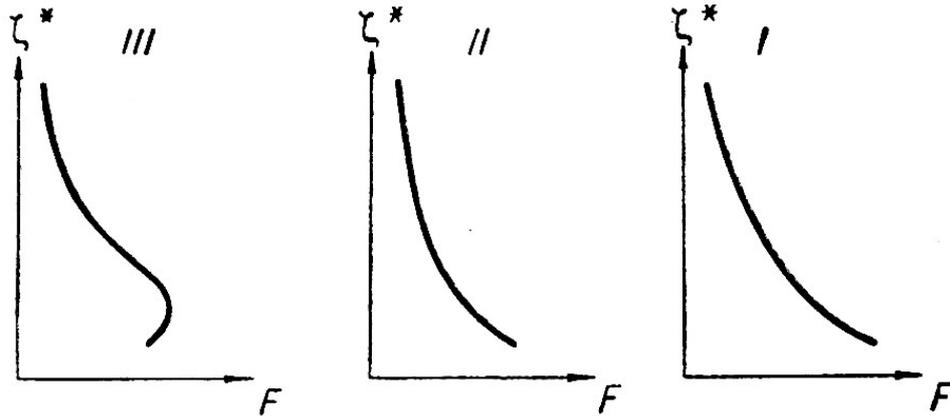


Рис. 1.2. Графики модуля сопротивления для расчетных участков

После этого следует вычислить отметку в начале расчетного участка по формуле

$$\xi_{\text{н}} = \xi_{\text{к}} + \Delta z.$$

Найденная отметка в начале расчетного участка I является отметкой в конце участка II, т.е. $\xi_{\text{кII}} = \xi_{\text{нI}}$, поэтому оказывается возможным произвести расчет для участка II. В таком же порядке продолжается расчет для всех остальных расчетных участков.

1.2. Расчет параметров длинных волн конечной амплитуды методом характеристик (практическая работа 2).

Рассматриваемые в этом разделе теоретические разработки выполнены В.М. Маккавеевым и С.А. Христиановичем. Последний предложил широко используемый в практике метод характеристик. В основе теории лежит схема одномерного движения жидкости в открытом русле, определяемого уравнением

$$\frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{2g} \cdot \frac{\partial(v^2)}{\partial x} - I + \frac{v^2}{C^2 R} = 0. \quad (1.2)$$

Выразим поверхностный уклон I через уклон дна i и производную глубины по длине потока

$$I = i - \frac{\partial H}{\partial x} . \quad (1.3)$$

Вводя обозначение

$$k = g\left(i - \frac{v^2}{C^2 R}\right) \quad (1.4)$$

и произведя преобразования, в частности, учитывая, что $\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{B} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial x}$ (где B – ширина русла по урезам, \square – площадь сечения потока), получаем следующую запись уравнения (1.2):

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{g}{B} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial x} = k . \quad (1.5)$$

Используем уравнение неразрывности

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = -B \frac{\partial \xi}{\partial t}$$

в виде

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

Тождественность этих уравнений очевидна, поскольку $B d\xi = d\omega$ и $Q = \omega v$.

Уравнения (1.5) и (1.6) являются основными в рассматриваемой теории.

Исследуя область распространения фронта волны, дадим математическую трактовку понятия фронта волны.

Областью интеграла дифференциальных уравнений (1.5) и (1.6), определяемого решениями $\omega(x, t)$ и $v(x, t)$, будем называть для фиксированного момента t такой отрезок оси x , вдоль которого значения производных $\frac{\partial \omega}{\partial t}$, $\frac{\partial \omega}{\partial x}$, $\frac{\partial v}{\partial t}$ и $\frac{\partial v}{\partial x}$ (1.6) являются однозначными, т.е. не имеют разрыва непрерывности. Границу, на которой происходит разрыв непрерывности указанных величин, назовем фронтом волны. При этом фронт волны будет отделять область одного интеграла от другого.

Зависимость $x = f(t)$, (1.7)

указывающая положение фронта в момент времени t , является одновременно и закономерностью, определяющей увеличение области одного интеграла (откуда перемещается фронт волны) и уменьшение области другого интеграла (в сторону которого распространяется фронт). На линии фронта будут происходить такие изменения величин v и ω , которые не будут давать однозначных величин производных

$$d\omega/dt \quad \text{и} \quad dv/dt$$

и обнаружат уничтожение второго интеграла и становление первого.

Для определения вида зависимости (1.7) преобразуем основные уравнения (1.5) и (1.6). Предварительно напишем выражения следующих полных производных:

$$\begin{aligned} \frac{d\omega}{dt} &= \frac{\partial\omega}{\partial t} + \frac{\partial\omega}{\partial x} \cdot \frac{dx}{dt}; \\ \frac{dv}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x} \cdot \frac{dx}{dt}. \end{aligned} \quad (1.8)$$

Подстановка этих равенств в уравнения (3.5) и (3.6) и последующие преобразования позволят получить следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \left(\frac{dx}{dt} - v\right) \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{g}{B} \cdot \frac{\partial\omega}{\partial x} &= \frac{\partial v}{\partial t} - k; \\ -\omega \frac{\partial\omega}{\partial x} + \left(\frac{dx}{dt} - v\right) \frac{\partial\omega}{\partial x} &= \frac{d\omega}{dt}. \end{aligned} \quad (1.9)$$

Здесь величины $\frac{\partial v}{\partial x}$ и $\frac{\partial\omega}{\partial x}$ являются искомыми переменными, относительно которых решаются уравнения, а стоящие при них множители – коэффициентами; величины же правой части уравнений являются свободными членами.

Чтобы уравнения (1.9) давали отвечающее фронту неоднозначное решение, необходимо, чтобы одно из них могло быть получено из другого простым умножением коэффициентов и свободного члена на постоянную

величину. Такое условие тождественно условию пропорциональности соответствующих коэффициентов уравнений

$$\frac{\left(\frac{dx}{dt} - v\right)}{-\omega} = \frac{\left(\frac{-g}{B}\right)}{\left(\frac{dx}{dt} - v\right)} = \frac{\left(\frac{dv}{dt} - k\right)}{\frac{d\omega}{dt}}. \quad (1.10)$$

Эти равенства могут быть представлены в виде

$$\left(\frac{dx}{dt} - v\right)^2 = \frac{g\omega}{B}; \quad (1.11)$$

$$\left(\frac{dx}{dt} - v\right)\left(\frac{dv}{dt} - k\right) = -\frac{g}{B} \cdot \frac{d\omega}{dt}. \quad (1.12)$$

Уравнения (1.11) и (1.12) отвечают фронту волны. Первое из них позволяет найти следующую зависимость производной от пути фронта x по времени (т.е. скорости распространения фронта):

$$\frac{dx}{dt} = v \pm \sqrt{\frac{g\omega}{B}}. \quad (1.13)$$

Следует заметить, что из выражения (3.13) может быть получена формула скорости распространения прямой волны C , приведенной в предыдущем параграфе. Считая, что высота волны мала по сравнению с глубиной водоема, можем принять $v \cong 0$. Учитывая далее, что $\omega/B = H_{CP}$ и принимая для прямой волны $C = (+) dx/dt$, приходим к следующей знакомой формуле: $C = \sqrt{gH_{cp}}$.

Выражения для произвольной волновой скорости v по времени у фронта получаем путем деления уравнения (1.12) на (1.13), т.е. приходим к следующему соотношению:

$$\frac{dv}{dt} = k \pm \sqrt{\frac{g}{B\omega}} \cdot \frac{d\omega}{dt}. \quad (1.14)$$

Уравнения (1.13) и (1.14) называются дифференциальными уравнениями характеристик. Они определяют два семейства

характеристик, одно из которых отвечает верхнему алгебраическому знаку перед радикалами, а второе – нижнему.

Первое семейство характеристик, обозначаемое через W , соответствует фронту, распространяющемуся в направлении положительных значений x , т.е.

$$\frac{dx}{dt} = v + \sqrt{\frac{g\omega}{B}} = W. \quad (1.15)$$

Находим отвечающий этому случаю закон изменения скорости

$$\frac{dv}{dt} = k - \sqrt{\frac{g}{B\omega}} \cdot \frac{d\omega}{dt}.$$

Интегрируем это равенство

$$v = \int k dt - g \int \frac{d\omega}{\sqrt{B\omega}} + C_*. \quad (1.16)$$

Содержащиеся здесь интегралы с включением произвольной постоянной обозначаем через разность двух функций от аргументов t и ω , придавая выражению v следующий окончательный вид:

$$v = \zeta(t) - \lambda(\omega). \quad (1.17)$$

Рассмотрим второе семейство характеристик, которое соответствует фронту, распространяющемуся в сторону отрицательных значений x .

Обозначим этот фронт через Ω , т.е.

$$\frac{dx}{dt} = v - \sqrt{\frac{g\omega}{B}} = \Omega. \quad (1.18)$$

При этом

$$\frac{dv}{dt} = k + \sqrt{\frac{g}{B\omega}} \cdot \frac{d\omega}{dt}.$$

Выполняя интегрирование, записываем

$$v = \int k dt + g \int \frac{d\omega}{\sqrt{B\omega}} + C_{**} = \eta(t) + \lambda(\omega); \quad (1.19)$$

функции $\zeta(t)$ и $\eta(t)$ отличаются на постоянную величину.

Дифференциальные уравнения характеристик (1.13) и (1.14) удовлетворяют исходным дифференциальным уравнениям неустановившегося движения независимо от того, находится ли в данной точке фронт волны или нет.

Для расчета неустановившегося движения используются дифференциальные уравнения характеристик, записываемые в форме конечных разностей. Если для некоторых двух элементов (например, M и N) величины, определяющие интеграл (x_M, t_M, ω_M, v_M для элемента M и x_N, t_N, ω_N, v_N для элемента N), оказываются известными, то представляется возможным найти величины (x_P, t_P, ω_P, v_P) нового элемента P (рис. 1.3).

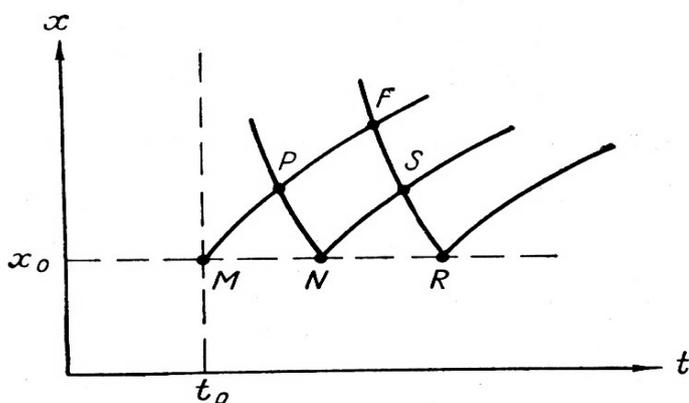


Рис. 1.3. Схема к методу характеристик

Перемещаясь по закону характеристики первого семейства вдоль оси x от элемента M , согласно уравнениям

$$dx = W dt, \quad dv + d\lambda = d\xi \quad (1.20)$$

(где $d\xi = k dt$), а затем от элемента N – по закону характеристик второго семейства, т. е. на основании уравнений

$$dx = \Omega dt; \quad dv - d\lambda = d\eta \quad (1.21)$$

(где $d = k dt$), приходим в некоторый момент времени t_P , в одну и ту же точку x_P и получаем остальные величины (ω_P и v_P) в элементе P (рис. 1.3).

Расчетные формулы, позволяющие выполнить указанные выше вычисления, записываются следующим образом:

$$\begin{aligned}
x_P &= x_M + W_M \Delta t_{MP}; & t_P &= t_M + \Delta t_{MP}; & (1.22) \\
\zeta_P &= \zeta_M + k \Delta t_{MP}; & x_P &= x_N + \Omega_N \Delta t_{NP}; \\
t_N &= t_N + \Delta t_{NP}; & \eta_P &= \eta_N + k \Delta t_{NP}.
\end{aligned}$$

Величины ζ_M и η_N вычисляются по соотношениям:

$$\zeta_M = v_M + \lambda(\omega_M); \quad \eta_N = v_N - \lambda(\omega_N). \quad (1.23)$$

Величины v_M , v_N , ω_M , ω_N , как указано выше, предполагаются известными. Приращения времени Δt_{MP} и Δt_{NP} определяются из первых двух пар уравнений (2.46), а оставшиеся уравнения используются для нахождения ζ_P и η_P .

Далее переходим к определению v_P и ω_P . Обращаясь к уравнениям (1.17) и (1.19), применяем их к рассматриваемому случаю, записывая следующим образом:

$$\zeta_P = v_P + \lambda(\omega_P); \quad \eta_P = v_P - \lambda(\omega_P).$$

Исключая отсюда $\lambda(\omega_P)$, находим

$$v_P = 0,5 (\zeta_P + \eta_P); \quad (1.24)$$

с другой стороны, будем иметь

$$\lambda(\omega_P) = 0,5 (\zeta_P - \eta_P). \quad (1.25)$$

Далее по функции $\lambda(\omega_P)$ можно вычислить ω_P . Итак, для элемента P оказываются вычисленными все искомые величины (x_P , t_P , ω_P , v_P).

Аналогичным образом по заданным величинам элементов N и R (рис. 1.3) вычисляются величины элемента S . По вычисленным величинам элементов P и S находятся величины элемента F и т.д. Таким путем по заданным в начальном сечении потока (x_0) элементам неустановившегося движения может быть построена сетка характеристик, дающая решение для всего рассматриваемого участка потока и интересующего нас промежутка времени.

Изложенный метод применим только для участка волны, не выходящего за пределы фронта. На линии фронта производные функции

по x и t терпят разрыв непрерывности, что и делает неприменимым метод конечных разностей.

1.3. Расчет планов течений методом плоских сечений (практическая работа 3).

На участках рек, где кривизна берегов невелика и рельеф дна носит спокойный характер, движение речного потока можно считать плавно изменяющимся. Для плавно изменяющегося течения действительна гипотеза плоских сечений, т.е. положение, согласно которому поверхности, ортогональные линиям тока, без существенной погрешности могут заменяться вертикальными плоскостями. Такие плоскости на плане течений изображаются прямыми линиями. Применение прямолинейных поперечников, которые можно не рассчитывать, а назначать, значительно облегчает задачу построения планов течений. Если план течений строится для больших наполнений меженного русла, когда течение по всей ширине реки приблизительно параллельно берегам («управляется» берегами), поперечники проводят нормально к геометрической оси русла. Если план течений строится для малых наполнений русла, когда на направление струй сильно влияет рельеф дна (течение «управляется» дном), ориентировка поперечников должна сообразоваться с этим рельефом. В частности, на перекатах направление поперечников должно быть близким к направлению гребня перекатного вала – направлению, которое никогда не составляет прямого угла с линиями урезов.

Когда прямолинейные поперечники нанесены на план участка, остается разбить каждый из них на части, пропускающие равные доли общего расхода воды. Отбросив в уравнении продольного равновесия инерционный член, получаем следующее выражение для элементарного расхода на вертикали:

$$q = \sqrt{I_x / n} \cdot h^{5/3}. \quad (1.26)$$

Суммарный расход первых i струй (считая от уреза, принятого за начало поперечной оси b) выразится интегралом

$$Q(b_i) = \int_0^{b_i} \sqrt{I_x/n} \cdot h^{5/3} db, \quad (1.27)$$

где b_i – поперечная координата линии тока, отделяющей эти i струй от остального потока.

На участках рек с плавно изменяющимся движением воды допустимо считать, что продольный уклон, а также коэффициент шероховатости не меняется поперек реки:

$$\frac{\partial I_x}{\partial b} \approx 0; \quad (1.28)$$

$$\frac{\partial n}{\partial b} \approx 0.$$

Поэтому в формуле (1.2) величина $\sqrt{I_x/n}$ может быть вынесена из-под знака интеграла. Сделав это, получаем

$$Q(b_i) = \frac{\sqrt{I}}{n} \int_0^{b_i} h^{5/3} db \quad (1.29)$$

(индекс у I для простоты записи опускаем). Неизвестна в формуле (1.4) координата b_i . Для ее определения служит уравнение

$$\int_0^{b_i} h^{5/3} db = \frac{i}{N} \int_0^B h^{5/3} db. \quad (1.30)$$

Здесь B – полная ширина реки; N – общее число струй. Интеграл, стоящий справа, будуче умножен на $\sqrt{\frac{I}{n}} h^{5/3}$, дает полный расход реки

$$Q = \frac{\sqrt{I}}{n} \int_0^B h^{5/3} db.$$

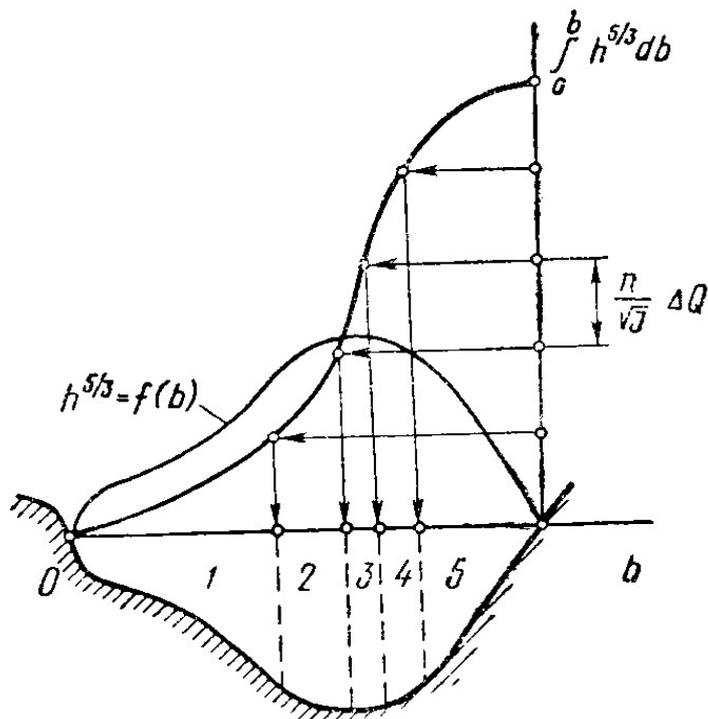


Рис. 1.4. Графический расчет распределения расхода по ширине русла (способ Великанова)

Уравнение (1.30) легко решить графически. Построив график подынтегральной функции $h^{5/3} = f(b)$ и произведя графическое интегрирование, строят интегральную кривую

$$\int_0^b h^{5/3} db = F(b)$$

и делят ее на конечную ординату на N равных частей. Точки деления сносят на интегральную кривую и затем на ось b – как показано на рис. 1.4. Когда такое построение проделано для всех расчетных сечений, точки деления переносят на план участка и соединяют плановыми линиями, получая таким образом план течений. Этот довольно простой метод был внедрен в практику расчетов М. А. Великановым и дает хорошие результаты на участках рек с плавно изменяющимся движением потока.

1.4. Распределение мутности по вертикали (практическа работа 4)

Общий характер распределения мутности по вертикали речного потока выражается экспоненциальной кривой с наибольшим значением мутности у дна и наименьшей у поверхности. При стабилизации процесса взвешивания в равномерном установившемся потоке характер распределения мутности вдоль потока не изменяется, что соответствует состоянию насыщения потока наносами. Эпюра мутности в этом случае отражает равновесие между взвешиванием и осадением наносов, что и будет получено теоретически.

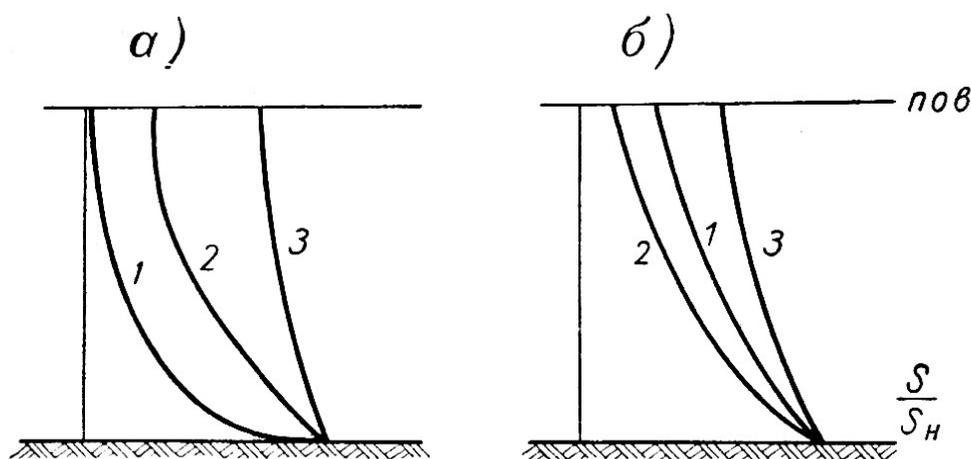


Рис. 1.5. Распределение безразмерной мутности S/S_n по вертикали:

- а) 1 – крупные наносы, 2 – средние наносы, 3 – мелкие наносы;
- б) 1 – распределение мутности в потоке, насыщенном наносами,
2 – поток недогружен наносами, 3 – поток перегружен

Эпюры распределения мелких наносов отличаются относительной пологостью, а крупных – значительной крутизной. Влияние местных условий на распределение мутности является значительным, поэтому в реках, отличающихся изменением глубин и скоростей по длине и ширине потока, наблюдается и изменение вида эпюр мутности. От участка к участку реки может изменяться и степень насыщения потока наносами при изменении скоростей потока, что выражается в различных формах эпюр

мутности (рис. 1.5). Для исключения влияния местных факторов на форму эпюр мутности необходимо анализировать осредненные для участков реки эпюры и связывать их со средними значениями скорости, глубины, крупности наносов. Перейдем к теоретическому изучению распределения мутности по глубине потока. Рассмотрим общее уравнение турбулентной диффузии:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + v_x \frac{\partial s}{\partial x} + v_y \frac{\partial s}{\partial y} + v_z \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{g}{\gamma} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial s}{\partial z} \right) \right] - u \frac{\partial s}{\partial y}.$$

Рассмотрим частный случай установившегося равномерного потока, не имеющего поперечных течений и характеризующегося неизменными во времени и по координатам x и z условиями взвешивания наносов. Ось y вертикальна и направлена от поверхности ко дну потока. В этом случае общее уравнение упрощается (так как ряд его членов превращается в нуль) и приобретает вид:

$$\frac{g}{\gamma} \cdot \frac{d}{dy} \left(A \frac{ds}{dy} \right) - u \frac{ds}{dy} = 0. \quad (1.31)$$

Интегрирование уравнения (1.31) позволяет получить выражение профиля мутности по вертикали (эпюру мутности). Уравнение (1.32) является выражением второго порядка и поэтому для получения произвольной постоянной интегрирования проведем двойное интегрирование

$$\frac{g}{\gamma} \int d \left(A \frac{ds}{dy} \right) = u \int ds + \varphi_1, \quad (1.32)$$

где φ_1 – произвольная функция интегрирования,

$$\frac{g}{\gamma} A \frac{ds}{dy} = us + \varphi_1. \quad (1.33)$$

Величина φ_1 находится из условия, выражающего отсутствие переноса наносов через свободную поверхность, именно при $y = 0$

$$\frac{g}{\gamma} A_0 \left(\frac{ds}{dy} \right)_0 - us_0 = 0.$$

В соответствии с этим $\varphi_1 = 0$.

Итак, после первого интегрирования имеем

$$\frac{ds}{s} = \frac{\mu}{gA} dy. \quad (1.34)$$

Коэффициент турбулентного обмена может быть выражен формулой

$$A = \frac{\mu H v_0}{MC} \sqrt{1 - P \frac{y^2}{H^2}}.$$

Подставляя эту формулу в уравнение (1.34), находим

$$\frac{ds}{s} - \frac{MCu}{g v_0} \cdot \frac{d\bar{y}}{\sqrt{1 - P\bar{y}^2}} = 0,$$

где $y = y/H$. Интегрируя, получаем

$$\ln s - \frac{MCu}{g v_0 \sqrt{P}} \arcsin(\bar{y} \sqrt{P}) + c_1 = 0. \quad (1.35)$$

Произвольную постоянную c_1 определяем из граничного условия у дна: при $\bar{y} = 1$ мутность $s = s_H$ (где s_H – мутность у дна). Подставляя граничные значения \bar{y} и s в уравнение (1.35), имеем

$$c_1 = -\ln s_H + \frac{MCu}{g v_0 \sqrt{P}} \arcsin \sqrt{P}. \quad (1.36)$$

Подставив значение c_1 в уравнение (1.35) имеем

$$\ln \frac{s}{s_H} = -\frac{MCu}{g v_0 \sqrt{P}} \left[\arcsin \sqrt{P} - \arcsin(\bar{y} \sqrt{P}) \right]. \quad (1.37)$$

Вводя функцию $\beta(\bar{y})$, определяемую равенством

$$\beta(\bar{y}) = \arcsin \sqrt{P} - \arcsin(\bar{y} \sqrt{P}) \quad (1.38)$$

и учитывая, что

$$\sqrt{P} = \sqrt{\frac{M v_{cp}^2}{g v_0^2}},$$

напишем

$$\ln \frac{s}{s_H} = -\frac{C \sqrt{MC} u}{g v_{cp}} \beta(\bar{y}) \quad (1.39)$$

или

$$s = s_H e^{-aG\beta(\bar{y})}, \quad (1.40)$$

где

$$G = \omega/v_{cp.} \quad \text{и} \quad a = \frac{C\sqrt{MC}}{g}.$$

Формула (1.40) выражает распределение мутности по вертикали. Для облегчения пользования формулой (1.40) предлагаются графики, изображенные на рисунке 1.6, где открытый поток – это правая часть чертежа, охватывающая относительные глубины от $\bar{y} = 0$ до $\bar{y} = 1$ ($\bar{y} = y/H$).

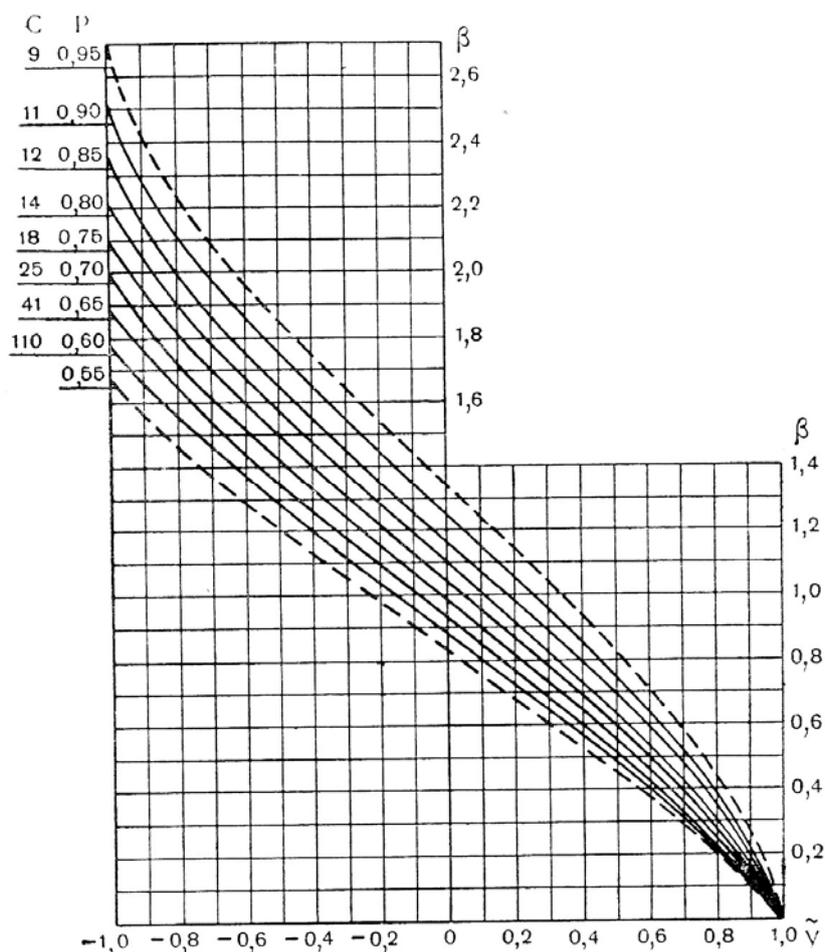


Рис. 3.6. Графики функции $\beta(y)$ для расчета распределения мутности по вертикали

Весь чертеж от $\bar{y} = -1$ до $\bar{y} = +1$ относится к случаю распределения мутности по вертикальному диаметру круглой трубы, расположенной горизонтально и принимаем $\bar{y} = y/D$, где D – диаметр трубы. Можно использовать упрощенное уравнение распределения мутности, если принять предположение о постоянстве коэффициента турбулентного обмена по вертикали и в качестве уравнения распределения скорости по вертикали параболу Базена. Такое уравнение было впервые получено В.М. Маккавеевым:

$$s = s_H e^{-\frac{2mC}{g} G(1-\bar{y}^2)} \quad (1.41)$$

где m – параметр параболы Базена, принимаемый равным $M/2 = 0,35 + 3$,

где величина M – функция коэффициента Шези C и она связана с C следующей зависимостью для $10 \leq C \leq 60$:

$$M = 0,7C + 6 .$$

При $C > 60$ величина M является постоянной

$$M = 48 = const .$$

Размерность M соответствует размерности коэффициента Шези $(\text{м/с}^2)^{1/2}$.

Параметр P определяется также в зависимости от C , так для пределов $10 \leq C \leq 60$

$$P = 0,57 + 3,3/C ;$$

при $60 \leq C \leq 90$

$$P = 0,0222C - 0,000197C^2 .$$

Записанные выше уравнения $s(\bar{y})$ выражают распределение в потоке наносов, однородных по крупности, или распределение мутности отдельных фракций наносов, характеризуемых определенной гидравлической крупностью ω , т.е. выражают распределение частной мутности по вертикали. Получение эпюры мутности по вертикали S ,

отвечающей всем переносимым в потоке наносам, осуществляется суммированием частных мутностей для

$$S(y^-) = \sum_{i=1}^m s_i(y), \quad (1.42)$$

где m – число фракций, переносимых потоком, i – порядковый номер фракции.

1.5. Расчет транспортирующей способности потока (практическая работа 5).

Если фактический расход взвешенных наносов в потоке равен его транспортирующей способности, то осаждение и взмыв наносов в придонном слое уравниваются, а эпюра мутности приобретает форму равновесной кривой и выражается экспоненциальной формулой. Элементарный расход наносов частной фракции p_s , т.е. ее расход на единицу ширины потока, равен интегралу, взятому от поверхности потока до его дна от произведения функций $v(y)$ и $s(y)$.

Чтобы найти выражение p_s , А.В. Караушев воспользовался эллиптическим уравнением распределения скоростей $v(y)$ и выражением $s(y)$. Интегрируем произведение указанных функций по вертикали

$$p_s = s_H v_0 \int_0^H e^{-\alpha G \beta \left(\frac{y}{H}\right)} \sqrt{1 - P \frac{y^2}{H^2}} dy.$$

После ряда преобразований и замен А.В. Караушев получил формулу частного элементарного расхода наносов (для i -ой функции)

$$p_{si} = H v_{cp.} s_{Hi} B_i. \quad (1.43)$$

Можно отметить, что B_i зависит от коэффициента Шези C и от безразмерного параметра $G = \omega/v_{cp.}$ и выражает отношение средней частной мутности на вертикали к частной донной мутности, т.е. $B_i = s_{cp.i}/s_{Hi}$.

Учитывая, что элементарный расход воды $q = H v_{cp.}$, запишем уравнение (1.43) следующим образом:

$$p_{si} = q s_{Hi} B_i. \quad (1.44)$$

Общий элементарный расход наносов выразится

$$p_s = q \sum_{i=1}^m s_{Hi} B_i. \quad (1.45)$$

Переходя от донной мутности к мутности взмыва, получаем

$$p_s = q S_{взм.} \sum_{i=1}^m \frac{\alpha_{взм.i}}{100} B_i \Phi_i. \quad (1.46)$$

Содержащуюся в формуле сумму, учитывающую влияние гранулометрического состава наносов на их транспорт, называют гидромеханическим параметром наносов и обозначают через Γ . Введя эту величину в формулу (1.46) и подставив значение $S_{взм.}$, напишем

$$p_s = q k N v_H / H \Gamma, \quad (1.47)$$

где k – коэффициент, который при относительном объемном выражении мутности равен 0,000057, а при весовом (г/м^3) – 150.

Итак, при заданном составе донных отложений, от которого переходим к составу наносов, образующих мутность взмыва, гидромеханический параметр наносов определяется по формуле

$$\Gamma = \sum_{i=1}^m \frac{\alpha_{взм.i}}{100} B_i \Phi_i.$$

Состав донных отложений задается процентным содержанием $\alpha_{дн.i}$ каждой из выделенных фракций. Часть фракций донных отложений может оказаться при рассматриваемом режиме взвешиваемыми, а другая часть – невзвешиваемыми. Доля взвешиваемых фракций в общем составе донных наносов определяется коэффициентом взвешивания μ_v . Процентное содержание i -ой фракции в составе взвешиваемой части донных отложений отвечает процентному содержанию этой фракции в составе мутности взмыва, обозначаемой $\alpha_{взм.i}$. Нетрудно видеть, что $\alpha_{взм.i} = \alpha_{дн.i} / \mu_v$. При заданном составе транспортируемых потоком наносов применяется следующая формула:

$$\Gamma = \frac{1}{\sum_{i=1}^m \frac{\alpha_{cp,i}}{100 B_i \Phi_i}},$$

где $\alpha_{cp,i}$ – процентное содержание i -ой фракции в среднем составе транспортируемых потоком наносов. В расчетах используется частное значение гидромеханического параметра Γ_i , вычисляемое для i -ой фракции по формуле $\Gamma_i = B_i \Phi_i$.

Для вычисления полного расхода наносов через все сечения потока служит следующая формула:

$$P_s = Q k N v_H / H \Gamma, \quad (1.48)$$

где Q – расход воды в $\text{м}^3/\text{с}$. Теоретически предполагается, что вычисляемый по формуле (1.48) расход наносов соответствует транспортирующей способности потока относительно данного состава наносов.

Вопрос о транспортирующей способности потока рассматривался другими учеными, в частности М.А. Великановым, А.Н. Голстунским, формула которого приводится к виду

$$S_{тр.} = 3,3 \cdot 10^6 v_{cp.} / C^3 H_{cp.} \omega_{cp.}, \quad (1.49)$$

где $\omega_{cp.}$ – средняя гидравлическая крупность транспортируемых наносов; мутность $S_{тр.}$ получается в $\text{г}/\text{м}^3$. Коэффициент в этой формуле получен по материалам рек Средней Азии, поэтому эта формула применима для рек такого же типа.

1.6. Общие деформации русла при понижении базиса эрозии (практическая работа 6).

Если уровень моря или озера, в который впадает река, снижается по той или иной причине и если имеет место большой уклон подводного берегового склона, то на нижнем участке реки образуется кривая спада с характерным для нее увеличением продольного уклона и скорости

течения. В зоне спада возрастает транспортирующая способность и будет наблюдаться размыв русла. Участок размыва будет продвигаться постепенно вверх по реке. Эту картину можно получить путем теоретического расчета.

Рассмотрим весьма распространенный случай, когда до начала снижения базиса эрозии реки ее русло было динамически устойчивым. Далее принимаем, что деформация русла происходит следующим образом: форма поперечного сечения не изменяется – оно перемещается параллельно самому себе вниз по течению (при размыве) или вверх (при заилении) на величину δh . Это предположение подтверждается некоторыми данными натурных исследований.

При выполнении расчета рассматриваемую реку делят на расчетные участки с длиной участков не менее пяти-, семикратной ширины, чтобы на протяжении каждого из них фактический расход наносов мог приближенно прийти в соответствие с транспортирующей способностью потока, отвечающей средним условиям течения на данном расчетном участке. Транспортирующая способность потока, вычисленная по средним гидравлическим характеристикам расчетного участка, принимается равной фактическому расходу наносов в конце расчетного участка.

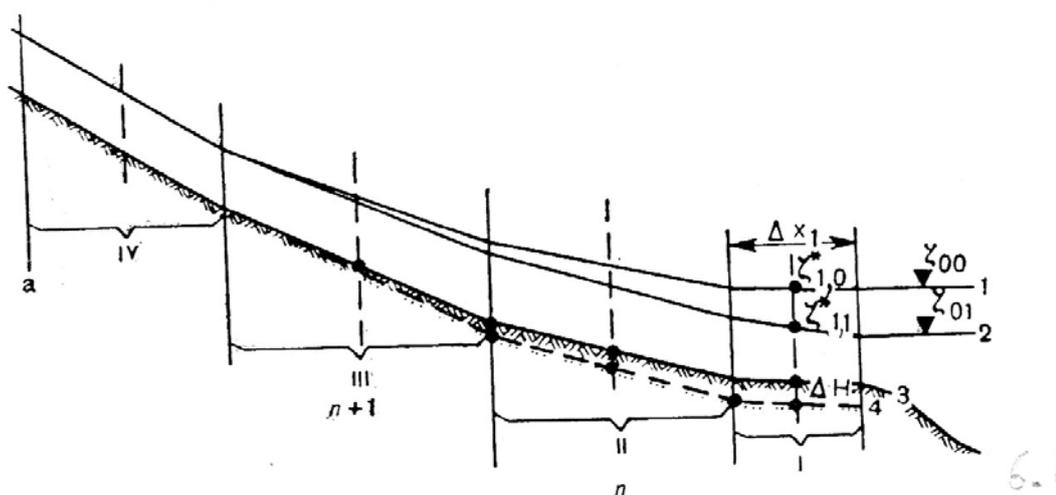


Рис. 1.7. Продольный профиль русла и свободной поверхности реки

На рис. 1.7 изображена схема продольного профиля реки. Римскими цифрами обозначены номера расчетных участков. Цифрами 1 и 2 обозначены соответственно кривые свободной поверхности, отвечающие определенному расходу Q при первоначальном базисе эрозии ξ_{00} и при новом его положении ξ_{01} . Снижение от ξ_{00} до ξ_{01} произошло за расчетный интервал времени Δt_j . Осредненный профиль поперечного сечения потока, а следовательно, и все гидравлические элементы расчетных участков мы относим к серединам этих участков, которые на рисунке показаны пунктирной линией, расходы наносов P_s будем относить к концам расчетных участков. Объем стока наносов за интервал времени Δt_j в конце участка I будет

$$W_{lj} = P_{slj} \Delta t_j, \quad (1.50)$$

где P_{slj} – расход наносов на замыкающем створе участка I при значениях гидравлических элементов, полученных для начала интервала Δt_j ; P_{sl} – вычисляется по формуле, приведенной в предыдущей работе. Не следует забывать, что расходы наносов, выраженные в весовых единицах, необходимо перевести в относительное объемное выражение.

Обозначим через ΔW разность между объемами стока наносов на данном расчетном участке, отвечающем данному интервалу времени при измененных условиях и при первоначальных условиях протекания:

$$\Delta W = W_{l,0} - W_{lj}, \quad (1.51)$$

где $W_{l,0}$ – объем стока наносов за время Δt при бытовых условиях, W_{lj} – объем стока наносов за время Δt при измененных условиях.

Положительные значения ΔW показывают на наличие заиления русла реки выше замыкающего створа участка, отрицательные свидетельствуют о размыве.

Объем деформаций на участке I за интервал времени Δt_j определяются разностью величин ΔW_{Ij} и ΔW_{IIj} , причем первая величина относится к замыкающему створу расчетного участка I, а последняя – к

замыкающему створу расчетного участка II. Получение фактического объема деформаций требует также учета пористости грунта n .

Изменение средних отметок (средних уровней) дна соответственно на расчетных участках I и II за время Δt определяются формулами:

$$\Delta h_{Ij} = (\Delta W_{Ij} - \Delta W_{IIj}) / (1 - n) \Omega_{Ij}, \quad (1.52)$$

$$\Delta h_{IIj} = (\Delta W_{IIj} - \Delta W_{IIIj}) / (1 - n) \Omega_{IIj},$$

где Ω_{Ij} и Ω_{IIj} – площади зеркала реки на участках I и II в начале интервала Δt_j . Для остальных расчетных участков записываются подобные формулы.

Расчет выполняется последовательно от участка к участку снизу вверх по течению. Закончив расчет для всей интересующей нас части реки для первого интервала времени, выполняем в этой же последовательности расчет для второго интервала и т.д.

Подготовительные расчеты заключаются в вычислениях (с последующим построением графиков) модуля сопротивления F , коэффициента Шези C и других величин, изменяющихся с изменением уровня и необходимых для построения кривой свободной поверхности реки и расчета транспортирующей способности на участках при разных расходах. При получении существенных деформаций русла кривая свободной поверхности реки перестраивается.

Получаемые расчетным путем изменения уровня дна Δh после первого этапа, а затем для всех последующих определяется по формуле:

$$\delta h = \sum_{j=1}^m \Delta h_j. \quad (1.53)$$

1.7. Расчет русловых мезоформ при проектировании водозаборных сооружений (практическая работа 7).

Попытки теоретического описания процесса возникновения и расчета параметров побочней, основанного на теории расширения турбулентных струй, но неучет сопротивлений движению потока не позволяют считать

полученные результаты даже в первом приближении соответствующими природному процессу.

А.Н. Бутаков разработал теоретическую модель возникновения и расчета побочневых форм. Основу модели составляют зависимости шага побочней от ширины русла, коэффициента гидравлического трения и относительной ширины русла. Учитывая также, что $n_L = L/B_0$, а параметр $K_T = \lambda_{T0} B_0 / H_0$, то для шага мезоформ получим

$$L = H_0 \frac{2\pi}{f(C_k)\lambda_{T0}}, \quad (1.54)$$

где λ_T – коэффициент гидравлического трения, C_k – параметр, характеризующий перераспределение уклона по длине потока (пологость свободной поверхности потока). На рис. 34,а представлены области возможных образований мезоформ.

Расчеты по установлению типа руслового процесса, определение размеров и скорости перемещения побочней могут быть выполнены при наличии следующего минимума исходных данных: русловой съемки участка реки, графика колебаний уровня воды, кривых связи $Q = f(Z)$, графиков колебаний уровня воды на смежных водопостах.

Последовательность расчета по установлению параметров мезоформ:

1. Длина расчетного участка реки. Принимается не менее $10B$; назначается 6–8 поперечных створов.
2. Вычисляются средняя ширина B_{cp} и средняя глубина потока H_{cp} как среднее арифметическое по всем створам для уровня воды, соответствующего среднемаксимальным отметкам пойменных бровок.
3. Для указанного уровня воды по отметкам на ближайших водомерных постах определяются средний уклон свободной поверхности J_{cp} и средняя скорость течения V_{cp} .
4. Вычисляются коэффициент гидравлического трения

$$\lambda_T = \frac{2gJ_{cp}H_{cp}}{V_{cp}^3}. \quad (1.55)$$

$$\text{и параметр } K_T = \lambda_T B_{\text{ср}} / H_{\text{ср}}. \quad (1.56)$$

5. По графику рис. 1 устанавливается тип русловых мезоформ, которые могут развиваться на данном участке реки и их шаг (в первом приближении принимается $C_k = 1$).

6. По формуле $n_L = 3,88 K_T^{-0,26}$ при $K_T > 0,5$ уточняется шаг побочной и осередков, а по формуле $f(C_k) = 1,62 K_T^{-0,74}$ и графику $f(C_k)$, рис. 34,б – значение параметров C_k .

7. Определяются вертикальные и плановые размеры элементов развития мезоформ. Отметки гребней (побочной, осередков) и ложбин (плесовых лощин) отсчитываются от осредненной плоскости дна, соответствующей плоскости средней глубины $H_{\text{ср}}$.

Превышение гребня ленточной гряды над указанной плоскостью

$$Z_{\text{гр.}} = 0,3 H_{\text{ср}}.$$

Понижение подошвы ложбин $Z_{\text{л}} = -0,5 H_{\text{ср}}$, тогда высота мезоформы $\Delta_m = Z_{\text{гр.}} + |Z_{\text{л}}| = 0,8 H_{\text{ср}} = 0,53 H_{\text{л}}$, где $H_{\text{л}}$ – глубина в ложбине.

Может оказаться, что вычисленный гребень ленточной гряды находится выше уровня воды в межень. В этом случае на спаде паводка наблюдаются интенсивные размывы дна. При этом водный поток делится на ряд локализованных струй, которые сосредотачиваются в пониженных частях микрорельефа дна, образуя отдельные микроосередки в пределах гребня ленточной гряды.

Для побочневых форм ($2 < n_L < 4$) отметки указанных элементов определяются следующими соотношениями:

$$Z_{\text{поб}} = 0,5 H_{\text{ср}}; \quad Z_{\text{л}} = -0,4 H_{\text{ср}} \sqrt{n_1}.$$

Полная высота мезоформы

$$\Delta_m = Z_{\text{поб}} + |Z_{\text{л}}| = 0,5 H_{\text{ср}} (1 + 0,8 \sqrt{n_1}) = 0,5 H_{\text{пл}} (1 + 0,8 \sqrt{n_1}) / (1 + 0,4 \sqrt{n_1}),$$

где $H_{\text{пл}}$ – максимальная глубина в плесовой ложбине.

$$\text{При } n_L = 3, \Delta_m = 0,7 H_{\text{пл}} = 1,2 H_{\text{ср}}.$$

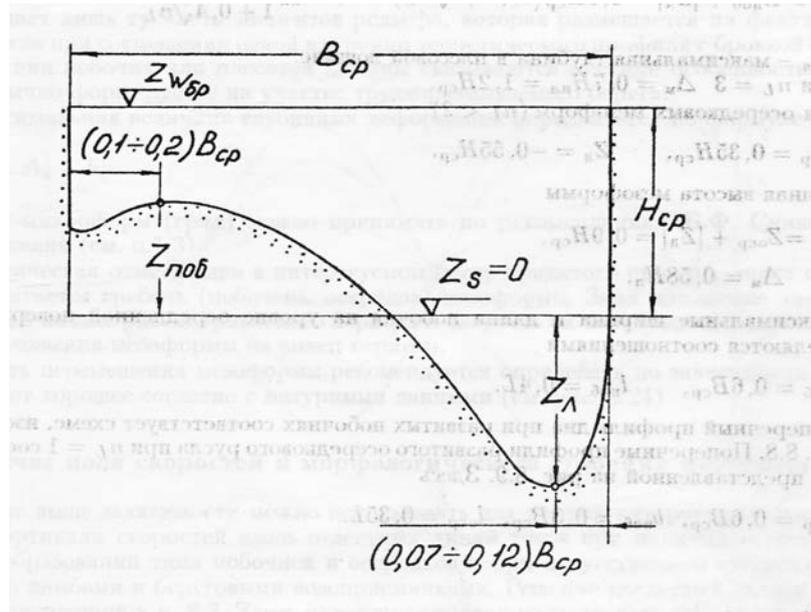


Рис. 1.8. Поперечный профиль побочной мезоформы

Для осередковых мезоформ ($n_L < 2$)

$$Z_{ос.} = 0,35 H_{ср.}, \quad Z_{л.} = -0,55 H_{ср.}.$$

Полная высота мезоформы

$$\Delta_M = Z_{ос.} + |Z_{л.}| = 0,9 H_{ср.}; \quad \Delta_M = 0,58 H_{л.}$$

Максимальная ширина и длина побочня на уровне осредненной поверхности дна определяется соотношением

$$B_{поб.} = 0,6 B_{ср.}, \quad l_{поб.} = 0,4 L.$$

Поперечный профиль дна при развитых побочнях соответствуют схеме, изображенной на рис. 1.8. Поперечные профили развитого осередкового русла при $n_L = 1$ соответствует схеме, представленной на рис. 1.9. Здесь

$$b_{оср.} = 0,6 B_{ср.}, \quad b_{поб.} = 0,3 B_{ср.}, \quad l_{оср.} = 0,35 L.$$

При $2 > n_L > 1$ морфологические элементы не образуют симметричного профиля. Поток создает лишь ту часть элементов рельефа, которая размещается на фактической ширине русла при совмещении одной из границ теоретического профиля с бровкой берега. На положении побочня

или плесовой лощины сказываются местные особенности русла, и лощина формируется на участке трудноразмываемого берега.

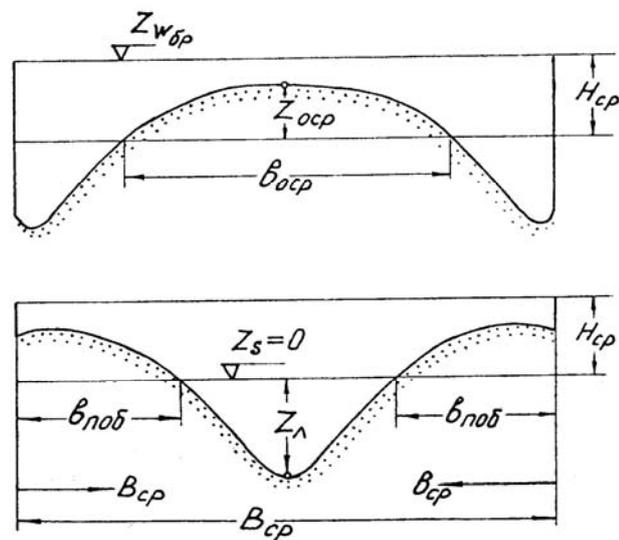


Рис 3.9 Поперечный профиль осередковой мезоформы

8. Максимальная величина глубинных деформаций определяется по формуле $\Delta Z_{гп} = \Delta_m + h_{г}$.

Высоту гряд ($h_{г}$) можно принимать по рекомендациям Б.Ф. Смищенко, З.Д. Копалиани (148) или автора этой работы (149).

Фактическая отметка дна в расчетном месте принятого створа зависит от того, где расположен гребень побочня или осередка. Зная положение элементов мезоформы в начале рассматриваемого периода и скорость их перемещения, составляется прогноз положения мезоформы на конец периода. Скорость перемещения мезоформы можно определить по формуле, рекомендованной А.Н. Бутаковым

$$C_m = k_{sm} V^3 / g H_0, \quad (1.57)$$

которая дает хорошее совпадение с натурными данными. Здесь в множитель k_{sm} включены все коэффициенты пропорциональности и коэффициент пористости, $k_{sm} = 0,0036$, а при измерении скорости перемещения побочней (в м/сут) $k_{sm} = 310$.

1.8. Расчет формирования устьевых баров (практическая работа 8).

Натурные наблюдения, выполненные советскими учеными, показали, что устьевые бары формируются преимущественно из русловых наносов. Формирование баров из взвешенных наносов возможно лишь в случае очень большой мутности руслового потока.

На участке устьевого взморья в результате уменьшения скорости стоковых течений транспортирующая способность речного потока уменьшается, что приводит к аккумуляции наносов на дне взморья и формированию устьевого бара.

Закономерность изменения отметки дна взморья по длине каждой плановой струи определяется уравнением деформаций и изменением отметки дна взморья за время dt

$$dz_s = - \frac{1}{(1-n)b} \frac{\partial Q_{sp}}{\partial l} dt, \quad (1.58)$$

где n – пористость донного грунта (обычно принимается $n = 0,33$), b – ширина плановой струи; $Q_{sp} = q_{sp} b$ – расход русловых наносов в пределах выделенной плановой струи; l – продольная координата плановой струи.

Об интенсивности формирования бара можно судить по скорости изменения отметок дна ξ в любой точке взморья.

Скорость изменения отметки дна бара, осредненная по ширине плановой струи:

$$\frac{dz_s}{dt} = \xi = - \frac{1}{(1-e)b} \frac{\partial Q_{sp}}{\partial l}. \quad (1.59)$$

Ширина плановой струи изменяется согласно соотношению

$$b = b_0 \frac{H_0 v_0}{Hv}, \quad (1.60)$$

где b_0 , H_0 и v_0 – соответственно ширина, глубина и скорость плановой струи в начальном (устьевом) створе, а H и v – глубина и скорость в рассматриваемом створе. Расход русловых наносов определяется по формуле

$$q_{sp} = c_s v^4 / v_H^3, \quad (1.61)$$

где $c_s = 0,55 \cdot 10^{-6}$ м.

Используя формулы (3.61) и (3.60) и подставив в уравнение (1.59), после соответствующих преобразований и полагая, что неразмывающая скорость мала по длине струи, получим следующую зависимость для скорости изменения отметок дна бара:

$$\xi = \frac{c_s}{1-e} \frac{v^4}{v_H^3} \left(\frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial l} - \frac{3}{2} \frac{1}{v^2} \frac{\partial v^2}{\partial l} \right). \quad (1.62)$$

Отрицательная скорость будет соответствовать размыву дна, положительная – намыву.

Таким образом, имея исходную съемку дна и план течений, можно рассчитать скорость формирования рельефа бара для каждой плановой струи. Соединив плавными линиями точки с равными скоростями формирования, будем иметь план изолиний равных скоростей образования бара (рис. 1.10). Сравнение этого плана с рельефом, полученным в экспериментах, указывает на близкое соответствие его рельефа на начальной стадии образования бара. Скорость в процессе формирования бара изменяется как в результате изменения глубин на баре, так и поля скоростей, которое также изменяется в результате изменения глубин.

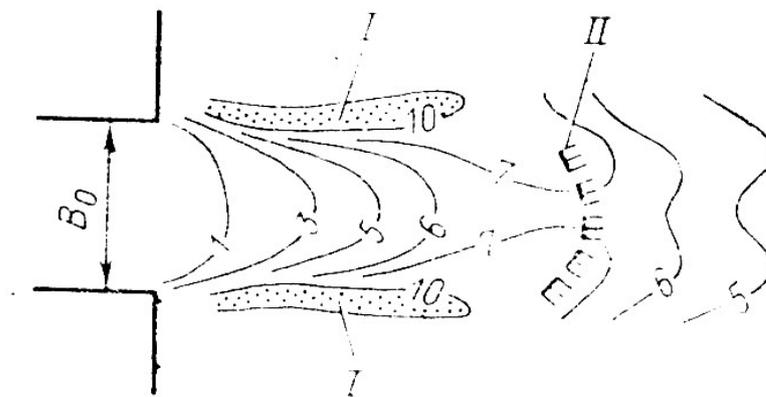


Рис. 1.10. Изолинии равных скоростей формирования бара

(в условных единицах 1, 3, 5, 7 и 10):

I – продольные валы; II – гребень бара

Имея исходный рельеф взморья, можно найти отметку дна бара в конце любого рассматриваемого периода по формуле

$$z_{sT} = z_{s0} + \int_0^T \xi dt, \quad (1.63)$$

где z_{s0} – отметка дна бара в начальный период; T – продолжительность рассматриваемого периода; ξ – скорость изменения отметок дна или скорость формирования бара, переменная по времени; t – время.

При построении рельефа бара в процессе его формирования для простоты исследования можно интеграл в выражении (1.63) заменить суммой, а рассматриваемый период времени разбить на ряд промежутков. Для первого промежутка скоростное поле речного потока строится по исходному рельефу устьевого взморья. Полученный расчетом план течений используется при определении скорости формирования, которая входит в формулу (1.63) и по которой вычисляются отметки дна для конца первого промежутка. Скорость формирования для каждого последующего промежутка определяется по скоростному полю потока и глубинам, полученным на конец предыдущего промежутка. Если в рассматриваемый период расход в реке изменится, то скоростное поле рассчитывается для расхода воды, соответствующего каждому промежутку.

1.9. Особенности расчета деформаций бара при воздействии ветровых волн (практическая работа 9).

При волнениях в устьевой зоне происходит разрушение баров, созданных речным потоком. Изменение отметки гребня бара на величину Δz (рис. 1.11) требует перемещения за пределы бара объема грунта

$$W = k_w \Delta z l_{гр}, \quad (1.64)$$

где k_w – коэффициент, зависящий от формы площади продольного сечения бара, который определяется построением исходного профиля дна по

натурным данным, $l_{гр}$ – длина размыва, которая также определяется по профилю дна для заданного Δz .

Указанный объем грунта за время Δt волнением и течениями переоткладывается на внутренней и на внешней сторонах бара. В процессе указанных деформаций должно соблюдаться условие

$$(1 - e) W = q_s \Delta t, \quad (1.65)$$

где q_s – суммарный расход наносов, перемещаемый при волнении в обе стороны от линии, проходящей через гребень бара.

Понижение отметки гребня за время Δt

$$\Delta z = - \frac{q_s}{(1 - e) k_w l_{гр}} \Delta t. \quad (1.66)$$

Знак минус указывает на размыв гребня. Для скорости размыва гребня

имеем
$$\xi = - \frac{\dot{q}_s}{(1 - e) k_w l_{гр}}. \quad (1.67)$$

Для численных расчетов по формулам (1.66) или (1.67) необходимо знать суммарный расход наносов \bar{q}_s .

Расход наносов равен произведению средней мутности потока на расход воды, т.е.

$$\bar{q}_s = S_{cp}^w \bar{q}. \quad (1.68)$$

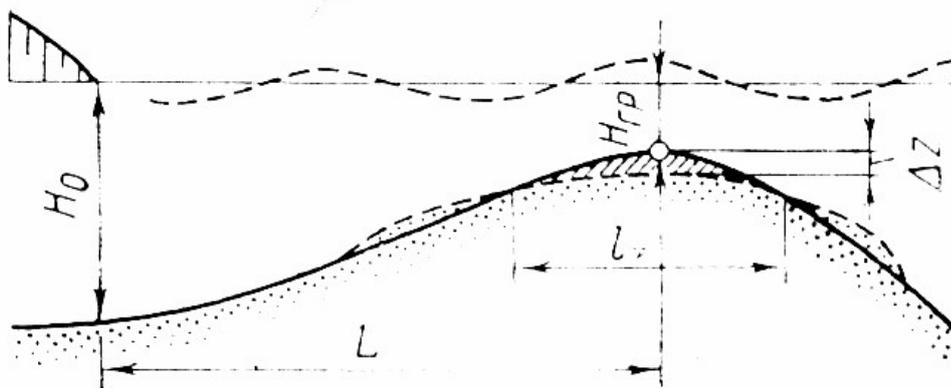


Рис. 1.11. Расчет деформации бара при волнении

Средняя мутность потока S_{cp} определяется по известной формуле как для случаев воздействия волнения, так и при совместном воздействии волнения и течений.

Расход воды \bar{q} определяется стоковыми течениями и волновыми движениями воды. Стоковый расход должен определяться по плану речных течений. Волновой расход в первую половину периода волны направлен в сторону устья, а во вторую половину – в сторону моря. Поэтому расход воды \bar{q} в первую половину периода волны будет равен разности стокового и волнового расходов, т.е. $q_{1,\tau/2} = q_{ст} - q_{волн}$, а во вторую половину периода волны – сумме стокового и волнового расходов, т.е. $q_{2,\tau/2} = q_{ст} + q_{волн}$. Следовательно,

$$q = \frac{1}{2} (|q_{1,\tau/2}| + q_{2,\tau/2}) = \frac{1}{2} (|q_{ст} - q_{волн}| + q_{ст} + q_{волн}) \quad (1.69)$$

Здесь $q_{1,\tau/2} = q_{ст} - q_{волн}$ принимается равным абсолютной величине.

В меженьный период, когда стоковый расход невелик и им можно пренебречь, формула (9.69) для расхода воды упрощается

$$q = \frac{1}{2} (|q_{волн}| + q_{волн}) = q_{волн}. \quad (1.70)$$

При глубине на взморье в районе расположения устьевого бара $H < 0,3\lambda$ волновой расход

$$q_{волн.} = \frac{gh\tau}{2\pi^2} th \frac{2\pi H}{\lambda} = \frac{h}{\pi} \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} th \frac{2\pi H}{\lambda}}. \quad (1.71)$$

Если глубина на гребне бара $H < 0,04\lambda$, то формула (3.80) упрощается

$$q_{волн.} = \frac{gh\tau H_{cp}}{\pi\lambda} = \frac{h}{\pi} \sqrt{gH_{cp}},$$

где h, λ, τ – соответственно высота, длина и период волны.

В процессе деформации бара длина размыва гребня $l_{гр}$ возрастает, поэтому даже при неизвестных гидрологических условиях (постоянном расходе воды и энергии волнения) скорость размыва уменьшается. В случае очень большой длины размыва (пологие баровые формы) скорость

размыва гребня настолько уменьшается, что, практически, понижения гребня не происходит.

2. ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ

Лабораторные эксперименты по исследованию режимов движения потока и образованию русловых форм при прохождении паводкового расхода в устьях рек планируется проводить в лаборатории кафедры, которая в рамках инновационных образовательных программ оборудуется по самым современным стандартам. Данное оборудование позволит проводить измерения расходов воды, всех необходимых параметров потока, уклонов свободной поверхности, а при необходимости изменять уклон дна в малом зеркальном лотке (для обеспечения равномерного или неравномерного движения потока) с высокой точностью, соответствующей современным международным требованиям.

2.1. Вопросы моделирования русловых процессов (лабораторная работа 1, проводится в течение 2 часов)

Моделирование – это способность моделей отображать исследуемое явление. Под этим термином понимают и создание математических моделей, и создание физических моделей. В этой работе будем рассматривать только физическое моделирование. Физическое моделирование отличается от научного эксперимента тем, что на основе теоретических предпосылок модель рассчитывается по определенным правилам. Далее исследуемое явление воспроизводится на модели, измеряется и изучается. Необходимым элементом моделирования является толкование модельного явления и количественный пересчет модельных данных на натурный конкретный объект.

Теоретической основой моделирования является теория подобия, из которой следует, что явления подобны, если описываются

тождественными уравнениями. Уравнения оказываются тождественными тогда, когда коэффициенты у сходных членов уравнений, записываемых для модельных и натуральных явлений, одинаковы. Коэффициенты при разных членах уравнения, составленные обычно из определяющих явление параметров, являются, таким образом, критериями подобия.

Движение жидкости описывается уравнениями Навье-Стокса:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial z} = gI + \frac{1}{\delta} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \Delta^2 u. \quad (1.72)$$

После замены переменных на новую переменную и некоторый постоянный множитель и разделив все члены на u_0^2/x_0 получим следующие критерии подобия

$$x_0/u_0 t_0 = 1/H_0; \quad I g x_0/u_0^2 = I/Fr^2; \quad p_0/\delta u_0^2 = Eu; \quad \nu/x_0 u_0 = 1/Re. \quad (1.73)$$

Поскольку условием подобия является равенство коэффициентов при соответствующих членах уравнения, записанного для модели (с индексом «м») и природы (с индексом «н»), получим следующее критериальное выражение:

$$(H_0)_m/(H_0)_n = I_m/I_n; \quad Fr_n^2/Fr_m^2 = (Eu)_m/(Eu)_n = (Re)_m/(Re)_m/(Re)_n = 1. \quad (1.74)$$

В выражении (1.74) часто принимают $I_m = I_n$, тогда оперируют с требованием удовлетворения следующих условий:

$$H_0 = \text{idem}; \quad Fr = \text{idem}; \quad Eu = \text{idem}; \quad Re = \text{idem}. \quad (1.75)$$

Однако удовлетворение всех приведенных условий возможно только при равенстве модели и природы, т.е. полное подобие невозможно.

Естественные водные потоки всегда подчинены квадратичному закону сопротивления, т. е. принадлежат к автомодельной области. В этой области единственным критерием подобия является число Фруда. Таким образом, для того чтобы модель речного потока была подобна натуре, необходимо соблюдать три условия: модель и натура должны быть подобны геометрически; число Рейнольдса на модели должно быть настолько высоким, чтобы течение на модели удовлетворяло

квадратичному закону сопротивления; модельное и натурное течения должны иметь одно и то же число Фруда, которое записывается в виде:

$$U_M^2/gR_H = U_H^2/gR_H. \quad (1.76)$$

Реальные обстоятельства лабораторных исследований не позволяют строго удовлетворять двум первым из указанных требований подобия, так как невозможно соблюсти геометрическое подобие шероховатости, и ограничиваются соблюдением на модели и в натуре один и тот же коэффициент гидравлического трения $(\lambda_R)_M = (\lambda_R)_H$. (1.77)

Это требование прямо вытекает из автомодельности. Что касается числа Рейнольдса, то чтобы не делать модели очень большими, идут на его снижение до некоторого минимального значения, обеспечивающего работу модельного русла в переходной области сопротивления. По А.П. Зегжда такое минимальное допустимое значение числа Re определяется формулой

$$Re_{дон.} = \left(\frac{U_M R_M}{\nu} \right)_{дон.} = \frac{14 R_M}{\Delta_M \sqrt{(\lambda_R)_M}}, \quad (1.78)$$

где Δ_M – высота выступов шероховатости модельного русла. Значение коэффициента вязкости ν для модельного и натурального потоков берется одно и то же.

Решая совместно уравнения (1.76–1.78), находят наименьший допустимый линейный масштаб модели

$$(\alpha_h) = \left(\frac{R_M}{R_N} \right)_{\min} = \left(\frac{\nu}{\Delta_M U_N} \right)^2 \frac{1}{(\lambda_R)_N}. \quad (1.79)$$

Этот масштаб округляется вверх до удобного численного значения (1:80 или 1:100) и затем, пользуясь формулой (1.76), находят масштаб скоростей

$$\alpha_U = \frac{U_M}{U_N} = \sqrt{\alpha_h}. \quad (1.80)$$

При малых значениях коэффициентов трения натурального русла или больших значениях коэффициента Шези C , характерных для крупных равнинных рек, масштаб α_h получается по формуле (1.79) столь большим, что модель может не поместиться в лаборатории. В этом случае идут на искажение масштаба модели, т.е. берут масштаб горизонтальный α_r мельче, чем вертикальный α_h : $\alpha_r < \alpha_h$. Геометрическое подобие резко нарушается, но соблюдение условий (1.76) и (1.78) остается обязательным, а условие равенства коэффициентов трения (1.77) не выполняется.

Опыт лабораторных исследований и некоторые теоретические соображения показывают, что если гидравлический радиус сечений модели остается близким к их средней глубине ($R \approx h_a$), плановая картина течений на модели с искаженными масштабами удовлетворительно передает плановую картину натурального течения. Предельно допустимое искажение масштабов α_h/α_r при исследованиях плановой картины течения составляет 5-6, если моделирование преследует цель получения одномерной картины (отметки свободной поверхности, распределение расходов по рукавам), допустимо и большее искажение.

2.2. Исследования режимов движения потока (лабораторная работа 2, проводится в течение 4 часов).

Работа проводится в малом зеркальном лотке с переменным уклоном. Для каждого лабораторного эксперимента проводим измерение расхода, уклона свободной поверхности, измерения скоростей потока по глубине и по длине лотка с обязательной проверкой уклона дна и установлением режима движения потока. Для неустановившегося режима движения потока изменение расходов будем проводить по определенному гидрографу.

В дальнейшем по каждой вертикали устанавливается средняя скорость, и затем по этим скоростям строится эпюра скоростей по длине потока и устанавливается режим движения потока.

Распределение времени следующее: 2 часа на исследование неравномерного (равномерного) движения потока и 2 часа на исследование неустановившегося (установившегося) движения жидкости.

2.3. Определение неразмывающих скоростей потока (лабораторная работа 3, проводится в течение 2 часов).

Работа проводится в малом зеркальном лотке с переменным уклоном. Дно лотка засыпается мелким неоднородным песком на глубину 10 – 15 см. С постепенным увеличением расхода воды в лотке и соответствующим увеличением средней скорости потока (с проверкой режима движения потока), визуальным устанавливаем среднюю скорость потока, а желательным и местную скорость, при которой начнется движение отдельных частиц наносов. Увеличивая расход воды и скорость потока, устанавливаем параметры потока, при котором начнется массовое движение наносов. Сравниваем полученные результаты с результатами других исследований, делаем необходимые выводы.

2.4. Исследование дюнно-грядовой формы движения наносов (лабораторная работа 4, проводится в течение 4 часов)

Работа проводится в малом зеркальном лотке с переменным уклоном, при расходе Q_1 (средняя скорость выше скорости начала массового движения наносов) и подаче неоднородного песка в начальный створ лотка.

Продолжаем эксперимент до образования устойчивого дюнно-грядового рельефа дна. Останавливаем эксперимент и проводим измерения

рельефа дна с помощью профилографа, с определением осредненных параметров дюнно-грядового рельефа дна.

Увеличиваем расход Q_2 так, чтобы увеличилась средняя скорость потока без увеличения глубины потока. Эксперимент продолжаем до образования устойчивого грядового рельефа дна. Проводим измерения, как указывалось выше.

Изменяем расход Q_3 так, чтобы увеличилась глубина потока без изменения средней скорости потока. Проводим эксперимент и измерения рельефа дна.

Полученные результаты по размерам параметров гряд анализируем, сравниваем с результатами других исследователей.

2.5. Исследование образования мезоформ в большом зеркальном лотке (лабораторная работа 5, проводится в течение 4 часов).

Дно лотка покрываем неоднородным песком толщиной 15 см. При расходе Q_1 таковом, когда параметры потока (его глубина и средняя скорость) соответствовали какому-либо эксперименту в малом лотке, проводим эксперимент до получения устойчивого дюнно-грядового рельефа.

Проводим измерения параметров гряд по методике, отработанной на малом лотке. Анализируем полученные результаты, сравниваем их с результатами в малом лотке.

По натурному гидрографу, используя законы моделирования, осуществляем процесс изменения расходов во времени при проведении второго этапа эксперимента (получение мезоформ при прохождении поводковых расходов). При нехватке времени получения устойчивых параметров мезоформ (побочней) необходимо будет привлекать к проведению эксперимента лаборантский состав кафедры. После получения

устойчивых параметров мезоформ лабораторного русла проводим измерения рельефа дна. Анализируем полученные результаты и сравниваем их с данными других исследователей и результатами, полученными на первом этапе эксперимента и малом лотке.

ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА

Цель и задачи курса:

Дальнейшее изучение руслового процесса, т.е. изучение процессов влияния волны паводка на образование различных форм движения наносов, оказывающих влияние на деформацию русла, а также на устойчивость гидротехнических сооружений. Теория руслового процесса находит широкое применение во всех областях речной гидротехники, а именно, при проектировании и строительстве подпорных гидротехнических сооружений, мостовых переходов, разнообразных водосбросных сооружений, защите берегов от размыва при прохождении паводка. Получение количественных результатов русловых деформаций, которое усиливается при прохождении паводка, является важнейшей прикладной частью раздела теории руслового процесса. Для прогнозирования русловых деформаций необходимо изучить возможные микроформы движения наносов, которые существуют в руслах рек при паводках.

Задачами курса является:

- изучение структуры грядовых образований в естественных руслах, т.к. эти формы несравнимы с лабораторными образованиями из-за пространственных речных русел и значительных колебаний речного стока;
- изучение русел с побочным движением наносов, которые передвигаются при паводочном режиме и их переформирование в осередке приводит к значительному изменению динамической оси русла и дальнейшему их цилиндрическому расширению и сужению;
- изучение процесса меандрирования русел рек и образование в излучинах центростремительного ускорения всегда образуется поперечное течение воды;

- изучение условий образования перекатов в руслах рек и их сокращение в течение длительного времени, влияние колебаний уровня воды;
- изучение методов прогноза русловых деформаций как долгосрочных, так и краткосрочных;
- русловые исследования (аэрофотосъемки, наблюдение над направлением и величинами скоростей течения, измерение расходов воды, взятие проб донных отложений измерение расходов донных наносов) – как важная составляющая прогноза деформаций;
- устьевые области включают в себя часть низовой речной долины, смежное морское побережье и прилегающий участок взморья, где происходит переход гидрологического режима реки в гидрологический режим моря. На этом участке проявляются процессы, свойственные только устьям рек: непрерывное деление русла на рукава, удлинение рукавов и т.д.;
- изучение возникновения и развития устьевого бара, которая подразделяется на три стадии: первая стадия – возникновение бара и деформирование кос, вторая – формирование относительно устойчивой формы бара, третья стадия – переформирование рельефа бара при изменении расходов;
- изучение баров, формирующихся влекомыми и взвешенными изменениями расходов воды;
- существующие методы решения задач образования устьевых баров, которые включают : построение плана течения для заданного рельефа взморья; определений условий возникновения и скорости формирования устьевых баров; построение плановых очертаний и рельеф бара для различных расходов воды: расчет переформирования бара при изменении гидрологических условий;
- особенности расчета деформаций бара при воздействии ветровых волн.

Область значений: технические науки, гидротехническое строительство, водные пути и порты.

Курс ориентирован на обучающихся в магистратуре, но он также будет полезен для стажеров, аспирантов и специалистов желающих получить дополнительное образование.

Курс предназначен для студентов-магистров по направлению 550100 – «Строительство» специализации 270103 «Речные и подземные гидротехнические сооружения» и может быть интересен студентам, аспирантам, стажерам и желающим получить дополнительное образование специалистам других направлений и специализаций.

Курс является обязательным для магистров по направлению 55100 – «Строительство» специализации 270103 - «Речные и подземные гидротехнические сооружения» и может быть курсом по выбору для магистров по специализациям: 550104 «Морские гидротехнические сооружения водных путей»; 550112 «Водоснабжение городов и промышленных предприятий»; 550113 «Водоотведение и очистка сточных вод»; 550121 «Инженерная безопасность строительных систем».

Курс состоит из теоретической составляющей (лекционные занятия) и практической составляющей (практические занятия и лабораторные работы).

Инновационность курса по содержанию составляют его цели и задачи. В России ежегодно строятся десятки водозаборных сооружений, реки пересекаются мостовыми переходами и линиями высоковольтных электропередач, по дну рек прокладываются трубопроводы различных назначений, развитие судоходства требует значительных глубин в руслах, намываются и отсыпаются выправительные сооружения, приводит к значительному изменению гидрологического и руслового режима рек. Обоснованность строительства гидротехнических объектов во многом зависит от достоверности прогноза естественного процесса развития рельефа речного

русла. Без знания развития русловых образований немислим существенный прогресс в повышении достоверности прогноза русловых деформаций.

Вопросами взаимодействия руслового потока и подвижного дна русла занимаются большое количество ученых уже более 100 лет. Однако строгое теоретическое решение взаимодействия потока и размываемого дна получены только для идеализированных моделей, которые исключают сложность и многообразие русловых форм. В настоящий момент не существует теории, которая для конкретных условий может получить тип руслового процесса, размеры и конфигурацию речного русла, поэтому усилия многих ученых, занимающихся русловыми процессами, направлены на решение этих проблем.

Инновационность курса по методике преподавания заключается в применении компьютерных технологий при чтении лекционного курса и самостоятельной работе студента (использование электронного учебника), проведение практических занятий, лабораторных работ, в том числе на лабораторных установках и оценке текущих результирующих и остаточных знаний студентов с помощью тестов.

Инновационность курса по литературе состоит в использовании электронного учебника написанного на основе современных научных публикаций по тематике курса, в том числе, в электронном виде.

Инновационность курса по организации учебного процесса является применение системы зачетных единиц (кредитов), а также балльно-рейтинговую оценку контроля знаний студентов и трудозатрат преподавателей. «Нелинейная система» дает возможность выбора студентами дисциплин, участие студентов с помощью тьютора или преподавателя курирующего группу в формировании своего индивидуального учебного плана. Обеспеченность учебного процесса всеми необходимыми методическими материалами в печатной и электронной формах.

Структура курса

Лекции – 36/36 часов (количество часов аудиторных, самостоятельных работ)

Практические занятия 18/18 часов

Лабораторные работы 16/16 часов

Рубежный контроль 2/2 часов

Тема лекций:

Лекция 1 (2 часа, 1/18 кредита). Неустановившееся движение воды в каналах и реках. Основное уравнение. Распространение длинных волн при малых подъемах уровня в призматическом русле. Длинные волны конечной амплитуды. Метод характеристики. Метод мгновенных режимов.

Лекция 2 (2 часа, 1/18 кредита). Неравномерное течение в реках и методы расчета свободной поверхности. Основные зависимости, используемые при изучении неравномерного течения в реках. Основной метод построения кривой свободной поверхности речных потоков (метод Рахманова).

Лекция 3 (2 часа, 1/18 кредита). Взвешивание и транспортирование наносов. Общие сведения о речных наносах. Падение частиц в воде, гидравлическая крупность, начальная скорость донного влечения, расход влекомых наносов.

Лекция 4 (2 часа, 1/18 кредита). Активный слой русла, донные гряды. Транспортирующая способность потока. Баланс наносов участка реки. Русловые процессы и динамическая классификация русел. Морфологические соотношения.

Лекция 5 (2 часа, 1/18 кредита). Продольный профиль динамически устойчивого русла. Расчет деформаций русла при наличии данных о мутности потока. Общие деформации русла при понижении базиса эрозии.

Лекция 6 (2 часа, 1/8 кредита). Деформации на больших участках русла в нижнем бьефе гидроузла. Детальные методы расчета русловых деформаций на коротких участках реки.

Лекция 7 (2 часа, 1/18 кредита). Виды речных русел и типы руслового процесса. Прямолинейные или слабо изогнутые одорукавные русла с расположенными в них побочными. Меандрирующие русла. Разветвленные русла.

Лекция 8 (2 часа, 1/18 кредита). Движение речного потока в межень и паводок. Основные уравнения, описывающие движения потока. Движения меженного потока. Распределения потока воды по рукавам. Движение речного потока при паводках и попусках.

Лекция 9 (2 часа, 1/18 кредита). Простейшие русловые образования. Русловые мезоформы. Основные закономерности развития побочных мезоформ в лабораторных условиях. Образование русловых мезоформ в природных условиях.

Лекция 10 (2 часа, 1/18 кредита). Общие закономерности образования русловых мезоформ. Деформации речных русел. Дифференциальное уравнение двумерного планового движения воды в речном русле. Планы течений. Расчет плана течений в руслах сложной конфигурации.

Лекция 11 (2 часа, 1/18 кредита). Гидравлика русловых деформаций. Взаимодействие потока и песчаного дна. Формы движения наносов. Расход наносов. Распределение русловых наносов по длине струи потока.

Лекция 12 (2 часа, 1/18 кредита). Общие уравнения деформаций. Частные виды уравнения. Учет условий на границе береговой струи. Скорость деформаций. Расчет деформаций дна русла.

Лекция 13 (2 часа, 1/18 кредита). Области размыва русла и аккумуляции наносов. Теоретические предпосылки определения областей размыва и аккумуляции наносов. Предпосылки возникновения внутренних баров и антибаров.

Лекция 14 (2 часа, 1/18 кредита). Возникновение побочных мезоформ и выявление показателей, определяющих наиболее вероятный тип русловых форм. Развитие деформаций дна по длине струи потока во времени.

Лекция 15 (2 часа, 1/18 кредита). Скорость перемещения русловых мезоформ. Энергетическая интерпретация теоретической модели развития русловых мезоформ. Изменения в русловых формах при переменном расходе воды.

Лекция 16 (2 часа, 1/18 кредита). Развитие ленточных гряд при переменном расходе воды. Изменение в формировании побочневых форм при увеличении уровней воды формирование осередков и развитие внутренних баров.

Лекция 17 (2 часа, 1/18 кредита). Моделирование русловых процессов. Теория подобия как основа моделирования и противоречия в области моделирования. Сходство и различие существующих методов моделирования на моделях с размываемым дном.

Лекция 18 (2 часа, 1/18 кредита). Экспериментальные исследования руслового процесса. Лабораторные исследования образования побочней, условий меандрирования русел рек. Исследования процесса возникновения осередкового типа и русловой многоруканности.

Тема практических занятий

1. Расчет распределения концентрации наносов по вертикали (2 часа, 1/18 кредита).
2. Расчет расхода донных наносов по обобщенным методам (2 часа, 1/18 кредита).
3. Расчеты параметров русловых форм по существующим формулам (2 часа, 1/18 кредита).
4. Расчеты развития русловых мезоформ при проектировании судовых ходов в реках (2 часа, 1/18 кредита).
5. Расчеты сезонных деформаций перекатов (2 часа, 1/18 кредита).
6. Расчеты деформаций дна на участке стеснения русла продольными дамбами (2 часа, 1/18 кредита).

7. Расчет русловых мезоформ при проектировании водозаборов (2 часа, 1/18 кредита).
8. Расчеты деформаций русел рек в районе водозабора (2 часа, 1/18 кредита).
9. Расчет переходных участков больших каналов (2 часа, 1/18 кредита).

Темы лабораторных работ

1. Изучение движения донных наносов (микроформ) в малом лабораторном лотке (4 часа, 1/9 кредита).
2. Лабораторные исследования макроформ в лотке с переменным уклоном с изменением расхода воды (4 часа, 1/9 кредита).
3. Лабораторные исследования дюнно-грядового рельефа в русловом лотке (4 часа, 1/9 кредита).
4. Лабораторные исследования побочного процесса в русловом лотке с изменением расхода воды (4 часа, 1/9 кредита).

Рубежный контроль 1 (1 час 1/36 кредита)

Рубежный контроль 2 (1 час 1/36 кредита)

Описание системы контроля знаний

Текущая аттестация студентов – рубежный контроль проводится в плановые часы занятий. Каждый студент индивидуально выполняет письменную работу – тест. Рубежный контроль проводится 2 раза в семестр (октябрь, декабрь) осеннего семестра и (март, май) весеннего семестра с предоставлением результатов с 20^{-го} по последний день текущего месяца на сайте контроля текущей успеваемости студентов. Баллы проставляются нарастающим итогом и в конце курса по их количеству определяется итог работы студента:

- автоматическое выставление оценки при соответствующих баллах
- приглашение на экзамен при необходимости (желание студента повысить оценку или малое количество баллов)

Общие правила выполнения контрольных заданий

Устанавливаются и доводятся до сведения студентов следующие условия начисления баллов по курсу и на рубежной аттестации:

- посещение лекций, практических занятий и лабораторных работ за 2 часа – 1 балл (всего 17 лекций, 9 практических занятий и 8 лабораторных работ дают в сумме 35 баллов);
- защита лабораторных работ (за 1 лабораторную работу 2 балла) дают 8 баллов;
- активная работа на практических занятиях может добавить студенту еще 18 баллов (на 2 балла за 1 практическую работу);
- рубежный контроль может дать в сумме 35 баллов.

Примерный тип письменных работ

Контрольные работы проводятся в виде теста. Студент должен ответить на восемь вопросов, выбрав по каждому один из трех предложенных ответа. За каждый правильный ответ он получает по 1 баллу. Ниже приводится пример контрольной работы.

Контрольная работа

по курсу «Изменение устьевых участков рек в период прохождения волны половодья»

Студент _____ группа _____ дата «__» _____ 2007 г.

Вопрос	Ответы		
Какие типы речных русел Вы знаете?	а) прямолинейные б) мандрящие в) разветвленные	а) мандрящие б) извилистые в) разветвленные	а) прямолинейные б) слабо изогнутые в) разветвленные
Что называется неустановившимся движением?	скорость потока не изменяется по длине	скорость потока в точке изменяется по времени	скорость потока изменяется по длине потока
Чем проявляется неустановившееся движение потока в зарегулированных реках?	паводками	изменением глубины потока	волнами попусков
Что называется неравномерным движением потока в руслах рек и каналов?	свободная поверхность потока параллельна дну реки	не изменяются поперечные сечения потока и уклон свободной поверхности потока	Значительно изменяются поперечные сечения потока и уклона свободной поверхности

Вопрос	Ответы		
Что называется влекомыми наносами?	частицы грунта перемещаемые в толще потока	наносы, которые перемещаются в придонном слое	частицы грунта перемещаемые в поверхностном слое потока
При каких условиях наблюдаются значительное увеличение расходов?	значительное увеличение наносов наблюдается в межень	значительное увеличение наносов наблюдается в паводках	значительное увеличение наносов наблюдается в течение суток
Какие типы микроформ существуют в руслах рек?	дюны (рифели), гряды	дюны (рифели), перекосенные гряды	гряды, побочни
Что называется русловыми процессами?	процесс взаимодействия потока и русла реки, приводящих к деформациям русла	процесс взаимодействия потока и берегов реки, приводящих к стабилизации русла	русловые процессы – процессы рассматривающие только деформацию русел рек

Количество набранных баллов _____, проверил « _____ » _____ 2007 г. доц. Елфимов В.И. _____

Шкала оценок, итоговая оценка

Сумма баллов, набранная студентом на аттестациях, позволяет получить оценку по итогам работы в семестре и не сдавать экзаменов, исходя из приведенной ниже шкалы студента, получившие оценки за экзамены по результатам работы в семестре, но претендующие на получение более высокой оценки, могут участвовать в сдаче экзаменов в сессию (см. 3, 4 и 5 столбцы 1 табл. 1).

Таблица 1

Сумма баллов полученные за семестр	Автоматическая оценка за работу в семестр	Баллы, полученные на экзамене	Общая сумма баллов за семестр	Итоговая оценка
91-100	5	-	91-100	5
76-90	4	0-25	76-100 более 100	4 5
56-75	3	0-25	56-85 86-100	3 4
35-55	обязательная сдача экзамена	0-25	60-80	3
менее 35	нет	недопущен	менее 35	2

Таблица 2

Сумма баллов полученные за семестр	Автоматическая оценка за работу в семестр	Баллы, полученные на зачете	Общая сумма баллов в семестр	Итоговая оценка
> 55	зачет	-	> 55	зачет
35-55	обязательная сдача зачета	0-25	более 60	зачет
менее 35	нет	-	менее 35	незачет

Зачет можно получить по результатам работы в семестр (см. таблицу № 2) или приняв участие в зачетной сессии.

Результаты проставляются в зачетные ведомости и зачетные книжки:

- зачеты – в день проведения зачета,
- экзамены – в день проведения экзамена при наличии штампов допуска к сессии.

Аннотирование содержание курса

Лекционный курс имеет трудоемкость 1 кредит (18 лекций по 2 академических часа, 1/18 кредита).

Практические, лабораторные занятия и текущий контроль знаний имеет общую трудоемкость 1 кредит (9 практических занятий по 2 часа, 1/18 кредита: лабораторные работы по 4 часа, 1/9 кредита и 2 рубежных контроля по 1 часу 1/36 кредита).

В курсе рассматриваются вопросы изменения рельеф дна при колебании уровня воды в руслах рек. Русловые формы образуются путем переотложения наносов. Процесс переотложения включает размыв дна в одном месте и намыв – в другом. Так возникают и развиваются определенные структурные образования, являющие механизмом перемещения донных наносов. Если на некоторые участки реки поступает больше наносов, чем их может транспортировать поток при данных гидравлических условиях и форме русла, то процесс переотложения наносов сопровождается их аккумуляцией на данном участке. Постепенное наполнение наносов приводит к повышению отметок дна русла, перестроение русловых форм и выработку нового соответствия, которые включает равенство расходов наносов и транспортирующей способности потока. При недостатке поступающих наносов на данном участке возникают дополнительные деформации в виде размывов дна или врезанием или искривлением русла, что ведет к уменьшению уклона свободной поверхности, переформированию русловых образований в соответствии с новыми гидравлическими условиями и количеством транспортируемых наносов.

Вмешательство человека в естественный процесс развития русловых образований строительство и различных объектов приводит к значительному переформированию речного русла. Безопасность сооружений будет зависеть от того, насколько предполагаемая расчетная модель речного русла будет отвечать действительному механизму природных явлений.

Темы рефератов

1. Исследование движения донных наносов.
2. Определение параметров дюнно-грядового рельефа дна при изменении глубины потока.
3. Способы расчета расхода донных наносов.
4. Изменение структуры рельефа дна при увеличении расходов воды.
5. Мезоформы речного русла.
6. Побочный тип движения наносов.
7. Некоторые способы расчета параметров побочной.
8. Изменение типа мезоформ при резком расширении русла реки.
9. Переход побочного типа движения наносов в осередковый.
10. Образование многорукавного русла в устьях рек.
11. Параметры баров и способы расчета их параметров при прохождении паводков.
12. Русловые процессы в устьях рек.

Список обязательной и дополнительной литературы

Обязательная литература:

1. А.Н. Бутаков Гидравлика развития мезоформ речного русла. М. РУДН. 1999.
2. А.Н. Бутаков Русловые процессы в устьях судоходных рек. М. Транспорт, 1981.
3. Н.А. Ржаницын Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометеиздат. 1960. 238 с.
4. Н.С. Знаменская Донные наносы и русловые процессы. Л., Гидрометеиздат. 1976. 172 с.
5. К.В. Гришанин Теория руслового процесса. М. Транспорт, 1972. 216 с.
6. А.В. Караушев Речная гидравлика. Л. Гидрометеиздат. 1969. 415 с

Дополнительная литература:

1. В.С. Алтунин Мелиоративные каналы в земляных руслах. М.: Колос, 1979. 256 с.
2. В.И. Антроповский Связь типов руслового процесса с определяющими факторами // Труды ГГИ. 1970. Вып. 183. С. 70-80.
3. А.Н. Бутаков Исследование потока на пойме и в русле // Труды ЛИВТ. 1969. Вып. 124. С. 33-37.
4. А.Н. Бутаков Расчет течений при внезапном расширении потока // Метеорология и гидрология. 1970. № 11. С. 70-76.
5. А.Н. Бутаков Воспроизведение побочного процесса на лабораторной микрореке. В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 10. Л., 1976.
6. А.Н. Бутаков Связь формы речного русла с гидрологическим режимом реки как фактор активности руслового процесса. В кн.: Результаты исследований речных русел и гидротехнических сооружений. М.: 1983. С. 11-27.
7. А.Н. Бутаков Теоретический анализ процесса образования рельефа дна речного русла на участке расширения долины реки. В кн.: Исследование вопросов прикладной гидравлики и гидротехники. М., 1984. С. 92-108.
8. А.Н. Бутаков Образование речного русла побочного типа. В кн.: Гидравлические и статические исследования гидротехнических сооружений. М., 1986. С. 137-156.
9. М.А. Великанов Русловой процесс (основы теории). М.: Физматгиз, 1958. 395 с.
10. В.Н. Гончаров Основы динамики русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 452 с.
11. К.В. Гришанин О Механизме образования песчаных гряд // Труды ЛИВТ. 1962. Вып. 36.
12. К.В. Гришанин Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 144 с.

- 13.К.В. Гришанин Основы динамики русловых потоков. М.: Транспорт, 1990. 320 с.
- 14.И.Ф. Карасев Русловые процессы при переброске стока / 2-е изд. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.
- 15.И.М. Коновалов, В.В. Баланин О формировании речных русел // Труды ЛИИВТ. 1959. Вып. 26.
- 16.А.Ф. Кудряшов Воспроизведение русла побочного типа в лабораторных условиях // труды ГГИ. 1958. Вып. 69.
- 17.И.А. Кузьмин, Л.И. Викулова О Методике расчета деформаций русла с учетом его расширения // Сб. «Гидравлика сооружений и динамика речных русел». Изд. АН СССР. М.: 1959. С. 224-234.
- 18.А.В. Кречко Прогноз русловых деформаций спрямляющих прорезей на реке Амударье: Автореф. дис... канд. тех. наук. М.: 1988.
- 19.Б.Ф. Смищенко, З.Д. Копалиани О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях. Труды ГГИ. 1978. Вып. 252. С. 30-37.
- 20.В.И. Елфимов Исследование структуры дюнно-грядового рельефа дна и его влияние на гидравлические сопротивления: Автореф. дис... канд. тех. наук. М.: 1982.
- 21.L.B. Leopold, M.G. Wolman River channel patterns: braided, meandering and straight. – Geol. Survey Prof. Paper 282 – B. Washington, 1957.
- 22.L.B. Leopold, M.G. Wolman, J.P. Miller Fluvial processes in geomorphology. – San Francisco a. London, 1964.
- 23.H. Reinolds Gesetzmässigkeiten der freien Turbulenz. VDJ Forschungsheft, 414, 1942.
- 24.Sediment Control Methods reports by Task Committee on Preparation of Sedimentation. Hydraulic Div. Pr. of ASCE, 1972, v. 98. N HY7, pp. 1295-1326.

Учебный тематический план курса УМК

Учебная неделя	Виды занятий	
1.	Лекция 1 (2 ч., 1/18 кредита)	-
2.	Лекция 2 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 1 (2 ч., 1/18 кредита)
3.	Лекция 3 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 1 (4 ч., 1/9 кредита)
4.	Лекция 4 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 2 (2 ч., 1/18 кредита)
5.	Лекция 5 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 1 (4 ч., 1/9 кредита)
6.	Лекция 6 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 3 (2 ч., 1/18 кредита)
7.	Лекция 7 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 2 (4 ч., 1/9 кредита)
8.	Лекция 8 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 4 (2 ч., 1/18 кредита)
	Рубежный контроль 1	(1 ч., 1/36 кредита)
9.	Лекция 9 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 2 (4 ч., 1/9 кредита)
10.	Лекция 10 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 5 (2 ч., 1/18 кредита)
11.	Лекция 11 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 3 (4 ч., 1/9 кредита)
12.	Лекция 12 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 6 (2 ч., 1/18 кредита)
13.	Лекция 13 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 3 (4 ч., 1/9 кредита)
14.	Лекция 14 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 7 (2 ч., 1/18 кредита)
15.	Лекция 15 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 4 (4 ч., 1/9 кредита)
16.	Лекция 16 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 8 (2 ч., 1/18 кредита)
	Рубежный контроль 2	(1 ч., 1/36 кредита)
17.	Лекция 17 (2 ч., 1/18 кредита)	Лабораторная работа 4 (4 ч., 1/9 кредита)
18.	Лекция 18 (2 ч., 1/18 кредита)	Практическое занятие 9 (2 ч., 1/18 кредита)
Экзаменационная сессия		Экзамен