

Н.Б. Барышников

## ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением  
по образованию в области гидрометеорологии в качестве учебного  
пособия по дисциплине «Динамика русловых потоков и русловые  
процессы» для студентов высших учебных заведений, обучающихся  
по направлению «Гидрометеорология»  
и специальности «Гидрология»*



Санкт-Петербург  
2003

УДК 556.537

Барышников Н.Б. Гидравлические сопротивления речных русел. Учебное пособие. СПб, изд. РГГМУ, 2003 – 147 с.

ISBN 5-86813-062-6

Рассматриваются методы расчетов гидравлических сопротивлений речных русел. Приведены результаты анализа трех направлений исследований, основанных на учете коэффициентов шероховатости речных русел, относительной гладкости и процесса саморегулирования в системе поток–русло. Выполнен анализ влияния различных факторов на гидравлические сопротивления: глубины, выступов шероховатости, донных гряд, эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, формы поперечного сечения, извилистости русел, растительности и др.

Приведены результаты оценки эффективности различных методов расчетов гидравлических сопротивлений речных русел.

Учебное пособие предназначено для студентов–гидрологов и специалистов, работающих в области гидрологии, водного хозяйства, речной гидравлики и гидротехники.

*Рецензенты:* В.И. Антроповский, д-р геогр. наук, проф. (РГПУ им. А.И. Герцена); Р.С. Чалов, д-р геогр. наук, проф. (МГУ им. М.В. Ломоносова)

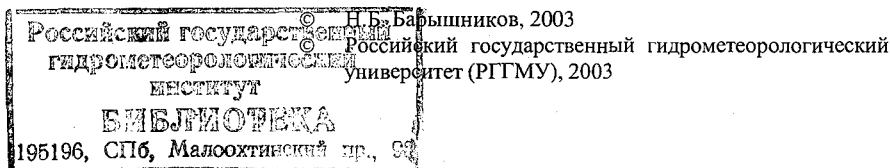
Baryshnikov, N.B. Hydraulic resistance of fluvial channels. A manual. St. Petersburg, RSHU Publishers, 2003– 147 pp.

The manual considers calculation methods of hydraulic resistance of fluvial channels. An analysis of three directions of studies is given based on the account of roughness coefficients of fluvial channels, relative smoothness and self-regulation process in a stream-channel system. An analysis of the influence of various factors on hydraulic resistance is made, including the depth, roughness peaks, bottom ridges, interaction effect of the channel and floodplain streams, cross-section profile, tortuosity of channels, vegetation, etc.

The results of efficiency assessment of various methods for calculations of hydraulic resistance of fluvial channels are presented.

The manual is intended for undergraduates, Master's and Ph.D. students at hydrometeorological universities and Geography Faculties of State universities. It can be useful for experts specialising in hydrology, water management, river hydraulics and hydraulic engineering.

ISBN 5-86813-062-6



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Последнее учебное пособие Н.Б. Барышникова и И.В. Попова «Динамика русловых потоков и русловые процессы» вышло в свет около 15 лет назад. За этот период отдельные направления данной дисциплины интенсивно развивались, в частности, разделы, посвященные гидравлическим сопротивлениям речных русел. Выпущено несколько монографий как отечественных (Н.Б. Барышников и Е.С. Самусева, К.В. Гришанин, И.Ф. Карасев и В.В. Коваленко, Н.С. Знаменская и др.), так и зарубежных (В. Граф и др.) авторов. В этих монографиях разработаны принципиально новые подходы к трактовке отдельных разделов проблемы гидравлических сопротивлений, в частности, по влиянию глубин, формы сечения русел и растительности.

Несмотря на значительный объем исследований, выполненных за 15-летний период, многие вопросы так и не нашли своего решения. Особенно остро стоит вопрос о методах расчетов гидравлических сопротивлений, возникающих при различных формах перемещения донных наносов и русловых образований и гидравлических сопротивлений русел, заросших растительностью. Наличие различных подходов к решению этих вопросов, основанных на различных допущениях, приводит к дискусионности их решений и в значительной мере осложняет изложение материала.

Подготовка учебного пособия выполнена Н.Б. Барышниковым. Отдельные его разделы написаны преподавателями и сотрудниками кафедры гидрометрии: доц. В.А. Соколовой, Д.И. Исаевым, Е.С. Субботиной, к.т.н. А.В. Симановичем, аспирантками Е.В. Польциной и Т.В. Векшиной.

Общая редакция осуществлялась Н.Б. Барышниковым и Г.Н. Угрюминым.

Авторы выражают благодарность за компьютерный набор и правку рукописи данного учебного пособия сотрудникам кафедры гидрометрии Н.П. Горячей, Л.Г. Морозовой и к.г.н. И.А. Левашовой.

## ВВЕДЕНИЕ

В программе дисциплины «Динамика русловых потоков и русловые процессы» раздел «Гидравлические сопротивления речных русел», является узловым. На его основе фактически осуществляется изложение большинства разделов данной дисциплины. Особенно остро стоит проблема оценки гидравлических сопротивлений речных русел. Это обусловлено как сложностью проблемы, так и влиянием на гидравлические сопротивления большого количества изменяющихся во времени факторов таких, как донные наносы, растительность и др.

Значительные успехи в решении проблемы достигнуты в технической гидравлике благодаря фундаментальным исследованиям А.П. Зегжды и И. Никурадзе. Однако применение результатов этих работ к речным потокам привело к негативным результатам в основном из-за наличия в них подвижного русла, обусловленного различными формами перемещения наносов.

В последние годы исследованиями, выполненными в основном в РГГМУ и ГГИ, были получены принципиально новые результаты о влиянии глубин и формы сечения русел малых рек на гидравлические сопротивления речных русел.

Принципиально новыми являются также подходы к оценке гидравлических сопротивлений речных русел и пойм, основанные на достижениях в разработке проблемы взаимодействия русловых и пойменных потоков при пропуске паводков по затопленным поймам и речным руслам, заросшим растительностью. Такое состояние проблемы позволило авторам разработать следующий план изложения материала.

В начале курса излагаются общие подходы к оценке сопротивлений речных русел простых, а затем и сложных форм сечения. Частным случаем последних являются русла с поймами. Последующие разделы посвящены оценке влияния на гидравлические сопротивления различных факторов: высоты выступов шероховатости, глубин, формы сечения русел, извилистости, растительности и ледовых явлений.

Последняя глава посвящена изучению принципиально нового подхода к оценке гидравлических сопротивлений речных русел, основанного на принципе саморегулирования в системе речной поток – русло. В ней гидравлическим сопротивлениям отводится роль регулятора. К сожалению, это перспективное направление в настоящее время еще недостаточно разработано.

## 1. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

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

Относительная простота расчетов параметров равномерного движения позволяет использовать для его описания одномерную модель потока с трением [6, 21]. Для равномерного движения потока можно использовать равенство двух сил: действующего касательного напряжения ( $\tau$ ), равного составляющей силы тяжести, и силы сопротивления. Это равенство для отрезка длиной, равной единице, записывается в виде

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

после деления на  $\chi$

$$\tau_o = \rho g I R, \quad (1.1)$$

где  $\chi$  – смоченный периметр;  $\rho$  – плотность;  $F$  – площадь поперечного сечения;  $R$  – гидравлический радиус;  $I$  – уклон водной поверхности.

Учитывая, что на большинстве равнинных рек ширины русла  $B$  намного больше их глубин  $h$ , т.е.  $B \gg h$ , обычно принимают  $R \cong h$ . Тогда формула (1.1) примет вид

$$\tau_o = \rho g h I. \quad (1.2)$$

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

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

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

$$V = C \sqrt{RI}, \text{ или}$$

$$V = C\sqrt{hI}, \quad (1.3)$$

где  $C$  – коэффициент Шези, в основном зависящий от величины сопротивления русла, которое, как указывает К.В. Гришанин [6], зависит от трех факторов: вязкости жидкости, относительной шероховатости стенок и изменения формы сечения по длине. Следует отметить, что это далеко не полный перечень факторов, к которым также можно отнести растительность, изгибы русла, ледовые образования и др. Даже такой перечень этих факторов указывает на сложность проблемы расчетов гидравлических сопротивлений и необходимость использования их интегральных характеристик.

Однако вернемся к истории развития исследований по данной проблеме, которые развивались как при изучении искусственных сооружений (трубопроводов, лотков и др.), так и речных русел. Главной задачей этих исследований явилось установление зависимостей касательных напряжений на стенках русел с основными параметрами потоков, протекающих в них: скоростью течения, поперечными размерами потока, плотностью и вязкостью жидкости и др. Первыми формулами были уже упомянутая формула Шези (1.3) и формула Дарси–Вейсбаха

$$\tau_o = \lambda \rho V^2 / 2, \quad (1.4)$$

где  $\lambda$  – коэффициент гидравлического трения.

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

$$\lambda = 2g / C^2 \text{ или } C = \sqrt{2g / \lambda}. \quad (1.5)$$

Учитывая, что коэффициент Шези зависит от большого количества факторов, возникла необходимость разработки формул для определения его величины. Одними из первых за решение этой проблемы экспериментальным методом взялись А. Дарси, а впоследствии П. Базен. На основе анализа обширных экспериментальных данных Базен предложил формулу для определения коэффициента Шези, получившую довольно широкое распространение

$$C = 87 / (1 + \gamma / \sqrt{R}), \quad (1.6)$$

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

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

$$C = \frac{23 + 1/n + 0.00155/I}{1 + (23 + 0.00155/I)n/\sqrt{R}}. \quad (1.7)$$

Данная формула была основана на результатах 1200 измерений параметров как речных, так и лабораторных потоков, и сопровождалась соответствующей таблицей для определения коэффициентов шероховатости. Значения последних в ней изменялись от 0.008 до 0.056. Как видно, в формуле (1.7), помимо гидравлического радиуса и коэффициента шероховатости, введен уклон водной поверхности. Однако его влияние незначительно.

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

$$C = R^{1/6}/n \text{ или } C = h^{1/6}/n, \quad (1.8)$$

Простая структура формулы и фактически те же значения коэффициентов шероховатости, что и в формуле (1.7), и близкие значения коэффициентов Шези по обеим формулам привели к широкому распространению последней и ее использованию вплоть до настоящего времени.

Общим недостатком этих формул (1.6)–(1.8) является их эмпиричность, не раскрывающая физической сущности коэффициента шероховатости. Этот недостаток в начале XX в. устранили Р. Мизес и несколько позднее А. Штриклер, которые установили, что основным определяющим величину сопротивлений, а следовательно, и величину коэффициента шероховатости фактором является величина относительной высоты выступов шероховатости  $h/\Delta$ . Более того, Штриклер даже предложил формулу для определения величины

коэффициента шероховатости по значению средней крупности донных отложений:

$$n = (0,15 / \sqrt{g}) k^{1/6}; \quad (1.9)$$

с учетом формулы Маннинга получим

$$C / \sqrt{g} = 6,67 (R/k)^{1/6}. \quad (1.10)$$

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

$$C = R^y/n \text{ или } C = h^y/n, \quad (1.11)$$

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

Полная формула для определения  $y$  имеет вид

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

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

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

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

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

Павловский рекомендовал применять формулу (1.11) до значений глубин, равных 3 м. Однако впоследствии диапазон глубин был увеличен до 5 м.

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



Наиболее важные исследования были выполнены И. Никурадзе в круглых трубах с равнозернистой шероховатостью, в результате которых им был установлен логарифмический закон сопротивлений. Аналогичные эксперименты, но в открытых руслах (лотках и др.), были продолжены А.П. Зегждой [8]. Результаты этих исследований, выполненных как в круглых трубах, так и в открытых потоках, были представлены Зегждой в виде графика зависимости  $\lambda = f(Re, R/\Delta)$  в логарифмических координатах (рис. 1.1)

Анализ этого графика позволил автору выделить три зоны зависимостей: для ламинарного (I) и турбулентного (III) режимов и переходной области (II). Наиболее детально выполнен анализ исходной информации для зоны турбулентного режима, где получены зависимости для шероховатых (III<sub>1</sub>), гладких (III<sub>2</sub>) и полугладких (III<sub>3</sub>) стенок.

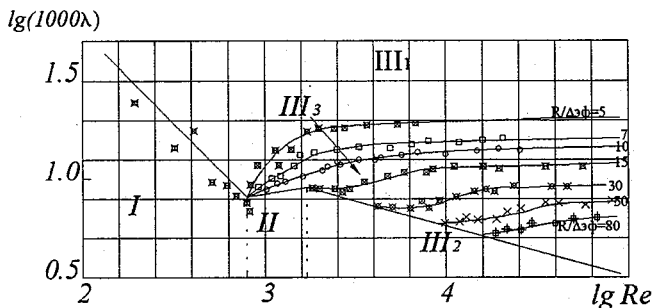


Рис. 1.1. График зависимости  $\lambda = f(Re, R/\Delta)$ , полученной Зегждой.

На основе этого графика автором [8] была получена логарифмическая формула для расчета коэффициента гидравлического трения шероховатых стенок в виде  $1/\sqrt{\lambda} = 4 \lg h/\Delta + 4,25$ . Аналогичные полуэмпирические формулы получены и другими авторами, (в принципе отличающиеся только значениями постоянных), например, В.Н. Гончаровым [5] в виде

$$1/\sqrt{\lambda} = 4 \lg 6,15h/\Delta. \quad (1.12)$$

По мнению авторов этих формул, они так же, как и графическая зависимость, вполне приемлемы для расчетов коэффициентов  $\lambda$ . В последующий период это направление активно развивалось как

отечественными [5, 6 и др.], так и зарубежными [23] исследователями. Детальный анализ этих исследований будет приведен в разделах 1–3. Здесь же отметим, что в основу графика Зегжды и Никурадзе положены экспериментальные данные, полученные Никурадзе в напорных трубах с зернисто-шероховатыми стенками, а Зегждой – в различных открытых лотках и малых каналах. К сожалению, до настоящего времени отсутствует объективная методика определения расчетной высоты выступов шероховатости. Действительно, Зегжда определял ее как разность ординат кривых зависимостей расходов воды от глубины русла  $Q = f(h)$  при ламинарном режиме, построенных для гладкого и шероховатого русел, при постоянных значениях расходов воды. Анализ других методов определения расчетной высоты выступов шероховатости будет приведен в разделах 2–4.

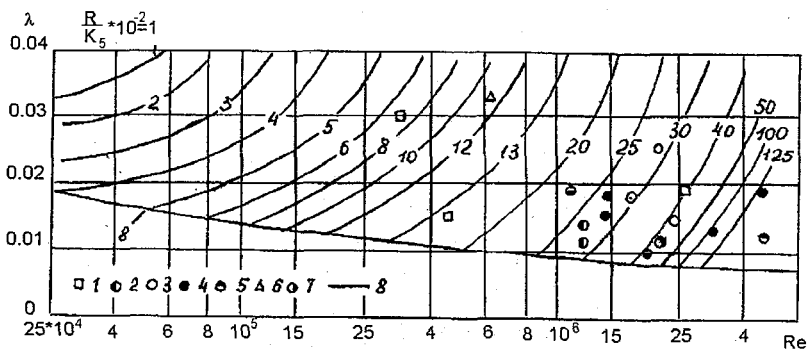


Рис. 1.2. Зависимость  $\lambda = f(Re, R/\Delta)$  (по Ловеру и Д. Кеннеди).

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

В последние годы выполнен ряд исследований, посвященных оценке возможностей использования графиков Зегжды и Никурадзе для определения гидравлических сопротивлений речных русел. Полученные результаты показывают, что автомодельность, имеющая большое значение при проведении лабораторного моделирования не выполняется не только для равнинных, но даже и для горных рек. Так, Н.С. Знаменская [9], выполнившая анализ ряда работ зарубежных исследователей, приводит графическую зависимость

$\lambda = f(\text{Re}, R/k_s)$ , полученную Ловером и Д. Кеннеди на основе натурных данных по рекам США (рис. 1.2).

Как видно на рис. 1.2, характер зависимости для речных русел резко отличается от аналогичных, приведенных Зегждой и Никурадзе. Результаты, аналогичные американским, получены В.А. Знаменским для быстротоков [9].

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

Объективности ради, следует отметить, что в 70-е годы появился ряд публикаций [16 и др.], в которых на основе анализа экспериментальных данных утверждалось, что при числах Фруда  $\text{Fr} > 1$  и малых значениях  $h/\Delta$  наблюдаются отклонения от прямых зависимостей  $\lambda = f(\text{Re})$  в автомодельной области. Однако последующие исследования показали [16], что это обусловлено в основном методикой определения величины  $h/\Delta$  при ее значениях, близких к единице.

Что же понимается под гидравлическими сопротивлениями? Это силы, с которыми речное русло противодействует движению потока. Основными факторами, определяющими величину этих сил, являются: выступы шероховатости, донные гряды, изгибы русла, растительность, ледовые явления и др. Поэтому для оценки гидравлических сопротивлений обычно принимают различные интегральные характеристики. Наиболее часто в качестве таковых принимают коэффициенты шероховатости  $n$ , коэффициенты Шези  $C$  или коэффициенты гидравлического трения  $\lambda$ , а также высота выступов шероховатости  $\Delta$ . Последнюю величину нельзя считать интегральной, так как она учитывает только один параметр, но ее использование в различных формулах для расчета величины гидравлических сопротивлений [6] без каких-либо дополнительных факторов фактически придает ей статус интегральной характеристики.

При расчетах средних скоростей речных потоков и гидравлических сопротивлений речных русел наиболее часто используют фор-

мулы, в которых основным параметром является коэффициент шероховатости. Его величину обычно определяют по описательной характеристике сопротивлений русла и поймы и соответствующим таблицам. Выполним более детальный анализ этого коэффициента, который, как уже указывалось, является интегральной характеристикой гидравлических сопротивлений речных русел.

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

$$n = n_{\text{ш}} + n_{\text{г}} + n_{\text{ф}} + n_{\text{д}}, \quad (1.13)$$

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

Однако такой подход может оказать помощь только для вскрытия физической сущности явления, но для расчетов он не пригоден. К тому же формула (1.13) применима только для условий равномерного движения и недоучитывает некоторых факторов, определяющих величину гидравлического сопротивления речных русел (глубин, расходов наносов и др.).

Для условий неустановившегося неравномерного движения в (1.13) необходимо ввести дополнительные члены, в частности, учитывающие неравномерность ( $n_{\text{н}}$ ) и нестационарность ( $n_{\text{нст}}$ ) движения в виде

$$n = n_{\text{ш}} + n_{\text{г}} + n_{\text{ф}} + n_{\text{д}} + n_{\text{н}} + n_{\text{нст}} + n_{\text{мо}} + n_{\text{л}}, \quad (1.14)$$

где параметры  $n_{\text{мо}}$  и  $n_{\text{л}}$  учитывают, соответственно, гидравлические сопротивления за счет массообмена между отсеками потока в руслах сложных форм сечения (пойменных и др.) и при изменении глубин  $n_{\text{л}}$ . Введение параметра  $n_{\text{л}}$  обусловлено дополнительным анализом, выполненным в РГГМУ [1, 2], позволившим установить недостаточность учета глубин в формулах для определения коэффициента шероховатости [4]. Более детальный анализ будет приведен позднее.

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

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

Учитывая, что анализ методов расчетов гидравлических сопротивлений трубопроводов и других сооружений достаточно полно освещен в классических курсах гидравлики [19,20], да к тому же выходит за рамки данной работы, здесь он выполняться не будет.

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

### **1.1. Гидравлические сопротивления речных русел простых форм сечения**

Как уже указывалось, речные русла отличаются от инженерных сооружений тем, что они деформируются. При этом наблюдаются не только деформации русел, особенно в периоды паводков и половодий, но иногда и обрушение берегов. К тому же потоки в таких руслах перемещают наносы как во взвешенной, так и в донной фазе. Особые сложности при разработке расчетных методов создают донные наносы, так как режимы их перемещения могут существенно изменяться. Это зависит от мощности паводков и половодий, соотношения расходов донных наносов и транспортирующей способности потоков, крупности наносов и других факторов. Как известно [2, 6 и др.], величина гидравлических сопротивлений при изменении фазы перемещения наносов от их влечения к донным грядам может изменяться в несколько раз (от 2 до 7). Помимо этого, донные наносы могут перемещаться в виде различных русловых образований.

Все это, а так же большое количество факторов, определяющих величину гидравлических сопротивлений, привело к необходимости введения некоторой интегральной характеристики, учитывающей различные составляющие гидравлических сопротивлений. Как уже указывалось, в качестве таковой в середине XIX в. был предложен коэффициент шероховатости  $n$ , величина которого определялась по описательной характеристике и одной из многочисленных таблиц [10, 20]. Коэффициент шероховатости до сих пор негативно воспринимается некоторыми исследователями, например К.В. Гришаниным [6], и для этого имеются довольно веские основания. Действительно, для его расчетов имеется большое количество эмпирических формул. В настоящее время их значительно больше 200 [2 и др.]. При расчетах по некоторым из них, как это указывалось, размерность коэффициента шероховатости изменяется, что недопустимо для любой физической величины.

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

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

$$C = f(h/n) \text{ или } C = f(R/n) . \quad (1.15)$$

Как указывалось, для определения коэффициентов шероховатости созданы специальные таблицы, в которых приведены описания русел и пойм и соответствующие им значения коэффициентов шероховатости (одного или двух-трех). Таких таблиц в настоящее время насчитывается свыше 20. Однако широкое распространение в СССР, а затем и в России, получили только таблицы М.Ф. Срибного (Приложение 1) и более поздние таблицы И.Ф. Карасева (Приложение 2). Соответственно, за рубежом, особенно в США, широкое распространение получили таблицы В.Т. Чоу (Приложение 3) и Дж. Бредли (Приложение 4). Следует отметить, что для снижения субъективизма таблицы Чоу сопровождаются альбомом цветных фотографий.

Практически во всех таблицах не приводится значение расчетной глубины, хотя при изменении последней величина коэффициента шероховатости может изменяться в несколько раз. Исключением является таблица А.А. Лиштвана, в которой значения коэффициентов шероховатости приведены для различных глубин. Причем, с

увеличением глубины величина коэффициента шероховатости уменьшается. К сожалению, данная таблица приведена в рукописном отчете и широкого распространения не получила.

Оценка точности расчетов коэффициентов Шези по различным формулам на основе использования указанных выше 4 таблиц показала, что средние погрешности расчетов практически по всем таблицам близки между собой и составляют величину 30–35%. К сожалению, максимальные величины этих погрешностей существенно превышают 100%.

Использование большого количества конкретных формул вида (1.7), предложенных различными авторами, как показали контрольные расчеты [4], как правило, не снижают величину погрешности расчетов. Поэтому, по нашему мнению, целесообразно использовать простейшие из них, к каковым относятся формулы Маннинга:  $C = h^{1/6}/n$  и приведенная выше формула Павловского (1.11) или другие.

Второе направление в расчетах величины гидравлических сопротивлений основано на формулах вида

$$C/\sqrt{g} = f(\text{Re}, h/\Delta), C/\sqrt{g} = f(\text{Re}, R/\Delta). \quad (1.16)$$

В них основным расчетным параметром является высота выступов шероховатости  $\Delta$ .

Как указывает Гришанин [6], эта методика имеет широкое применение за рубежом. Однако она имеет ряд существенных недостатков, основными из которых являются неопределенность величины  $\Delta$  и неучет других, кроме высоты выступов шероховатости, параметров, определяющих величину гидравлических сопротивлений. Действительно, объективная методика определения расчетной высоты выступов шероховатости отсутствует. Имеющиеся рекомендации отдельных авторов [6 и др.] являются субъективными.

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

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

В качестве примера можно привести методику расчета  $k_3$  при определении критических скоростей размыва [2].

Значение  $k_3$  рекомендуется определять по формуле

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

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

$$k_1 = (k_1 + k_{10}) / 2; k_2 = (k_{10} + k_{20}) / 2 \dots k_{10} = (k_{90} + k_{100}) / 2; \\ x = 4.0 - 2.8 A; A = k_{100} - k_{кр} / k_{100} - k_{мк},$$

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

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

Имеются и другие способы определения  $k_3$ , но фактически они обладают такими же недостатками.

Другим существенным недостатком данных методик является неучет большой группы факторов, определяющих величину гидравлических сопротивлений, особенно на равнинных реках (донные гряды, изгибы русла и др.). Особенно остро стоит вопрос влияния донных гряд. Действительно, на равнинных реках при образовании гряд гидравлические сопротивления увеличиваются в 2–7 раз [2]. Попытки введения в расчетные формулы вместо  $\Delta$  высоты гряд не могут быть признаны эффективными. Действительно, при одной и той же высоте гряды могут иметь различную длину, а следовательно, и различную крутизну.

В то же время именно крутизна гряд, определяющая длину водоворотной зоны за ней, фактически определяет величину гидравлических сопротивлений при донногрядовом режиме движения наносов.

Известно [2], что при прохождении паводков и половодий происходит быстрое изменение гидравлических характеристик речных потоков. В то же время донные формы не успевают изменяться с той же скоростью. Это запаздывание приводит к тому, что в руслах наблюдаются застывшие крупные гряды, соответствующие высо-



370953

ким паводочным уровням, на которых образуются новые более мелкие гряды, перемещающиеся по напорным склонам крупных гряд. Так, на одном из обсохших побочней на р. Оби А.А. Левашов наблюдал до 7 различных размеров донных гряд. Такое явление носит название иерархия гряд.

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

Формулы этой группы получили широкое распространение на Западе и в США. К.В. Гришанин [6], выполнивший наиболее глубокий их анализ, рекомендует применять эти формулы для галечных и гравелистых русел, в которых грядовой режим перемещения наносов, как правило, не наблюдается. Он приводит наиболее распространенные формулы этой группы, в частности В. Графа:

$$C / \sqrt{g} = 5.75 (R / k_{50}) + 3.25. \quad (1.17)$$

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

$$C / \sqrt{g} = \left[ 5.28 - 4.41 \left( q_s / \sqrt{(\rho_1 / \rho - 1) g k_{50}} \right)^{0.18} \right] \left[ \frac{V}{\sqrt{g k_{50}}} - 0.44 \right], \quad (1.18)$$

где  $q_s$  – расход донных наносов на единицу ширины русла;  $\rho_1$  – плотность наносов.

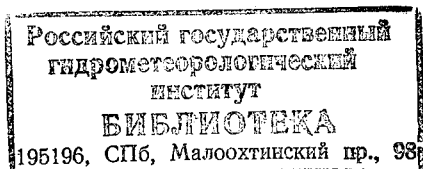
Дж. Лимеринос на основе данных измерений на малых реках Калифорнии получил следующую формулу:

$$C / \sqrt{g} = 5.66 \lg \frac{h}{k_{50}} + 0.99. \quad (1.19)$$

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

$$C / \sqrt{g} = 5.60 \lg \frac{R}{k_{50}} + 2.15. \quad (1.20)$$

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



$$C/\sqrt{g} = 5.661g \frac{h}{k_{50}} - 5.3. \quad (1.21)$$

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

Третье направление в разработке методики расчетов гидравлических сопротивлений основано на концепции саморегулирования в системе речной поток–русло. Основы этого наиболее перспективно направления заложены еще М.А. Великановым. Суть этого направления заключается в том, что речной поток и русло, находясь в процессе непрерывного взаимодействия, сами регулируют его гидравлические сопротивления. Действительно, поток самопроизвольно изменяет величину выступов шероховатости, переводит форму перемещения наносов из безградной в донноградовую (и наоборот), изменяет форму сечения русла и др. Тем самым изменяются гидравлические сопротивления русел. Процесс саморегулирования основан на стремлении системы за счет внутренних факторов сохранить свою жизнедеятельность [4, 17].

Как показывает анализ этого направления, несмотря на его перспективность, оно еще недостаточно разработано. Немногочисленные попытки разработки расчетных методов [17] привели к установлению отдельных региональных формул вида

$$C = f(h, I) \text{ или } C = f(R, I). \quad (1.22)$$

К сожалению, формулы этого вида не получили широкого распространения из-за низкой результативности и недостаточного учета определяющих факторов.

Анализ результатов исследований по этому направлению [4, 18] показал, что зависимость коэффициента Шези от определяющих

величин многофакторная и не может ограничиваться учетом только глубин и уклонов водной поверхности. В частности, большую роль в расчетах играют донные наносы и другие факторы.

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

## 1.2. Гидравлические сопротивления и пропускная способность русел сложных форм сечения

Русла сложных форм сечения отличаются от аналогичных простых форм резким, иногда скачкообразным изменением глубин по ширине. Частным, но наиболее часто встречающимся примером таких русел являются русла с поймами. К ним также можно отнести русла с резко отличной шероховатостью по ширине, с затопленными побочными или другие, в поперечных сечениях которых наблюдаются либо резкие изменения глубин, либо шероховатости. Примером последних могут служить каменистые перекаты, с части которых в пределах ширины судового хода удалены камни, или поймы частично заросшие травой, а частично лесом или кустарником. Общим для них является образование больших градиентов скоростей из-за больших градиентов глубин или шероховатостей, а иногда и их совместного воздействия. В любом из этих случаев, как правило, наблюдается существенное увеличение гидравлических сопротивлений, характеризуемое для речных русел коэффициентом шероховатости или Шези.

Действительно, на границе раздела руслового и пойменного потоков возникает касательное напряжение сопротивления, величина которого пропорциональна градиенту скоростей:

$$\tau_s = A_s \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (1.23)$$

где  $A_s$  – коэффициент турбулентной вязкости.

К сожалению, величина этого дополнительного сопротивления в таблицах для определения коэффициентов шероховатости не учитывается. В то же время она может достигать больших значений, иногда превышая значения касательного напряжения сопротивления поступательного движения.

В последние годы основное внимание исследователей было направлено на разработку методов расчетов пропускной способности пойменных русел, точнее, их русловой составляющей. К сожалению, пойменной составляющей уделено недостаточное внимание. Детальный анализ методов расчетов пропускной способности пойменных русел и дополнительных гидравлических сопротивлений, возникающих при взаимодействии потоков в них, приведен в работах [1 и др.].

### 1.3. Методы расчета пропускной способности и гидравлических сопротивлений пойменных русел (при взаимодействии потоков в них с пойменными)

Кратко рассмотрим основные методы расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойменных русел, а затем и самих пойм при взаимодействии потоков в них.

Наставление [14], опубликованное в 1972 г. и до сих пор не отмененное, рекомендует выполнять расчет по формуле Шези отдельно для русла и поймы, т.е.

$$Q = Q_p + Q_n = F_p V_p + F_n V_n = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_n C_n \sqrt{h_n I_n}. \quad (1.24)$$

Анализ оценки точности расчетов по этой формуле показывает, что средняя погрешность расчетов составляет величину близкую к 30 %, при наибольшей величине погрешности, значительно превышающей 100 %.

После 1948 г., когда Г.В. Железняков [7] выявил эффект взаимодействия потоков и блестящих исследований В.Н. Гончарова [5], теоретически обосновавшего эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, в формулу (1.24) были введены корректирующие множители

$$Q = k_p Q_p + k_n Q_n \text{ или } Q = k(Q_p + Q_n). \quad (1.25)$$

При этом принималось  $k_p < 1$ ;  $k_n > 1$  и  $k < 1$ .

В 50-х – 70-х гг. было разработано большое количество формул для определения этих коэффициентов. К сожалению, абсолютное их большинство было основано на лабораторных данных и не могло быть использовано для расчетов пропускной способности и гидравлических сопротивлений русел и пойм. Исключением является ме-

тодика И.Ф. Карасева [10], предложившего формулы для расчета этих коэффициентов, разработанные на основе натуральных данных:

$$k_p = \left( \frac{gB_p}{gB_p + 2\varphi C_p^2 k_v h_{p.б.}} \right)^{1/2}; \quad k_n = \left( \frac{gB_n}{gB_n - 2\varphi C_n^2 k_v h_{p.б.}} \right)^{1/2}, \quad (1.26)$$

где  $\varphi$  – коэффициент, учитывающий отношение сохранившейся продольной скорости, обменивающихся масс к средней скорости потока;  $k_v = (v_p - v_n)/v_p$ ;  $h_{p.б.}$  – средняя глубина русловой части потока при уровне затопления бровок прирусловых валов.

К сожалению, в формулы (1.26) входят параметры  $\varphi$  и  $k_v$ , которые можно определять, лишь имея данные натуральных наблюдений. К тому же оценка надежности этих формул никем не производилась. Поэтому в последние годы на кафедре гидрометрии РГГМУ были выполнены исследования, направленные на получение зависимости вида

$$k_p = f(\alpha, h_p / h_{p.б.}, \beta),$$

где  $\alpha$  – угол между динамическими осями руслового и пойменного потоков;  $\beta$  – параметр, характеризующий тип взаимодействия потоков;  $h_p$  – средние глубины русла при расчетном уровне.

В частности, Е.В. Польциной и Н. Паршиной получены графические зависимости вида

$$k_p = Q_\phi / Q_m = f(\alpha, h_p / h_{p.б.}, \beta),$$

где  $Q_m$  и  $Q_\phi$  – расход воды, измеренный и определенный на основе формулы Шези–Маннинга.

Аппроксимация этой зависимости имеет вид

$$k_p = A L^{-B\alpha},$$

где  $A$  и  $B$  – постоянные при постоянном значении  $h_p / h_{p.б.}$ .

Поверочные расчеты, выполненные на основе независимой натурной информации, подтвердили высокую эффективность методики.

Детальный анализ исходной информации о расходах воды в пойменных руслах, позволил сделать очень важный вывод о том, что главным фактором, определяющим гидравлику руслопойменных потоков, являются особенности морфологического строения русла и поймы на расчетном участке. Этот вывод имеет исключительно принципиальное значение, так как на его основе была разра-

ботана расчетная методика, основанная на учете особенностей морфологического строения участка и оценке их влияния на гидравлику руслопойменных потоков. Однако предварительно пришлось выполнить типизацию процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков. За ее основу были приняты особенности морфологического строения участка, расположенного ниже расчетного створа. Из всего многообразия случаев, их возможное количество около 30, было выделено пять типов взаимодействия руслового и пойменного потоков (рис. 1.3).

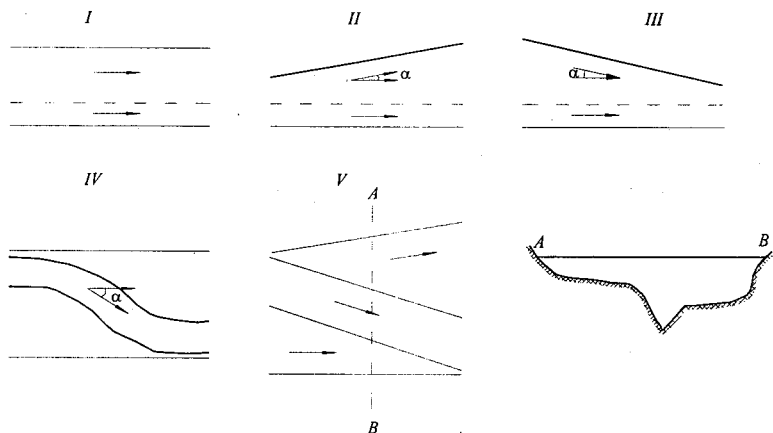


Рис. 1.3. Схема взаимодействия русловых и пойменных потоков: I – параллельность осей потоков; II – расходящиеся оси; III – сходящиеся оси; IV – пересечение осей; V – то же, что и IV при разновысотных поймах

Следует отметить, что данная типизация разработана для условий стационарного процесса. При нестационарных условиях задача значительно усложняется.

Дальнейшие исследования позволили Н.Б. Барышникову [1] принять в качестве основного расчетного интегрального параметра угол  $\alpha$  между динамическими осями руслового и пойменного потоков. Из-за сложности его определения данный угол был условно приравнен углу между геометрическими осями русла и поймы, что позволило определять его по планово-высотным материалам.

Как установлено последними исследованиями, величина и даже знаки угла  $\alpha$  могут изменяться при увеличении уровней воды.

Н.Б. Барышниковым [1] были получены графические (рис. 1.4, 1.5, 1.6) расчетные зависимости вида

$$V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha); I_p/I_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha); \quad (1.27)$$

$$n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha). \quad (1.28)$$

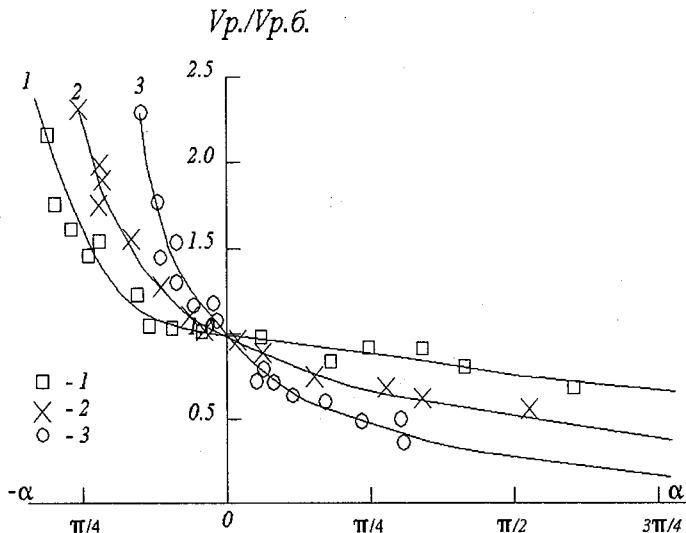


Рис. 1.4. Кривые  $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$ :  
 1 -  $h_p/h_{p.б.} = 1.10$ ; 2 -  $h_p/h_{p.б.} = 1.25$ ; 3 -  $h_p/h_{p.б.} = 1.50$

Если для зависимостей  $V_p/V_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$  корреляционные отношения  $\eta \div 0.85 - 0.95$ , то для зависимостей  $n_p/n_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$   $\eta$  имеют значительно меньшие значения. Особенно сложно было определить положение кривой  $n_p/n_{p.б.} = f(\alpha)$  для  $h_p/h_{p.б.} = 1.5$  из-за малого объема натурной информации.

Дальнейшие исследования по этой проблеме были направлены на анализ системы уравнений движения и неразрывности потока с переменной по длине массой, выполненные Д.Е. Скородумовым [18] и Н.Б. Барышниковым [3, 4]. Последний для потока в русле с односторонней поймой предложил представить ее в виде

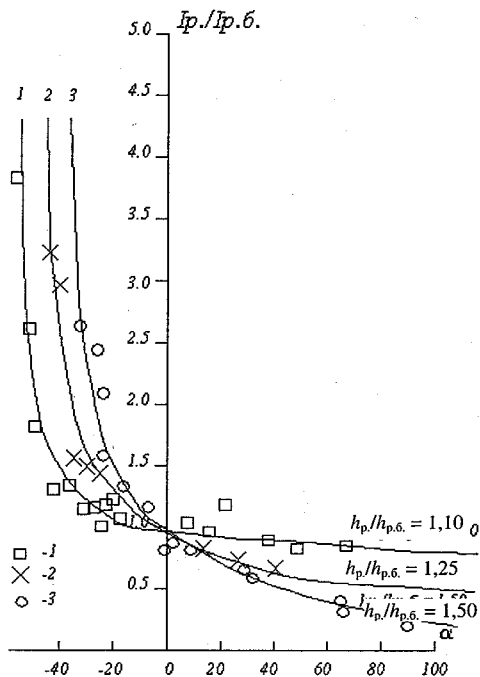


Рис. 1.5. Кривые  $I_p/I_{p.б.} = f(h_p/h_{p.б.}, \alpha)$

$$I_p = \left( \frac{V^2}{C^2 h} \right)_p + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_p + \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\alpha_B V}{g} \right)_p + \left( \frac{qV^1}{gF} \right)_p \quad (1.29)$$

$$I_m = \left( \frac{V^2}{C^2 h} \right)_n + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha_K V^2}{2g} \right)_n + \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\alpha_B V}{g} \right)_n + \left( \frac{qV^1}{gF} \right)_n \quad (1.30)$$

$$\frac{\partial(Q_p + Q_n)}{\partial x} + \frac{\partial(F_p + F_n)}{\partial t} = q_c, \quad (1.31)$$

где  $\alpha_K$  и  $\alpha_B$  – коэффициенты Кориолиса и Буссинеска;  $q = q_e + q_c$  – расход воды на единицу длины потока за счет эффекта взаимодействия потоков ( $q_e$ ) и склонового стока ( $q_c$ );  $V^1$  – скорость массообмена между русловым и пойменным потоками.



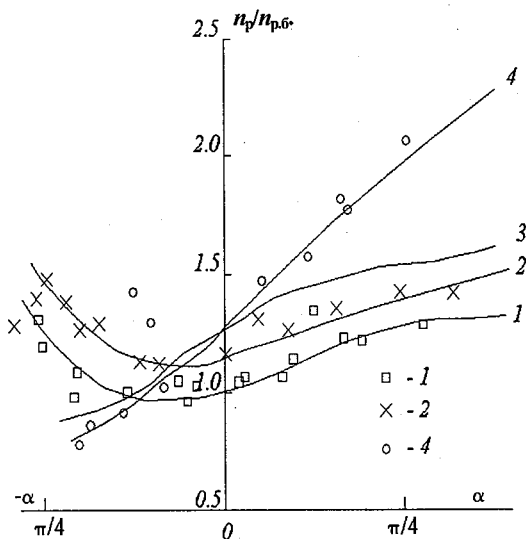


Рис. 1.6. Кривые  $n_p/n_{p,б} = f(h_p/h_{p,б}, \alpha)$ : 1 -  $h_p/h_{p,б} = 1.10$ ; 2 -  $h_p/h_{p,б} = 1.25$ ; 3 -  $h_p/h_{p,б} = 1.50$  - уточненное положение кривой; 4 -  $h_p/h_{p,б} = 1.50$

Решение уравнений (1.29) и (1.30) позволяет получить значения коэффициента Шези в виде

$$C = V / \sqrt{hI \left( 1 - \frac{\sum \varepsilon_i}{I} \right)},$$

которое отличается от аналогичного, определяемого по формуле

Шези, на величину  $\sqrt{\left( 1 - \frac{\sum \varepsilon_i}{I} \right)}$ , где

$$\varepsilon_1 = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha_K V^2}{2g} \right); \quad \varepsilon_2 = \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\alpha_B V}{g} \right); \quad \varepsilon_3 = \frac{q V^1}{gF}.$$

Оценка веса членов  $\varepsilon_1 / I$ ,  $\varepsilon_2 / I$  и  $\varepsilon_3 / I$  по данным только нескольких специальных измерений показала, что максимальная величина  $\varepsilon_1 / I$  достигает 55%, а  $\varepsilon_3 / I = 19\%$ . В тоже время величина  $\varepsilon_2 / I$  по данным расчетов примерно по 100 рекам в среднем составила доли процента при максимальном значении в 5%.

Следовательно, в расчетах по уравнениям (1.29) и (1.30) величиной  $\varepsilon_2 / I$  можно пренебречь. В то же время величины  $\varepsilon_1 / I$  и  $\varepsilon_3 / I$  являются значимыми и пренебрегать их значениями нельзя. К сожалению, использовать эти уравнения для практических расчетов не представляется возможным. Это обусловлено отсутствием методики расчетов ряда параметров этих уравнений ( $V^1$ ,  $q$  и др.).

Известны также исследования по применению системы уравнений, используемых при решении плановой задачи, к расчету пропускной способности пойменных русел. Не останавливаясь на детальном анализе этой методики, отметим лишь, что имеющиеся ограничения к применению этой системы не дают возможности использовать эту методику в практических расчетах. Широкого распространения эта методика не получила. Ее эффективность оценивалась только ее автором.

Как вытекает из анализа приведенных методик, они позволяют с достаточной для практики точностью рассчитывать гидравлические сопротивления и пропускную способность русла при взаимодействии потока в нем с пойменным.

В то же время необходимы исследования на основе качественной натурной информации для обоснованного внесения изменений в таблицы коэффициентов шероховатости, учитывающих влияние эффекта взаимодействия потоков на значения последних.

Следует также отметить работу М.Ю. Захарченко, разработавшую методику расчета средней скорости всего руслопойменного потока. Данная методика основана на одном из законов физики о равенстве импульса силы изменению количества движения. В результате полученная ею формула (1.32) имеет вид

$$V = (V_p - V_n \cos \alpha) + \frac{\sqrt{(Q_p + Q_n)^2 (V_n - V_p \cos \alpha)^2 - (Q_p + Q_n) [Q_p V_p^2 - 2V_p V_n (Q_p - Q_n) \cos \alpha - Q_n V_n^2 (2 \cos \alpha + 1)]}}{(Q_p + Q_n)} \quad (1.32)$$

где  $V$  – средняя скорость всего руслопойменного потока;  $V_p$  и  $V_n$  – средние скорости русловой и пойменной составляющей руслопойменного потока, определяемые по формуле Шези–Маннинга;  $Q_p$  и  $Q_n$  – соответственно, расходы воды в русловой и пойменной частях потока, рассчитанные на основе формулы Шези.

## 1.4. Гидравлические сопротивления и пропускная способность пойм

### 1.4.1. Особенности строения и затопления пойм

Под поймами в дальнейшем будем понимать периодически затопливаемую часть русла, служащую для пропуска и регулирования паводочного стока. Пойменные потоки имеют много общего с русловыми, но, в то же время, имеются и их существенные отличия. Эти отличия в основном обусловлены особенностями различных типов пойм, определяющих как частоту, глубину и динамику их затопления, так и характер течения на них. Наиболее часто встречаются поймы, присущие типу руслового процесса – свободное мандрирование [12]. Они затопляются довольно редко – один раз в 50–100 лет, а единый руслопойменный поток на них наблюдается еще реже.

Процесс затопления таких пойм происходит довольно сложно. Как правило, он начинается с низовых прорыв, под которыми понимаются естественные или искусственные понижения в прирусловых валах. Это приводит к образованию в межгивневных понижениях потоков по направлению, противоположному направлению потоков в основном русле. Такой характер течения на поймах наблюдается до тех пор, пока не начнется поступление воды из русла через верховые прорывы. При этом на пойме наблюдается два вида встречных противоположных по направлению течения, вызывающих явление, близкое к «толчее». При дальнейшем повышении уровней пойменные потоки приобретают направление, соответствующее общему уклону дна долины. Как показывает анализ натурной информации, такие единые руслопойменные потоки наблюдаются при максимальных расходах воды 1–2-процентной обеспеченности. Пойменные потоки при других типах пойм также обладают своей спецификой, однако это выходит за рамки данного учебного пособия.

Необходимо отметить и влияние географического фактора на динамику затопления пойм и гидравлику пойменных потоков. Действительно, практически на всей Европейской территории России затопление пойм обычно происходит в период весеннего половодья, когда растительность на них отсутствует. В юго-восточных регионах России (Приморский и Хабаровский края и частично Забайкалье) муссонный климат приводит к затоплению пойм в летне-

осенний период, когда поймы покрыты мощной растительностью.

Основными факторами, определяющими гидравлические сопротивления пойм, являются их рельеф и растительность, а также эффект воздействия руслового потока на пойменный. Следует также отметить, что несмотря на то, что участки для расположения гидростворов рекомендуется выбирать прямолинейными, беспойменными или с поймами минимальной ширины, довольно часто их приходится располагать и на участках с поймами большой ширины и сложного строения. Движение пойменных потоков на таких участках, как правило, неравномерное, с переменным расходом воды по длине. К этому следовало бы добавить требование о параллельности динамических осей руслового и пойменных потоков. Данное требование сводит к минимуму влияние эффекта взаимодействия руслового и пойменных потоков и, как следствие, уменьшает влияние этого эффекта на гидравлические сопротивления как руслового, так и пойменного потоков.

Важнейшим фактором в оценке гидравлических сопротивлений пойм является качество исходной информации о пойменных потоках. Паводки, особенно катастрофические, продолжаются относительно недолго. Поэтому фактор времени оказывает существенное влияние на качество исходной информации. Действительно, в соответствии с Наставлением [15] количество скоростных вертикалей на пойме обычно меньше, чем в русле, хотя поймы, как правило, значительно шире русел. Учитывая, что измерения расходов воды в паводочный период обычно осуществляются одной бригадой (на одной лодке или катере), количество скоростных вертикалей на пойме обычно сокращается. Анализ данных наблюдений на сети Госкомгидромета позволяет сделать вывод о том, что на широких (1.0–2.0 и более км) поймах число вертикалей может сокращаться до 2–3 вертикалей.

Вторым фактором, осложняющим измерение пойменных расходов воды, являются требования техники безопасности, запрещающие паводочные работы при наличии на реке плавающих предметов (бревен, деревьев и др.), угрожающих жизни производителей работ. Это требование довольно часто приводит к тому, что измерения в этих случаях вообще не производятся.

Учитывая это, отметим, что даже методика расчетов гидравлических сопротивлений в период их затопления далека от совершен-

ства. Действительно, движение потоков в пространстве между двумя соседними гривами, особенно при начале затопления поймы через верховые прорывы, неравномерное и нестационарное. Поэтому расчет сопротивлений на основе формулы равномерного движения приводит к большим погрешностям расчетов.

Следствием этого является то, что зависимости  $C = f(H)$  или значительно более сложные  $C = f(h)$  обычно характеризуются резким увеличением значений  $C$  при увеличении уровня воды. Зависимости же  $n = f(H)$  или  $n = f(h)$  являются зеркальным отображением зависимостей  $C = f(H)$  или  $C = f(h)$ . Следует отметить, что по ширине поймы наблюдаются резкие изменения коэффициентов шероховатости и Шези, обусловленные не только особенностями рельефа, но и характером растительности поймы.

Как уже указывалось, большое влияние на гидравлические сопротивления в прирусловых частях поймы оказывает эффект воздействия руслового потока. Этот эффект обусловлен тем, что массы верхнего слоя руслового потока, имеющие скорости значительно превышающие скорости пойменных потоков, вторгаясь на поймы, ускоряют пойменные потоки. При расчетах же по формуле Шези это приводит к значительному завышению коэффициентов Шези и занижению коэффициентов шероховатости. Действительно, результаты расчетов коэффициентов Шези и шероховатости по данным натуральных измерений, но на основе формулы Шези–Маннинга приводят к тому, что значения коэффициентов шероховатости пойм снижаются до 0.012–0.014. Эти значения значительно меньше наименьших табличных (0.025–0.030) и обусловлены неправомерностью применения формулы равномерного движения к расчетам сопротивлений пойменных потоков.

При этом весьма далека от решения проблема определения ширины прируслового участка поймы, на котором осуществляется воздействие руслового потока  $B_s$ . Ширина этого участка  $B_s = \kappa B_p$ , где  $B_p$  – ширина русла. По лабораторным данным величина  $\kappa = 5–6$  [1, 7 и др.]. В то же время анализ натурной информации позволяет сделать вывод, что  $\kappa$  – значительно меньше этой величины и составляет 2–4. Это обусловлено тем, что в лабораторных условиях исследования выполнялись на идеализированных моделях пойм, шероховатость которых минимальна. В то же время натурные пой-

мы довольно часто характеризуются повышенной шероховатостью (кустарник, лес и др.).

Какие пути решения проблемы расчетов гидравлических сопротивлений пойм и русел, когда потоки в них активно взаимодействуют? Основные направления – это переход от расчетов по формуле Шези к формулам неравномерного движения и, что более важно, к формулам, полученным на основе уравнения движения потока с переменным по длине расходом воды.

Коэффициент Шези на основе этого уравнения будет определяться по формуле:

$$C = \frac{V}{\sqrt{hI - \frac{\epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3}{I}}}, \quad (1.33)$$

где  $\epsilon_1$ ,  $\epsilon_2$  и  $\epsilon_3$  – инерционные члены.

#### *1.4.2. Методы расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойм*

Еще более острой является проблема определения коэффициентов шероховатости пойм и связанная с ней проблема расчетов их пропускной способности. Действительно, по данным ряда авторов, поймы могут пропускать до 80–90% паводочного стока, а при пропуске максимальных расходов очень редкой обеспеченности (1%, 0,33% и 0,1%) по поймам свободного и незавершенного меандрирования даже все 100%, выполняя при этом функцию его регулирования. Поэтому вопросы расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм являются одними из наиболее сложных в научном плане и крайне важными для практики. Рассмотрим, каково же их состояние в настоящее время и каковы наиболее перспективные пути их решения.

Как указывалось, стандартная методика основана на формуле Шези и таблицах для определения коэффициентов шероховатости. Как показали контрольные расчеты, погрешности определения коэффициентов шероховатости по таблицам Срибного, Чоу, Бредли и Карасева в 1,5–2,0 раза превышают аналогичные для русел простых форм сечения и значительно превышают допустимые погрешности расчетов. При использовании же методики, основанной на уравнении (1.24), для определения коэффициентов  $k_n$  разработаны реко-

мендации, полученные только в результате лабораторных экспериментов на установках, где оси руслового и пойменного потоков были параллельны или в расчетные формулы включаются исходные параметры, получение которых связано с большими трудностями. Такое положение привело к необходимости поиска принципиально новых путей расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм.

Прежде чем перейти к изложению результатов анализа методик расчета пропускной способности пойм, необходимо отметить, что исключительно сложное морфологическое строение последних в значительной мере определяет процесс их затопления. Как указывалось, при очень высоких уровнях, близких к уровням 1-процентной обеспеченности, на пойменном массиве образуется пойменный поток, в местах пересечения которого с русловым потоком под углами  $\alpha \geq 90^\circ$ , в основном русле образуется водоворотная зона и течение в нем либо полностью прекращается, либо даже изменяется на обратное. Как показали исследования З.М. Великановой и Н.А. Ярных на р. Оби у г. Барнаула, этот процесс в зоне пересечения потоков сопровождается заполнением русла донными наносами и при продолжительных паводках или половодьях выносом последних на нижерасположенный пойменный массив.

Все это осложняет выполнение анализа с целью вскрытия закономерностей и получения расчетных зависимостей. Более того, из-за неоднородности строения пойм, изменения характера растительности по их ширине и длине наблюдается значительное изменение и коэффициентов их шероховатости. Однако недостаточная детализация описательных характеристик поверхности пойм, необходимых для определения их сопротивлений, и трудности с получением дополнительной информации о них обычно приводят к необходимости использования значений коэффициентов шероховатости для поймы в целом без деления ее на отсеки. При наличии же достаточного объема информации рекомендуется определять его средневзвешенное значение  $\bar{n}_n = \sum n_{ni} b_i / B_n$ , где  $n_{ni}$  — коэффициенты шероховатости отсеков поймы шириной  $b_i$ .

Все это значительно затрудняет выбор реперных уровней и соответствующих им параметров пойменных потоков и пойм, аналогичных значениям  $H_{p.б.}$ ,  $V_{p.б.}$ ,  $h_{p.б.}$ ,  $I_{p.б.}$  для русловых потоков и  $n_{p.б.}$  для

их рисун. Это в свою очередь не дает возможности представить все характеристики в относительных величинах, что резко осложняет анализ и выявление закономерностей. Поэтому в последние годы были предприняты попытки разработки принципиально новых путей решения задачи расчета пропускной способности пойм, основанные как на использовании их различных морфометрических характеристик, так и на новых методах определения коэффициентов их шероховатости.

Кратко рассмотрим эти методики. В РГГМУ, на основе анализа исходной информации примерно по 50 постам системы Госкомгидромета, были получены графические зависимости

$$Q_n / (Q_n + Q_p) = f(B_n / B_p, h_p / h_{p.б.}, n_n / n_p)$$

Однако контрольные расчеты, выполненные на независимой информации, показали их невысокую эффективность. Поэтому эти зависимости были усовершенствованы и рекомендованы для расчетов в следующем виде:

$$\frac{Q_n}{Q_n + Q_p} = f\left(\frac{F_n}{F_n + F_p}, \frac{n_n}{n_p}\right) \quad (1.34)$$

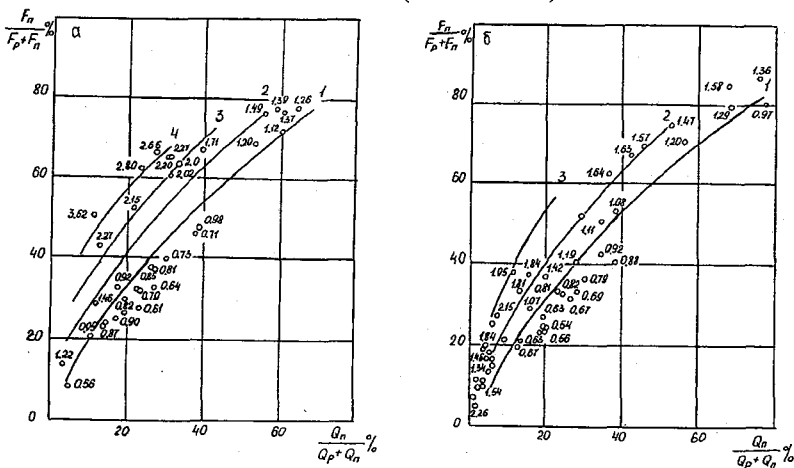


Рис. 1.7. Кривые  $Q_n / (Q_n + Q_p) = f[F_n / (F_n + F_p), n_n / n_p]$  (по С.Л. Галактионову); а и б – соответственно, третий и второй типы взаимодействия потоков



Около точек значения  $n_n/n_p$ : 1 -  $n_n/n_p = 1.0$ ; 2 -  $n_n/n_p = 1.5$ ; 3 -  $n_n/n_p = 2.0$ ; 4 -  $n_n/n_p = 2.5$ .

Как видно на рис. 1.7, эти зависимости четко выражены. Контрольные расчеты, проведенные на независимой информации, доказали их эффективность; средняя погрешность расчетов примерно равна 20%.

Другое направление, в частности, развивается Ю.Н. Соколовым [4], предложившим рассчитывать коэффициенты шероховатости пойм как функцию двух составляющих, учитывающих неравномерность их рельефа  $\sigma_p$ , характер, густоту и высоту растительности  $\sigma_{зар}$ , т.е.  $n_n = f(\sigma_p, \sigma_{зар})$ .

Значение  $\sigma_p$  рекомендуется определять с помощью сетки, накладываемой на пойменный массив. В ее узлах снимаются отметки его поверхности, вычисляются их средние величины, а затем и среднеквадратические отклонения  $\sigma_p$ . Значения второй составляющей  $\sigma_{зар}$  определялись Соколовым на основе натурных экспериментов, поставленных недостаточно корректно.

По нашему мнению, эта методика является перспективной, но требует существенной доработки. В частности, в ней не учтено влияние руслового потока на пойменный, что приводит к значительным погрешностям определения  $n_n$ . Далее, методики определения  $\sigma_{зар}$  и  $\sigma_p$  несовершенны. Например, при относительно ровной поверхности пойменного массива и наличия на нем отдельного большого возвышения будет получено такое же значение  $\sigma_p$ , как и при многочисленных, но небольших неровностях рельефа, хотя сопротивление движению пойменных потоков в этих случаях будет существенно отличаться. Также несовершенна методика определения  $\sigma_{зар}$ .

В РГТМУ была предпринята попытка совершенствования стандартной методики расчетов, основанной на формуле Шези. С этой целью была использована информация по 75 пойменным гидростворам. По описательной характеристике пойм и соответствующим таблицам для определения коэффициентов шероховатости М.Ф. Срибного, В.Т. Чоу, Дж. Бредли и И.Ф. Карасева были определены табличные значения  $n_{пт}$ . По данным измерений и формулам Шези-Павловского или Шези-Маннинга так же были определены соответствующие расчетные значения коэффициентов шероховатости пойм  $n_{пр}$ , а затем и разности их величин, т.е.  $\Delta n_n = n_{пр} - n_{пт}$ .

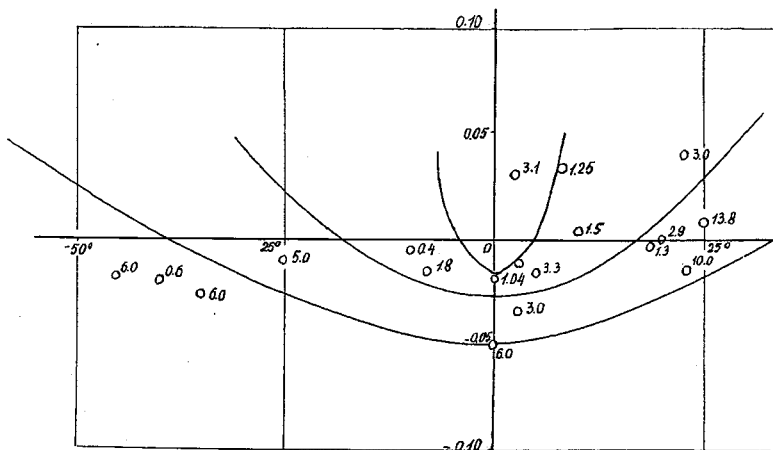


Рис. 1.8. Кривые  $\Delta l_n = f(\alpha, B_n/B_p)$  (по М.Ф. Срибному).  
Около кривых и точек значения  $B_n/B_p$

Для учета влияния эффекта взаимодействия потоков были построены графические зависимости  $\Delta l_n = f(\alpha, B_n/B_p)$ . В качестве примера на рис. 1.8 приведена такая зависимость для максимальных уровней воды и поправок к коэффициенту шероховатости, определенному по таблице Срибного. Как видно на рисунке, эта зависимость достаточно четко выражена. Однако разброс исходной информации в поле координат  $[\Delta l_n, \alpha]$  велик. Поэтому для ее уточнения были определены отклонения  $\Delta(\Delta l_n)$  поправок к коэффициентам шероховатости от графических зависимостей  $\Delta l_n = f(\alpha)$  при постоянных значениях  $B_n/B_p$  и получены графики связи  $\Delta(\Delta l_n) = f(B_n/B_p)$  (рис. 1.9). Эти графики действительно отражают влияние руслового потока на пойменный, которое убывает по мере увеличения ширины поймы. К тому же они подтверждают выводы, полученные рядом авторов на основе данных лабораторных экспериментов. Однако зависимости  $\Delta(\Delta l_n) = f(B_n/B_p)$  недостаточно тесные, поэтому рекомендовать их в качестве расчетных не представляется возможным из-за недостаточной надежности. По-видимому, это в значительной степени объясняется низкой точностью исходной информации, погрешностями рабочей гипотезы и определения значений коэффициентов шероховатости по таблицам, в частности Срибного, а также

расчетов на основе формул Шези–Павловского или Шези–Маннинга. К тому же при применяемой методике погрешности расчетов суммируются.

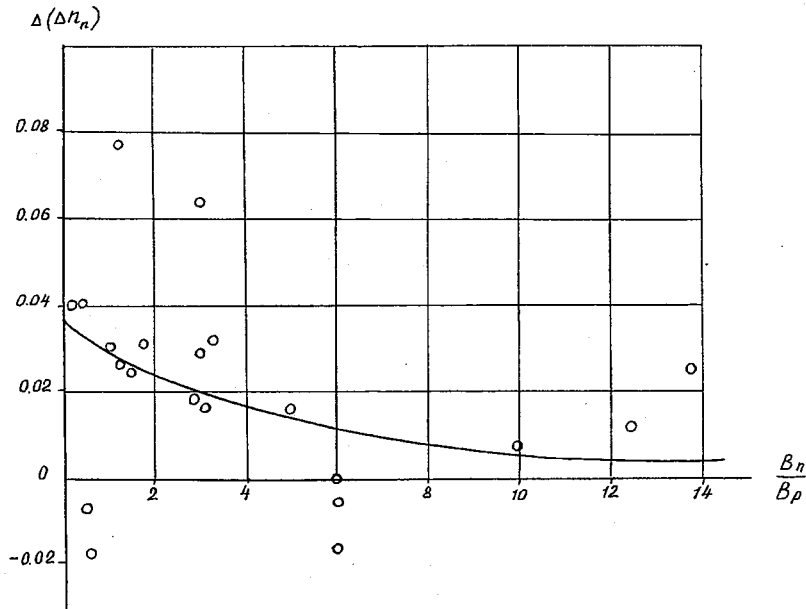


Рис. 1.9. Кривые  $\Delta(n_n) = f(B_n/B_p)$  (по М.Ф. Срибному)

Таким образом, методы расчетов коэффициентов шероховатости и пропускной способности пойм в настоящее время нельзя признать совершенными. Они требуют существенной доработки на основе надежной исходной информации, системного подхода и с учетом того фактора, что сопротивления, в том числе пойм, являются связующим и определяющим звеном в саморегулирующейся системе бассейн–речной поток–русло.

В последние годы в РГГМУ под руководством Н.Б. Барышникова был выполнен анализ натуральных данных о коэффициентах шероховатости пойм. В результате было установлено, что характер зависимости  $n_n/n_{p.б.} = f(\Delta H)$ , где  $\Delta H$  – превышение уровня над бровкой прируслового вала, соответствует второму типу аналогичной зависимости для основного русла, т.е. наблюдается их уменьшение по мере увеличения уровня (рис. 1.10). Как видно на рисунке, плав-

ный ход зависимости на ряде рек нарушается, и коэффициенты шероховатости при этом существенно увеличиваются, что обусловлено присоединением дополнительных отсеков пойменного потока.

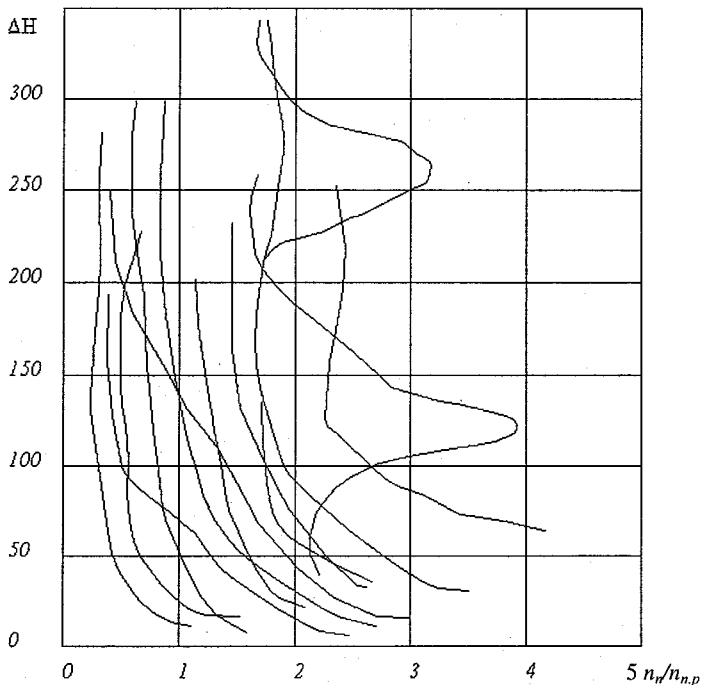


Рис. 1.10. Кривые зависимости  $n_n/n_{n,p} = f(\Delta H)$

Более того, Д.И. Исаевым установлено, что практически на всех исследованных реках, а их было более 50, при превышении уровня  $\Delta H \geq 0,6 - 1$  м наблюдается стабилизация этих кривых, т.е. значения коэффициентов шероховатости при дальнейшем увеличении уровней не изменяются, а остаются постоянными. Этот факт имеет большое практическое значение, так как позволяет составлять таблицы для определения коэффициентов шероховатости непосредственно для определения гидравлических характеристик, особенно максимальных расходов при уровнях редкой обеспеченности (1%, 0,33% и др.).

В то же время в РГГМУ Исаевым была предпринята попытка применить для расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойм методику, разработанную для решения плановой задачи. С этой целью им была использована система уравнений движения и неразрывности, предложенная Н.Р. Грачевым в виде

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{q_x q_x}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{q_x q_y}{h} \right) + gh \frac{\partial(h+z)}{\partial x} + \lambda \frac{q_x |q|}{2h^2} = 0;$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{q_y q_y}{h} \right) + gh \frac{\partial(h+z)}{\partial y} + \lambda \frac{q_y |q|}{2h^2} = 0;$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0,$$

где  $q_x$  и  $q_y$  – проекция удельных расходов воды на оси координат;  $z$  – отметка дна;  $\lambda$  – коэффициент гидравлического трения.

На основе этой системы уравнений была разработана математическая модель потока в русле с поймой, позволяющая рассчитывать его основные гидравлические характеристики (скорости, гидравлические сопротивления и др.). Для контрольных расчетов был выбран участок русла р. Тетерев у с. Малевичи с двусторонней поймой сложного рельефа, отличающейся разнообразием морфологических форм. Параметризация модели осуществлена подбором коэффициентов шероховатости посредством сравнения измеренных на пойме скоростей течения с аналогичными, определенными по модели.

В результате расчетов были получены поля отметок свободной поверхности воды на пойме и средних скоростей течения. Анализ результатов расчетов позволил детализировать скоростное поле пойменного потока, выявить зоны взаимодействия потоков, движущихся с различными скоростями, оценить влияние рельефа поймы, характера, вида и распределения растительности на ней на пропуск поймой высоких вод.

Таким образом, разработанная математическая модель русло-пойменного потока позволяет решать ряд важных для практики задач:

- рассчитывать пропускную способность пойм;

- учитывать воздействие рельефа и растительности на поймах на гидравлические сопротивления;
- выполнять расчеты процессов затопления и опорожнения пойм и пойменных массивов;
- рассчитывать гидравлические характеристики потоков не только при плавно изменяющемся их движении, но и для отрывных течений.

В то же время данная методика не лишена недостатков, к основным из них следует отнести следующие:

- не учитывается трехмерность процессов пропуска высоких вод пойменными руслами;
- детальный учет рельефа поймы и русла и распределения растительности по территории поймы приводит к чрезмерной перегрузке расчетных модулей и, как следствие, к неоправданно трудоемким расчетам и к снижению их точности. То же относится и к расчетам параметров на значительных по протяженности участках;
- параметризация данной модели осуществляется по натурным данным, т.е. на основе плановых характеристик. Однако это требует специальных исследований, методика которых иногда даже не разработана (например, методика измерений уклонов водной поверхности пойменных потоков).

В целом опыт применения данной методики показал ее эффективность при расчетах полей скоростей течений и отметок свободной поверхности руслопойменных потоков и необходимость устранения указанных недостатков.

### **1.5. Гидравлические сопротивления русел сложных форм сечения (нестационарная задача). Петли на кривых расходах воды**

Закономерности движения паводков в руслах с поймами позволяют научно обоснованно вскрыть причины образования петель на кривых зависимостей  $Q = f(H)$ ,  $V = f(H)$ ,  $I = f(H)$  при пропуске паводков по затопленным поймам.

Действительно, движение паводочной волны характеризуется нестационарностью и следующей последовательностью прохождения максимумов через расчетный створ; сначала наблюдается максимум уклонов водной поверхности, затем скоростей, расходов и, наконец, уровней воды.

Особенно резко нестационарность процесса выражена при движении волн прорыва и попусков, где дополнительные уклоны, в частности, в лобовых частях волн, значительно превышают уклоны водной поверхности рек в естественном состоянии. Менее четко это выражено при движении волн паводков на равнинных беспойменных реках.

В гидрометрии принята методика расчета годового стока по кривым расходов воды, основанная на ежедневных, иногда непрерывных, измерениях уровней и эпизодических измерениях расходов воды. При этом допускается, что зависимость  $Q = f(H)$ , как правило, является однозначной. Однако при пропуске паводков однозначность зависимости нарушается из-за значительных изменений уклонов водной поверхности, т.е.  $Q = f(H, I)$ . Именно такой характер зависимостей и является причиной появления петель на указанных кривых.

Движение паводочной волны может быть описано системой уравнений неразрывности и движения потоков с переменной массой. Как показывают анализ и расчеты, члены уравнений в явном

виде, учитывающие нестационарность процесса  $\left( \frac{\alpha^1}{g} \cdot \frac{\partial V}{\partial t} \right)$ , для равнинных рек малы, составляя доли процента от уклона водной поверхности. Руслевое регулирование, учитываемое членом уравнения  $\left( \frac{qV^1}{gF} \right)$ , в беспойменных руслах так же мало. Поэтому, не-

смотря на то что эти два члена уравнения изменяют свои знаки в периоды подъема и спада уравнений, их суммарные величины незначительны и находятся в пределах точности измерений.

Поэтому, как справедливо указал еще в 1948 г. М.А. Великанов, попытки построения отдельных ветвей кривых для периодов подъема и спада уровней приводили «к кривым, весьма близким друг к другу», т.е. не выходили за пределы точности исходной информации.

По-видимому, необходима разработка критерия, который бы строго определял, в каких случаях при пропуске волн паводков, попусков или прорыва необходимо строить петлеобразные зависимости  $Q = f(H)$ ,  $V = f(H)$ ,  $I = f(H)$ , а в каких допустимо ограничиваться однозначными зависимостями.

Однако на реках в беспойменных руслах на каждом седьмом посту наблюдаются петлеобразные зависимости  $Q = f(H)$ ,  $V = f(H)$ ,  $I = f(H)$ . Их образование объясняется русловыми деформациями в створе измерений или местными причинами, к которым относят: переменный подпор от нижерасположенного – притока или инженерного сооружения, интенсивные деформации русла на ниже или вышерасположенном перекате, растительность, заломы, заторы и зажоры и ряд других причин.

Процесс пропуска паводка по затопленным поймам значительно сложнее, чем в беспойменных руслах. Это обусловлено влиянием эффекта взаимодействия русловых и пойменных потоков и большим регулирующим влиянием пойм. Последние могут аккумулировать до 70% паводочных вод в период подъема уровней, отдавая их, за исключением потерь на испарение, заполнение бессточных пойменных емкостей и др., в период спада уровней.

Руслопойменное регулирование действует однонаправленно. В период подъема уровней массы воды идут на затопление русловых и пойменных емкостей; тем самым уменьшаются расходы воды, особенно максимальные, а также уровни воды. В период спада уровней наблюдается противоположное явление: массы жидкости, накопленные в период подъема уровней на пойме, постепенно стекают в русло и вовлекаются в движение руслового потока, увеличивая тем самым расходы и уровни воды и продолжительность паводка.

Таким образом, руслопойменное регулирование приводит к тому, что расходы воды в период подъема уровней уменьшаются, а в период их спада увеличиваются. Следовательно, если основной причиной образования петель на кривых расходов воды является руслопойменное регулирование, то ветви подъема должны располагаться левее ветвей спада. Однако на реках такое расположение ветвей кривых расходов воды встречается значительно реже, чем обратное, когда ветвь подъема располагается правее ветви спада. Поэтому должен быть, по крайней мере, еще один фактор, действие которого противоположно влиянию пойменного регулирования. Таким фактором является эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Действительно, в период подъема уровней движение паводка по руслу происходит значительно быстрее, чем по пойме. Это при-



водит к возникновению поперечных уклонов от русла к пойме и к растеканию масс жидкости руслового потока по пойме. На спаде уровней наблюдается обратное явление. Поперечные уклоны направлены из поймы в русло, что приводит к поступлению пойменных масс жидкости в русло и тем самым к торможению руслового потока пойменным. При этом значительно изменяются гидравлические сопротивления, в частности, руслового потока за счет его торможения пойменным в период спада уровней.

Таким образом, принимая движение паводка нестационарным в период подъема уровней, получаем, что взаимодействие руслового и пойменных потоков будет происходить по второму типу, а при спаде – по третьему. На основе этой концепции выполним анализ уравнения движения для руслового потока (1.29) и его применения к объяснению причин взаимного расположения ветвей кривых расходов воды. Применим его к периодам подъема и спада при постоянных расчетных уровнях и найдем разность значений уклонов водной поверхности в виде

$$\Delta l = \left( \frac{V_p^2}{c_p^2 h_p} \right)_n - \left( \frac{V_p^2}{c_p^2 h_p} \right)_c + \frac{\partial}{\partial X} \left( \frac{\alpha_k V_p^2}{2g} \right)_n - \frac{\partial}{\partial X} \left( \frac{\alpha_k V_p^2}{2g} \right)_c + \left( \frac{\alpha' \partial V_p}{g \partial t} \right)_n - \left( \frac{\alpha' \partial V_p}{g \partial t} \right)_c + \left( \frac{q V_p}{g F_p} \right)_n - \left( \frac{q V_p}{g F_p} \right)_c. \quad (1.35)$$

Сделав допущения об отсутствии деформаций русла в створе измерений и о неизменности режима перемещения наносов за период паводка, а также считая, что разность членов уравнения, учитывающая нестационарность процесса, пренебрежимо мала, путевые сопротивления в русле за период пропуска паводка по пойме не изменяются и затраты энергии за счет неравномерности режима движения паводка также примерно равны в периоды подъема и спада (последнее допущение не является строгим и нуждается в проверке и уточнении), получим:

$$\Delta l = \left( \frac{q V_p'}{g F_p} \right)_n - \left( \frac{q V_p'}{g F_p} \right)_c. \quad (1.36)$$

Простейшие преобразования уравнения (1.36) для расчетного участка длины  $\Delta l$  позволяют получить уравнение водного баланса:

связано со значительными трудностями, так как они учитывают только сопротивление искусственной зернистой шероховатости.

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

Вместе с тем, как справедливо отмечает К.В. Гришанин [6], материал, которым были покрыты стенки труб Никурадзе и дно лотка Зегжды, – это тот самый песок и гравий, покрывающие дно большинства рек и каналов, поэтому график Зегжды до сих пор не потерял своего большого практического значения и широко используется при расчетах, связанных с моделированием гидравлических явлений в реках.

## **2.2. Параметры зернистой шероховатости и подходы к их оценке**

Анализ формул для коэффициента Шези  $C$  и коэффициента гидравлического трения  $\lambda$  показывает, что у разных авторов встречается различное обозначение характеристик шероховатости, нет единства в терминологии, что само по себе делает понятие шероховатости весьма неопределенным. Иллюстрацией этому может служить материал, приведенный в работах В.И. Полтавцева и В.А. Соколовой [16].

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

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

Так, при песке крупностью  $k = 0.135$  см, испытанном Шлихтингом, получено такое же гидравлическое сопротивление, как и в опытах Никурадзе при песке крупностью  $k = 0.222$  см. В связи с этим было введено понятие эквивалентной равномерно-зернистой шероховатости, под которой понимается такая высота выступов песчинок (по Никурадзе), которая оказывает сопротивление, равное действительному сопротивлению данной шероховатой поверхности.

Таким образом, эквивалентная равномерно-зернистая шероховатость  $k_s$  устанавливается не измерением высоты выступов, а определяется по данным гидравлических испытаний и является условной (фиктивной) величиной. Для определения эквивалентной шероховатости используются различные приемы, описанные в технической литературе [5 и др.]. Чаще всего эквивалентную шероховатость устанавливают по зависимости Никурадзе для коэффициента гидравлического трения  $\lambda$  в области квадратичного сопротивления. Известны и другие подходы.

Так, Зегжда предложил особый гидравлический способ определения абсолютной высоты выступов  $k$ , основанный на положении о том, что при ламинарном режиме сопротивление не должно зависеть от шероховатости [8]. В результате соответствующей обработки опытных данных им были установлены величины  $k$  исследованных шероховатых поверхностей, которые также носят эквивалентный характер.

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

Таким образом, эквивалентный способ оценки шероховатости имеет ряд недостатков. Во-первых, принимаются за основу результаты определенных опытных исследований, которые могут содержать в себе погрешности из-за условий постановки экспериментов;

во-вторых, при таком способе оценки для определения характеристик шероховатости в ряде случаев приходится пользоваться специальными шкалами, разработанными авторами формул.

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

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

Для оценки величины активной части выступов зернистой шероховатой поверхности, в основном, используются два подхода. Первый – в расчетных формулах для коэффициента Шези  $S$  или коэффициента гидравлического трения  $\lambda$  за абсолютную шероховатость принимается средний диаметр частиц (или средняя высота выступов неровностей) с учетом или без учета слоя наклеенного материала. Второй – расчетная высота выступов принимается равной половине среднего диаметра зерен или половине толщины шероховатого слоя. Следует также отметить, что если зерна не закреплены на дне и поток сам формирует свое русло, то, по исследованиям В.Н. Гончарова [5], расчетная высота выступов  $\Delta$  равна  $0,7k_s$ , а по исследованиям М.М. Овчинникова  $\Delta = 0,645k$ , где  $k$  – диаметр зерен.

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

Так, Шлихтингом были проведены специальные эксперименты [20] для выяснения вопроса о том, каким образом при одинаковой

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

Интересные исследования по выявлению характеристик шероховатости для естественных русловых потоков были выполнены Гончаровым [5]. Его рекомендации в отношении учета величины выступов однородной зернистой шероховатости, определяющей величину гидравлического сопротивления, приведены выше. Кроме однородной шероховатости им исследованы смешанные грунты, состоящие из зерен различной крупности, когда поток в состоянии перемещать их. В этом случае активную (действующую) высоту выступов будет определять размер зерен наиболее крупной фракции, доля которой по объему равна 5% ( $k_5$ ). Для таких смешанных грунтов расчетная высота выступов шероховатости равна ( $\Delta = 0,7k_5$ ).

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

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

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

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

Подводя итог, отметим, что изучение влияния на гидравлические сопротивления шероховатости различных типов долгое время являлось одной из актуальных задач экспериментальной гидравлики. Задача установления объективного метода геометрической оценки шероховатости привлекла внимание ряда исследователей. Особенно активно этот вопрос обсуждался в 60–70-х годах. Авторы отмечали необходимость создания комплексного параметра, учитывающего высоту выступов шероховатости, их форму и размещение на поверхности. Как справедливо отмечал Железняков [7], «введение в формулы физически реальных шероховатостей (не обязательно эквивалентных) могло бы продвинуть вперед решение проблемы гидравлических сопротивлений».

### **2.3. Влияние плоскости отсчета глубин и расчетной высоты выступов шероховатости на гидравлические сопротивления**

Влияние зернистой шероховатости на гидравлические сопротивления обычно оценивается через относительную «гладкость»  $R/\Delta$  или относительную шероховатость  $\Delta/R$ . При этом, помимо неопределенности в оценке абсолютной шероховатости  $\Delta$ , также нет единого мнения и в вопросе о том, от какой плоскости отсчитывать гидравлический радиус  $R$ . Вычисляется он, исходя из расчетной

глубины, при назначении которой необходимо учитывать ту часть площади живого сечения потока, которая занята выступами шероховатости, т.е. выбрать плоскость отсчета глубин.

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

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

Специальное внимание этому вопросу уделялось в работах Г.В. Железнякова, К.В. Гришанина, Слободкина, М.М. Овчинникова, А.Л. Радюка и некоторых других. При этом наиболее полный обзор таких подходов приведен в работе В.И. Полтавцева и В.А. Соколовой [16].

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

При движении жидкости поток обтекает шероховатое дно. Между выступами шероховатости возникают вихревые области, в которых вода, находясь во вращательном движении, лишь частично (замедленно) участвует в поступательном движении, т.е. в формировании транзитного расхода воды. Следовательно, можно найти

положение такой плоскости, ниже которой транзитный расход воды становится практически равным нулю. Такую плоскость называют гидравлическим дном в отличие от геометрического дна, которое всегда располагается ниже гидравлического. Именно от гидравлического дна и следует отсчитывать глубину потока.

Железняков [7] указывает на следующие способы определения отметки гидравлического дна потока:

- визуализацией потока в сочетании с фотометрическим способом; это позволяет выявить транзитную и вихревые (между выступами шероховатости) области потока;

- гидрометрическим способом, в котором расходы воды, рассчитанные по измеренному полю скоростей и глубинам, сравниваются с расходом, измеренным объемным способом или с помощью водослива;

- гидравлическим способом. Следует построить кривую зависимости глубины потока, отсчитанной от основного дна, от расхода воды  $Q$  (или расходной характеристики, если опыты проводились при различных уклонах поверхности воды), т.е. кривую расходов воды. Экстраполируя кривую до  $Q = 0$ , на оси глубин отсчитывается глубина  $h_0$ , которая соответствует гидравлическому дну.

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

Особое внимание этому вопросу уделено в работах [16 и др.]. На основании данных экспериментальных исследований для некоторых видов искусственных шероховатых поверхностей авторами получены количественные зависимости, связывающие положение гидравлического дна с высотой, характером размещения (плотностью) и формой элементов шероховатости.

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

- для выступов шероховатости округлой и окатанной формы



$$h_0/k_c = 0,99 - 0,64 \lg F/F_c; \quad (2.2)$$

– для выступов шероховатости в виде четырехугольных пирамид

$$h_0/k_c = 0,58 - 0,36 \lg F/F_c, \quad (2.3)$$

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

При  $F/F_c = 1$  выступы шероховатости размещены вплотную своим основанием. Из формул (2.2) и (2.3) получаем соответственно наибольшие значения относительного положения гидравлического дна:  $h_0/k_c = 0,99$  и  $h_0/k_c = 0,58$ . Отсюда вытекает, что гидравлическое дно при выступах шероховатости из четырехугольных пирамид располагается заметно ниже, чем при выступах шероховатости округлой и окатанной формы.

Положение гидравлического дна потока Радюк предложил определять по зависимости

$$h_0 = 0,54 \beta k, \quad (2.4)$$

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

$$k = \sum k_i N_i / \sum N_i, \quad (2.5)$$

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

Полтавцев и Соколова [16] показали, какое большое значение имеет правильное назначение отметки гидравлического дна потока с повышенной шероховатостью в расчетах гидравлических сопротивлений и пропускной способности русел. Так как  $1/\sqrt{\lambda}$  прямо пропорционально коэффициенту Шези  $C$ , а расход воды прямо пропорционален этому коэффициенту, то выбор отметки гидравлического дна в потоках с повышенной шероховатостью существенно влияет на точность расчета расхода воды  $Q$ . На это же обстоятельство указывается и в работе Радюка, где отмечается, что погрешности расчетов пропускной способности порожистых русел могут достигать 60–80% за счет выбора положения гидравлического дна. При  $R/\Delta = 30 \div 40$  выбор плоскости отсчета глубин не оказывает существенного влияния на коэффициенты  $\lambda$  и  $C$ .

приводит к существенному увеличению погрешности измерения уклонов водной поверхности. Это один из факторов, влияющий на точность определения уклонов водной поверхности. Более детальный анализ других факторов приведен как в курсах гидрометрии [10 и др.], так и в работе Г.В. Железнякова и [7]. Анализ же исходной информации, к сожалению, показывает, что погрешность определения уклонов водной поверхности может быть 20 и более процентов. Безусловно, этот, а также другие факторы оказывают существенное влияние и на точность расчетов коэффициентов шероховатости.

Одними из первых выполнили анализ зависимости между коэффициентами Шези и шероховатости, с одной стороны, и глубинами и уровнями воды – с другой (Д.Е. Скородумов [17] и Р.А. Шестакова). Они использовали в основном исходную информацию по большим и средним рекам и установили отсутствие общей зависимости и наличие различных индивидуальных отклонений даже для условий беспойменных русел. В то же время проблема указанных зависимостей для пойменных русел значительно сложнее и будет освещена в других разделах.

### **3.1. Таблицы для определения коэффициентов шероховатости и их оценка**

Как уже указывалось, в настоящее время опубликовано около 20 таблиц для определения коэффициентов шероховатости. Однако более половины из них предназначены для расчетов потоков в различных искусственных сооружениях (трубопроводах, лотках, каналах и др.) и не могут быть использованы при расчетах потоков в речных руслах. Для расчетов последних в настоящее время используются только 4–5 таблиц, в частности, таблицы М.Ф. Срибного (Приложение 1) и И.Ф. Карасева (Приложение 2), Дж. Бредли (Приложение 4) и В.Т. Чоу (Приложение 3). К сожалению, описательные характеристики сопротивлений русел и пойм в этих таблицах довольно часто не совпадают, особенно если сравнивать отечественные и зарубежные таблицы. Несмотря на это, представляет большой интерес сравнение и хотя бы приближенная оценка составляющих интегральную величину коэффициента шероховатости. Такая оценка была выполнена в РРГМУ.

Оценка доли каждого из составляющих интегрального коэффициента шероховатости выполнена в 1976 г. одним из авторов данно-

го пособия [1] на основе анализа общеизвестных таблиц М.Ф. Срибного, В.Т. Чоу и Дж. Бредли. К сожалению, в то время И.Ф. Карасевым еще не была опубликована составленная им таблица коэффициентов шероховатости. Однако приведенные в ней значения коэффициентов шероховатости по существу уточняют аналогичные значения, приведенные в таблице М.Ф. Срибного. Поэтому полученные выводы могут быть распространены и на таблицу Карасева. При этом получены довольно интересные результаты, характеризующие вес отдельных видов гидравлических сопротивлений в общем сопротивлении русел и пойм. Однако отметим, что в этих таблицах имеются существенные расхождения в оценке влияния различных факторов. Например, для “слабомеандрирующего русла” по сравнению с призматическим по Срибному  $\Delta l = 0.002$ , по Чоу – соответственно 0.005–0.012, т.е. в 2.5–6 раз больше. Для поймы поправка на “легкий кустарник, деревья” по Срибному составляет 0.05, по Бредли 0.07–0.125, а по Чоу 0.015–0.045, т.е. также отмечаются довольно большие расхождения. В какой-то степени это объясняется недостаточной точностью описательной характеристики гидравлических сопротивлений и значительным различием в объеме используемой исходной информации.

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

Прежде чем перейти к оценке таблиц для определения коэффициентов шероховатости, рассмотрим, как эти коэффициенты определяются по натурным данным, и оценим, какие допущения при этом принимаются. Все известные авторам формулы, а их в настоящее время больше 200 [2], в качестве основного параметра используют коэффициенты Шези  $C$ , которые определяются по натурным данным на основе формулы равномерного движения, т.е. формулы Шези:

$$C = v / \sqrt{hJ}. \quad (3.2)$$

чем приведена в Наставлении, особенно на горных реках, где она часто снижается до 20–30%. Далее, описательные характеристики гидравлических сопротивлений не обладают достаточной степенью детализации, допускают большой субъективизм в трактовке категорий этих сопротивлений и не обновляются в течение длительного времени, даже при значительных изменениях обстановки на гидростворе. Все это снижает качество определения табличных значений коэффициентов шероховатости.

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

Таким образом, расчет коэффициентов шероховатости осуществлялся по формулам

$$n = \frac{h^{2/3} I^{1/2}}{V} \quad \text{или} \quad n = \frac{h^{0.5+y} I^{0.5}}{V} \quad (3.5)$$

Все исследуемые реки были разделены на две группы. К первой отнесены равнинные, а ко второй – горные и полугорные реки. Из общего числа 502, к группе равнинных рек было отнесено 317 рек, а ко второй 185 рек. Для каждого из измеренных расходов воды были подсчитаны значения коэффициентов шероховатости и построены кривые зависимости  $n = f(H)$  и  $n = f(h)$ . В качестве примера на рис. 3.1 приведены зависимости  $n = f(h)$ . Как видно на рисунке, коэффициенты шероховатости изменяются при изменении уровня или глубины потока. Для выполнения анализа зависимостей  $n = f(h)$  необходимо представить их в безразмерном виде, что и будет выполнено в следующем разделе.

Перейдем к оценке наиболее распространенных в нашей стране и за рубежом таблиц коэффициентов шероховатости. К таковым в первую очередь отнесем таблицу М.Ф. Срибного, опубликованную ее автором в 1932 г. и усовершенствованную им же в 1960 г. К более современным отнесем таблицу, составленную И.Ф. Карасевым в

1980 г. [10] и основанную на анализе обширных данных натуральных наблюдений и табличных значений коэффициентов шероховатости других авторов. Из зарубежных наиболее распространенными являются таблицы В.Т. Чоу [20] и Дж. Бредли. По-видимому, нет необходимости выполнять детальный анализ достоинств и недостатков этих таблиц, так как он уже сделан рядом исследователей, в частности, результаты этого анализа приведены в работах одного из авторов [1].

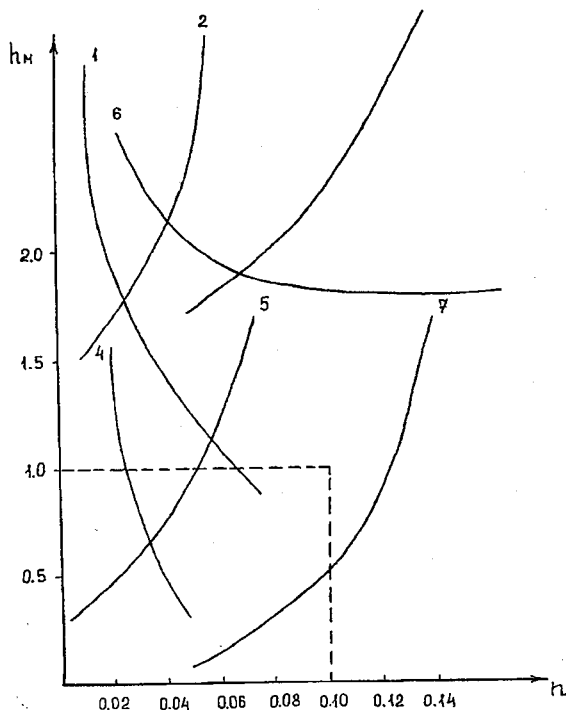


Рис. 3.1. Зависимости  $n = f(h)$ , построенные по натурным данным (1-7)

В то же время необходимо отметить, что таблица, составленная Чоу, сопровождается альбомом цветных фотографий, наглядно иллюстрирующих описательную характеристику гидроствора и несколько снижающих степень субъективизма при определении ко-

эффицентоv шероховатости. К сожалению, этот субъективизм, недостаточная детализация описания гидроствора, а также широкий диапазон изменения значений коэффициентов шероховатости внутри каждой шкалы значительно повышают погрешности их определения при использовании таблиц.

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

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

$$\Delta n = n_p - n_m. \quad (3.6)$$

Таблица 3.1

**СРЕДНЕКВАДРАТИЧЕСКИЕ И МАКСИМАЛЬНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ ОТКЛОНЕНИЙ ТАБЛИЧНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ ОТ ИХ РАСЧЕТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ (В % ОТ  $n_p$ )**

Группа рек	Кол-во рек	$\Delta n/n_p = (n_p - n_m) / n_p$							
		по Срибному		по Чоу		по Бредли		по Карасеву	
		$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$	$\frac{\Delta \bar{n}}{n_p}$	$\frac{\Delta n_{\max}}{n_p}$
Равнинные	317	34.7	173	36.2	218	35.8	321	34.8	165
Горные и полугорные	185	31.9	208	30.8	203	32.4	255	31.7	210
Осредненные	502	33.7	208	34.1	218	35.1	321	33.8	210

Примечание.  $\Delta n$  – средняя величина отклонений табличных значений коэффициентов шероховатости от расчетных.

В дальнейшем были вычислены величины их среднеквадратических отклонений как для всех исследуемых рек в целом, т.е. без деления их на группы, так и отдельно для каждой из групп, т.е. для равнинных рек (первая группа) и горных и полугорных рек (вторая

группа) и для каждой из четырех исследуемых таблиц. Результаты расчетов приведены в табл. 3.1, в которой помимо среднеквадратических даны и максимальные значения этих отклонений.

Сведения, приведенные в табл. 3.1, позволяют утверждать, что средние погрешности определения коэффициентов шероховатости по ним, составляющие 28–35% по всем исследуемым таблицам, значительно превышают допустимые, а наибольшие отклонения, превышающие средние значения в 5–7 раз и составляющие величины 105–210%, вообще неприемлемы. Это свидетельствует о необходимости совершенствования таблиц или поиске принципиально новых подходов и решений проблемы оценки сопротивлений движению воды в речных руслах. Отметим, что осредненные значения погрешностей определения коэффициентов шероховатости для русел равнинных и горных и полугорных рек близки между собой, хотя их абсолютные значения весьма значительно изменяются по отдельным регионам страны. Даже введя поправку на субъективизм при определении табличных значений коэффициентов шероховатости, так как расчеты выполнялись различными исследователями, следует все-таки признать, что надежность получаемых величин недостаточная, а погрешность их определения велика. Это приводило и будет приводить к большим погрешностям расчетов максимальных и других расходов воды и, как следствие, к снижению надежности гидротехнических сооружений или непроизводительным затратам при их строительстве.

### **3.2. Оценка влияния глубин и других факторов на коэффициенты шероховатости речных русел простых форм сечения**

Какие же пути совершенствования этих таблиц и какие направления в разработке новых методов оценки сопротивлений? Авторы уже указывали на необходимость перехода к системному подходу в их оценке, требующему принципиальных изменений в системе наблюдений и измерений на стационарной сети Госкомгидромета, в проведении комплексных полевых исследований, охватывающих не только русла рек, но и процессы, происходящие в их бассейнах (формирование жидкого стока и стока наносов, процесс и формы их перемещения как по бассейну, так и по русловой сети и др.). Разработка этой комплексной программы должна осуществляться боль-

шим коллективом научных работников и производственников и проверяться в специально выбранных для этого реперных бассейнах рек.

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

Определенные проработки в этом направлении были проведены на кафедре гидрометрии РГГМУ. В частности, на примере примерно 500 рек было выполнено исследование зависимости коэффициентов шероховатости от средних глубин русел. Как уже указывалось, анализ зависимостей вида  $n = f(H)$  и  $n = f(h)$  затруднен из-за сложности сравнения этих графиков, приведенных на рис. 3.1. Поэтому был осуществлен переход к их безразмерным величинам вида  $n/\bar{n} = f(h/\bar{h})$  или  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ . Некоторые затруднения вызвал выбор реперных значений коэффициентов шероховатости и средних глубин. Сначала в качестве таковых были приняты их среднеарифметические значения  $\bar{n}$  и  $\bar{h}$ , а затем значения их 50-процентной обеспеченности  $n_{50}$  и  $h_{50}$ . Однако из-за коротких рядов при переходе к последним кривые зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  все-таки, как правило, не пересекались в точке с координатами  $[1,0; 1,0]$ . Поэтому был применен прием, при котором все кривые смещались параллельно осям координат таким образом, чтобы они пересекались в указанной точке, что, в свою очередь, привело к необходимости уточнения реперных значений  $n_{50}$  и  $h_{50}$ . Следует отметить, что этот прием, хотя и недостаточно корректен, значительно облегчил выполнение анализа и позволил выявить некоторые закономерности.

Кривые зависимостей  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  были построены отдельно для равнинных и горных и полугорных рек (рис. 3.2, 3.3).

Как видно на этих рисунках, где в качестве примера приведены кривые зависимостей  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  по отдельным рекам и осредненные как для равнинных, так и для горных и полугорных рек, можно выделить два типа кривых. К первому (II, рис. 3.2; IV, рис. 3.3) относятся реки, берега которых интенсивно заросли раститель-



ностью, включая кустарники и деревья, что наиболее характерно для равнинных рек. На горных реках, относящихся к этому типу, их русла, особенно берега, заполнены крупнообломочным материалом. Этот тип кривых характеризуется увеличением коэффициентов шероховатости при увеличении глубин. В то же время интенсивность их изменения при увеличении глубин для различных рек резко изменяется. Для оценки характера изменения этих величин была использована исходная информация более чем по 500 рекам.

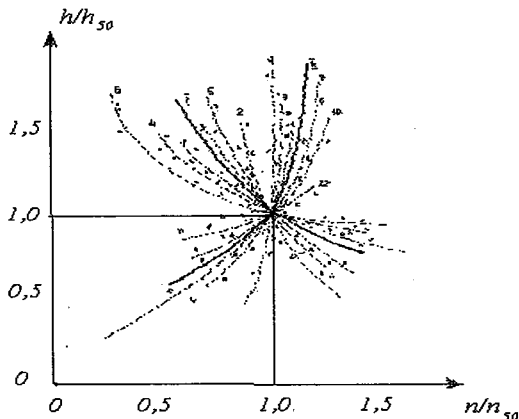


Рис. 3.2. График зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  для равнинных рек. I–II – осредненные для групп рек кривые; 1–12 – полученные по данным наблюдений на конкретных реках

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

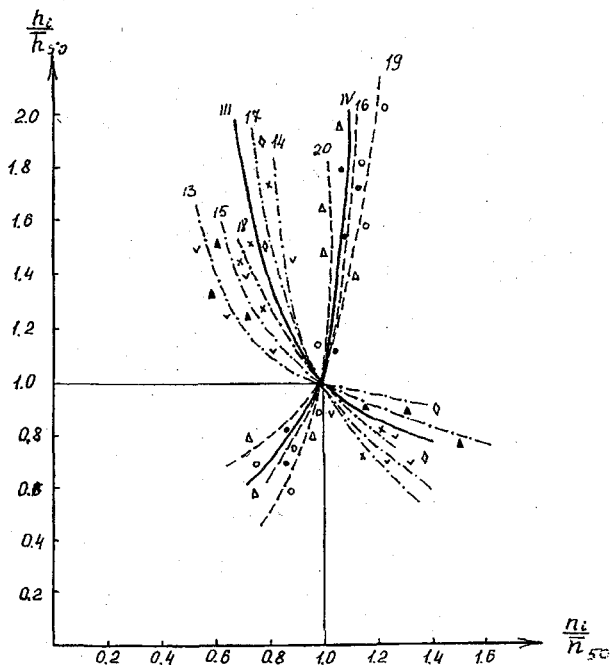


Рис. 3.3. График зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  для горных и полугорных рек;  
 III–IV – осредненные для групп рек кривые;  
 13–20 – полученные по данным наблюдений на конкретных реках

Ко второму типу относятся реки с хорошо разработанными незаросшими руслами, для которых характерно уменьшение значений коэффициентов шероховатости при увеличении глубин. Этот тип кривых зависимостей  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  более характерен для горных и полугорных рек (III, рис. 3.3), что, по-видимому, объясняется значительно чаще встречающимся зарастанием берегов на равнинных реках, чем на горных. Так же, как и для первого типа, значения коэффициентов вариации изменяются примерно в таких же пределах от 0.12 до 0.87, а коэффициенты асимметрии весьма значительны и достигают 2.5. Так же велики и значения соотношения  $C_s/C_v$ , достигающие 5–6.

Помимо двух основных типов кривых зависимостей  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  следует выделить еще три промежуточных. Так, к третьему

типу следует отнести реки, на которых сначала наблюдается увеличение коэффициентов шероховатости и соответственно уменьшение коэффициентов Шези при увеличении средних глубин руслового потока, а затем при достижении некоторого их критического значения коэффициенты шероховатости уменьшаются, а Шези увеличиваются (рис. 3.4). Такой характер изменения коэффициентов шероховатости и Шези можно частично объяснить особенностями строения русла, его засоренностью и зарастаемостью растительностью. Действительно, если до определенной глубины русло засорено и заросшее, то коэффициенты шероховатости должны увеличиваться, а Шези уменьшаться при увеличении глубин. При достижении определенного уровня характер берегов меняется, растительность на них отсутствует, берега выровнены и не засорены. Это должно привести к изменению характера зависимости, т.е. к уменьшению величины коэффициентов шероховатости и соответственно к увеличению коэффициентов Шези.

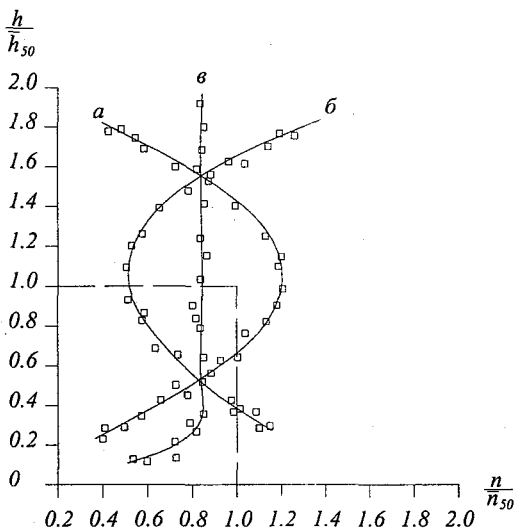


Рис. 3.4. График зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$  (разные типы кривых):  
 а — третий тип; б — четвертый тип; в — пятый тип

При четвертом типе зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ , который является как бы зеркальным отображением аналогичной кривой треть-

го типа, т.е. уменьшение коэффициентов шероховатости и, соответственно, увеличение коэффициентов Шези при увеличении глубин после достижения ими некоторого критического значения сменяется на обратное, т.е. происходит увеличение значений коэффициентов шероховатости и соответственно уменьшение коэффициентов Шези (рис. 3.4). Такой характер изменения коэффициентов шероховатости и Шези при увеличении глубин можно частично объяснить строением берегов русла, их засоренностью и зарастанием растительностью. Действительно, при незаросшем, незасоренном русле правильной формы коэффициенты шероховатости должны уменьшаться, а Шези – увеличиваться.

При достижении определенной глубины характер и строение берегов русла могут резко изменяться. Это приведет к изменению характера кривой зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ , т.е. к увеличению значений коэффициентов шероховатости и уменьшению коэффициентов Шези при увеличении глубин. В то же время большое влияние оказывают и русловые образования, расположенные выше или ниже расчетного створа. Однако отсутствие исходной информации о них не дает возможности оценки их влияния на характер расчетной зависимости.

Пятый тип кривой зависимости  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ , являющийся типичным для больших рек, характеризуется неизменностью значений коэффициентов шероховатости и Шези, т.е. их независимостью от глубин русла при значениях последних, превышающих некоторую их критическую величину.

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

Все виды русловых образований и их расположение относительно расчетного створа являются формами процесса саморегулирования в исследуемой системе. Особенно велика роль лимитирующих перекатов. В частности, при расположении лимитирующего переката ниже расчетного участка последний находится в со-

стоянии подпора, который оказывает особенно большое воздействие при низких уровнях. Влияние подпора существенно уменьшается при увеличении уровней. При расположении переката выше расчетного участка на последнем, наоборот, наблюдается увеличение скоростей течения. Влияние этого переката на нижерасположенный плесовый участок также уменьшается при увеличении глубин руслового потока.

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

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

*Первый тип* наиболее часто встречается на малых и средних реках (как равнинных, полугорных, так и горных), для которых важно влияние берегов и в течение года река может находиться в режиме, близком к пространственному.

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

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

Таблица 3.2

**ТИПЫ ЗАВИСИМОСТИ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕРОХОВАТОСТИ  
ОТ ГЛУБИН**

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

*Третий тип* (увеличение, сменяемое уменьшением коэффициента шероховатости с глубиной) встречается на реках с неустойчивыми деформируемыми берегами и небольшим (до 3м) амплитудами уровней воды. Увеличение коэффициентов шероховатости (до какого-то уровня воды) вызвано воздействием нижерасположенной мезоформы, подпирающей воду на расчетном участке. При дальнейшем увеличении уровней влияние подпора резко уменьшается и происходит увеличение значений коэффициентов шероховатости. Третий тип зависимости, по мнению Левашовой, наиболее характерен для рек с русловой многоруканностью.

Расстояние  $l$ , на котором сказывается воздействие мезоформы на расчетный участок, Левашова рекомендует определять по формуле

$$l = \frac{h_r}{I \cos(\arctg I)}$$

Эту формулу необходимо использовать с качественными данными, например, уклоном  $I$ , определенным с помощью нивелирования и высотой гряд  $h_r$ , полученной эхолотированием или в результате тщательных промеров. При отсутствии точных данных эта формула может использоваться для ориентировочных оценок  $l$ .

*Четвертый тип* зависимости характерен для рек с поймами или значительными русловыми деформациями в паводочный период и большими, превышающими 3 м, амплитудами уровней. Этот тип характерен для участков, расположенных ниже мезоформы и даже под воздействием нижерасположенного изгиба русла. Уклон водной поверхности при низких горизонтах больше, чем при высоких. На увеличение значений коэффициентов шероховатости при высоких уровнях оказывает влияние также нижерасположенные перекааты и изгибы русла. При низких же уровнях их влияние незначительно из-за большой удаленности от расчетного участка. Четвертый тип зависимости также характерен для рек со смешанными типами руслового процесса, сочетания прямолинейных участков с извилистыми деформируемыми руслами.

*Пятый тип* зависимости близок ко второму, но характеризуется постоянством коэффициентов шероховатости. Наиболее характерен для больших рек с глубинами более 3 м и на зарегулированных относительно прямолинейных участках рек. Для него характерно

отсутствие быстрого движения мезоформ. Мелкие формы встречаются, но их влияние на гидравлические сопротивления мало. Этот тип наиболее свойственен рекам с пойменной и русловой многорукавностью при наличии больших островов.

Приведенное выше описание признаков типов зависимостей  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ , предложенное И.А. Левашовой, основано на разработках одного из авторов [4], и в нем сделана попытка увязки типов этих кривых с типами русловых процессов и расположением мезоформ относительно расчетного участка. В этом есть рациональное зерно, особенно, если учитывать, что гидростворы, как правило, расположены на нехарактерных для типов русловых процессов прямолинейных участках [18].

Эти предложения находятся в рамках концепции саморегулирования в системе бассейн – речной поток – русло, что свидетельствует о необходимости дальнейшего совершенствования этого подхода.

Интересным в ее разработках является и то, что, развивая концепции своего научного руководителя, она сделала попытку детализации признаков для определения подтипов двух первых типов зависимостей. В качестве основных критериев ею принята форма сечения русла (табл. 3.3 и 3.4). Таким образом, установлено, что точность расчетов коэффициентов шероховатости по известным таблицам недостаточная. Попытки их усовершенствования встретили известные затруднения, причиной которых явилась неопределенность табличной величины коэффициента шероховатости. Действительно, при увеличении глубин последние изменяются в очень широких пределах, иногда в 3–5 раз. Поэтому нет ясности, какую величину коэффициента шероховатости следует принять в качестве расчетной: при минимальных, средних или максимальных уровнях. Возможно также принимать в качестве расчетной величины коэффициенты шероховатости определенной обеспеченности. Этот вопрос также требует дальнейших углубленных проработок. В то же время следует подчеркнуть его большое практическое значение. Так, для практических расчетов наиболее часто используются значения коэффициентов шероховатости при максимальных уровнях. В этом случае необходимо устанавливать зависимости вида  $n = f(B/h)$ ,  $n = f(F)$  или  $\bar{C} = f(F)$  отдельно для каждого из двух типов кривых  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ , что поможет уточнить расчетное значение коэффициента шероховатости.



Нами были выполнены попытки получения таких зависимостей по данным наблюдений свыше чем на 100 реках (рис. 3.5). Однако разброс точек, соответствующих натурным данным, в полях координат  $[n, F]$  и  $[C, F]$  велик и даже попытка получить расчетные зависимости с помощью введения третьей переменной, характеризующей форму сечения русла, успеха не имела. В то же время прослеживается явная тенденция уменьшения значений коэффициентов шероховатости при увеличении размеров реки и параметра ее формы сечения. Более детальный анализ результатов исследований, проведенных в РГГМУ и ГГИ, по вопросу влияния формы сечения русел на значения коэффициентов Шези и шероховатости будет приведен в следующих разделах.

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

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

Для выявления влияния глубин на коэффициенты шероховатости была использована произвольно отобранная натурная информация. Основным критерием при этом являлось количество измеренных расходов воды и уклонов водной поверхности. Поэтому существенного значения времени измерений не придавалось, однако учитывалось, что точность и надежность исходной информации на сети Госкомгидромета, начиная с конца семидесятых годов, неуклонно снижалась. Это привело к необходимости использовать для расчетов информацию за 60-е и первую половину 70-х годов.

В то же время перед авторами встал вопрос об изменении величин коэффициентов шероховатости в различные годы и, что очень важно, о причинах этих измерений. Для решения этой задачи были выполнены расчеты коэффициентов шероховатости по данным наблюдений на ряде рек бывшего СССР за различные годы наблюдений, по результатам которых построены совмещенные кривые  $n = f(H)$ ,  $n = f(h)$ ,  $n/n_{50} = f(H)$  и  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ . Их анализ дал несколько неожиданные результаты.

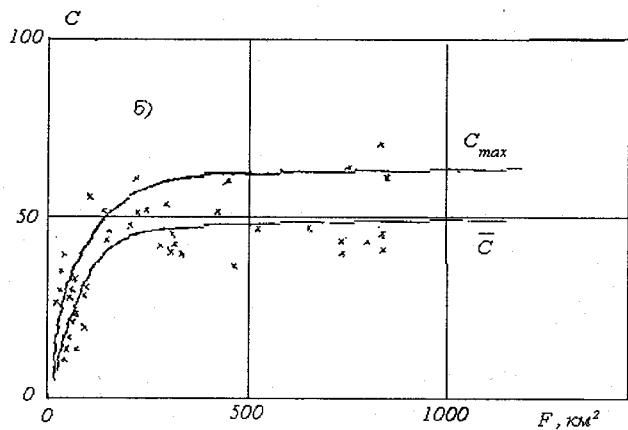
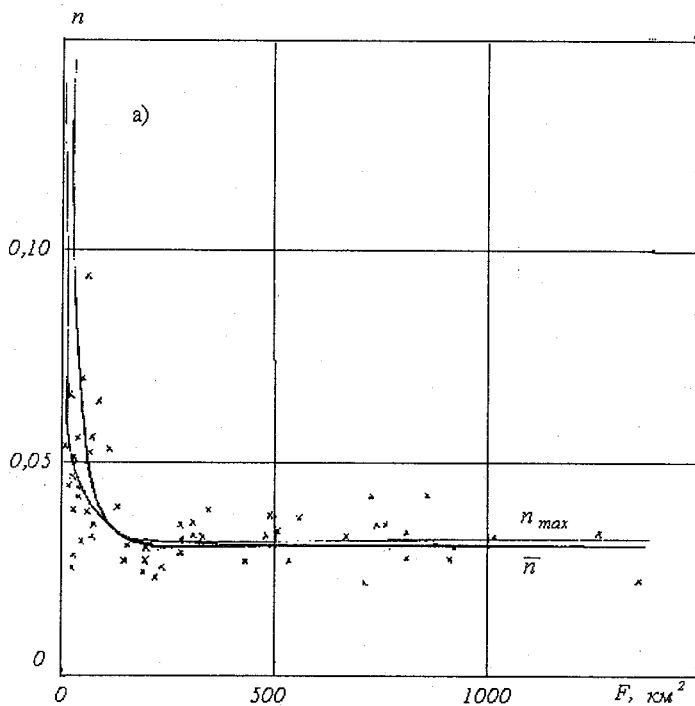


Рис. 3.5. Зависимости: а)  $\bar{n} = f(F)$  и  $n_{\max} = f(F)$ ;

б)  $\bar{C} = f(F)$  и  $C_{\max} = f(F)$

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

Анализ информации, приведенной в табл. 3.5, позволяет сделать предварительные, но интересные выводы. Так, осредненные значения коэффициентов шероховатости изменяются со временем. Величина этих изменений по данным только 5 русел рек достигает 25–30%. Весьма существенно изменяются и значения коэффициентов вариации (от 0.10 до 0.41). Даже с учетом того, что длина рядов в разные годы была различной, это изменение вполне значимое.

Далее, особенно интересная информация получена при анализе графических зависимостей  $n/n_{50} = f(H)$  по исследуемым рекам. Как видно на рис. 3.6, где в качестве примера приведены данные по двум рекам Волге, с. Ильмовики и Десне, с. Пазики, наблюдается не только изменение коэффициентов вариации и асимметрии этих кривых, но даже и сам характер зависимости. Действительно, на р. Волге в 1965 и 1968 гг. относительные величины коэффициентов шероховатости закономерно уменьшались при увеличении уровней и глубин, а в 1974 г. характер зависимости изменился на обратный, т.е. наблюдается довольно четко выраженное увеличение коэффициентов шероховатости при увеличении уровней воды до значений 200 см. Затем их уменьшение до  $H = 258$  см. В то же время следует отметить весьма значительный разброс исходной информации в исследуемой системе координат. Еще более сложен характер изменения относительных значений коэффициентов шероховатости при увеличении уровней воды на р. Десне у с. Пазики. Как видно, наблюдается резкое уменьшение осредненных значений коэффициентов шероховатости с 1965 по 1969 гг., а затем их небольшое увеличение в 1974 г. Да и сам характер зависимости  $n/n_{50} = f(H)$  очень сложный и довольно трудно объяснимый.

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

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

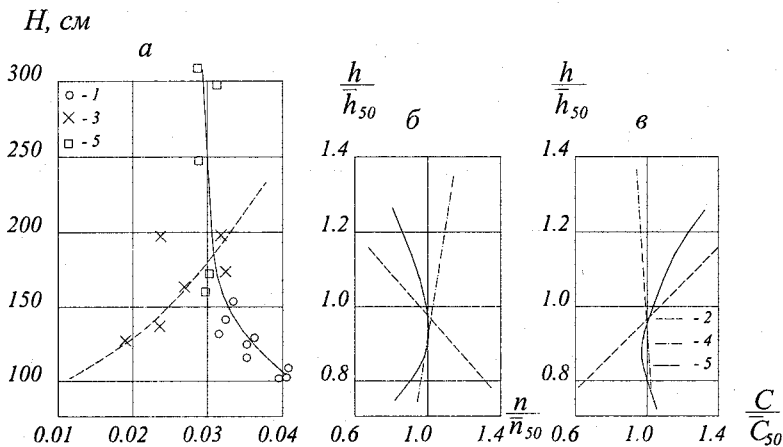


Рис. 3.6. Зависимости:

а)  $n = f(H)$  по р. Волга, с. Ильмовники; б)  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ ;

в)  $C/C_{50} = f(h/h_{50})$  по р. Десне, д. Пазики (исходная информация не приводится, чтобы не усложнять рисунок); 1 – 1965 г.; 2 – 1967 г.; 3 – 1968 г.; 4 – 1970 г.; 5 – 1974 г.

Таблица 3.3

ПОДТИПЫ ПЕРВОГО ТИПА ЗАВИСИМОСТИ  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ 

Под-тип	В/н	Форма русла в плане	Грунты	Берега	Зарастаемость	Наличие деформаций	Диапазон изменения	
							h/h <sub>50</sub>	n/n <sub>50</sub>
А	30-80	Прямолинейное, извилистое	Песчано-галечные, песчано-каменистые	Одернованные, размываемые	Зарастает	Деформации	0,2-1,7	0,3-2,0
Б	до 30	Прямолинейное, умеренно-извилистое	Песчано-каменистые песчано-илистые	Одернованные, размываемые	Зарастает	Малоразмываемые	0,4-2,2	0,9-1,2
В	20-140	Сильноизвилистое, прямолнейное	Галечно-песчаные, песчаные	Одернованные, размываемые	Зарастает	Деформации	0,9-1,1	0,2-2,0

ТАБЛИЦА ВТОРОГО ТИПА ЗАВИСИМОСТИ  $n/n_{50} = f(h/h_{50})$ 

Под-тип	В/н	Форма русла в плане	Грунты	Берега	Зарастаемость	Деформации русел	Диапазон изменения	
							$h/h_{50}$	$n/n_{50}$
А	30-80	Прямолинейное, умеренно-извилистое	Песчано-галечные, галечно-каменистые, валуны, щебень	Устойчивые, поросшие		Незначительно деформируемые	0,4-2,4	0,5-1,9
Б	20-30	Прямолинейное, извилистое	Песчаные илисто-глинистые, валуно-галечные	Заросшие, одернованные	В межень зарастает	Мало деформируемые	0,2-2,0	0,9-1,6
В	30-140	Прямолинейное, извилистое, в межень могут быть острова, разветвленное	Дно - скалистая плита, валуно-галечное или каменистое с включением песка, ила	Заросшие, одернованные		Деформируемые	0,9-2,5	0,2-2,5

Таблица 3.5

**СРЕДНИЕ РАСЧЕТНЫЕ И ТАБЛИЧНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ  
КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ  $n$  И КОЭФФИЦИЕНТОВ  
ВАРИАЦИИ  $C_v$**

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

#### 4. ВЛИЯНИЕ ФОРМЫ СЕЧЕНИЯ, ДОННЫХ ГРЯД И ИЗВИЛИСТОСТИ РЕК НА ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

##### 4.1. Влияние формы сечения на гидравлические сопротивления речных русел

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

В проблеме оценки влияния формы сечения на гидравлические сопротивления сформировалось два направления. Первое основано на учете неравномерного распределения глубин по ширине потока (С.Х. Абальянц, В.Н. Гончаров [5], М.А. Мостков, Г.В. Железняков [7 и др.]). Второе направление рассматривает непосредственное влияние шероховатых стенок (через учет относительной ширины  $B/h$ ) на гидравлические сопротивления, первоначально рассчитываемые исходя из условий плоского потока. Иными словами, в качестве основной предпосылки принимается пространственный режим течения (Гончаров [5], И.Ф. Карасев [10], Х. Вагнер, К. Ших и Н. Григг, Г. Гарбрехт и др.).

Так, В.Н. Гончаров [5] предложил представлять любую форму сечения в виде симметричной кривой глубин, математическим описанием которой служит формула

$$\frac{h}{h_{\max}} = \left( \frac{b}{B} \right)^r, \quad (4.1)$$

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

$$r = \frac{h_{\max}}{h} - 1. \quad (4.2)$$

Тогда пропускная способность русла любой формы сечения может быть определена по формуле  $Q = \beta Q_{\text{п}}$ , где  $Q_{\text{п}}$  – пропускная



способность русел прямоугольной формы сечения;  $Q$  – пропускная способность русел расчетной формы сечений;  $\beta$  – коэффициент, учитывающий влияние формы сечения на его пропускную способность, может быть больше или равен единице (для русел прямоугольной формы сечения) и определяется из соотношения

$$\beta = \frac{(1+r)^{1.67}}{1+1.67r}. \quad (4.3)$$

По мнению Гончарова, увеличение скорости (расхода) тем больше, чем больше значение параметра  $r$ , величина этого увеличения по сравнению с потоком прямоугольного сечения характеризуется параметром  $r$ . В то же время, рассматривая узкие потоки прямоугольного сечения, Гончаров справедливо указывал, что поля скоростей, а следовательно, и расходы воды потоков с соотношением  $B/h < 10$  существенно отличны от аналогичных, режим которых близок к плоскому. Расчеты, выполненные с учетом критерия  $\beta$ , показывают, что русла треугольной формы сечения должны иметь большую пропускную способность, чем полукруглые, что не соответствует экспериментальным данным. Таким образом, критерий Гончарова [5] не может быть признан универсальным.

Более приемлемым является критерий Г.В. Железнякова [7]:

$$\beta_* = \frac{1}{F\sqrt{\bar{h}}} \int_0^B h^{3/2} db, \quad (4.4)$$

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

Критерий  $\beta_*$ , названный параметром формы живого сечения и учитывающий неравномерность распределения глубин по его ширине, также нельзя признать универсальным. Действительно, подсчитанные с учетом этого критерия расходы воды в руслах прямоугольного  $\beta_* = 1.0$  и треугольного  $\beta_* = 1.13$  сечений, отличаются на 13%, что также не соответствует экспериментальным данным. Существенные отличия получаются и для русел других форм сечений. Так, оказалось, что русло треугольного сечения пропускает расход на 5 % больше, чем параболическое  $\beta_* = 1.08$ .

Проводя лабораторные исследования в различных лотках А.А. Маастик [13] пришел к выводу, что "... форма поперечного сечения русла сказывается на сопротивлении. При гидравлически

гладких руслах это влияние мало и им можно пренебречь, с увеличением же шероховатости русел влияние формы поперечного сечения возрастает. При одной и той же шероховатости разница в коэффициентах сопротивления для разных форм поперечного сечения уменьшается с увеличением глубины (гидравлического радиуса) потока. При одинаковом гидравлическом радиусе наименьший коэффициент сопротивления имеет русло параболического сечения, наибольший – трапецидального сечения".

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

$$\delta = \frac{R}{\sqrt{F}} = \frac{\sqrt{F}}{\chi}, \quad (4.5)$$

где  $R$  – гидравлический радиус;  $\chi$  – смоченный периметр русла.

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

Как показывают расчеты по этим формулам, русла треугольной формы сечения должны иметь большую пропускную способность, чем округлые, что не соответствует экспериментальным данным. Поэтому коэффициенты  $\delta$  по Мосткову и  $\beta$  по Гончарову имеют ограниченное применение.

Ю.А. Ибад-Заде, обобщив критерии формы русел различных авторов, пришел к выводу, что все они не являются универсальными, основаны на большом количестве допущений и не дают однозначного решения для учета влияния формы русла. Поэтому внимания заслуживают критериальные значения, учитывающие пространственный режим течения.

В речной гидравлике равномерный поток любой формы сечения обычно приводят к плоскому потоку с глубиной, равной гидравлическому радиусу. В этом случае учет формы сечения производится с помощью параметра  $B/h$ , т.е. отношения ширины к средней глубине потока.

Переход от потоков пространственного режима к плоским потокам Гончаров [5] представил в виде критерия:

$$\frac{B}{h} > 0.7 \sqrt{\frac{h}{\Delta}} \approx \left( \frac{C}{25} \right)^3, \quad (4.6)$$

где  $\Delta$  – высота выступов шероховатости;  $C$  – коэффициент Шези;  $B$  – ширина русла.

Данный критерий был получен на основе анализа данных лабораторных экспериментов, проведенных в лотках в диапазонах  $(B/h) = 0,9 \div 6,5$  и  $(h/\Delta) = 4,7 \div 460$ . Учитывая, что величина  $B/h$  речных русел, как правило, превышает критическое значение, определяемое по (4.6), Гончаров считал, что по структуре скоростного поля и распределению касательных напряжений сопротивлений большинство естественных водотоков можно рассматривать как потоки непространственного плоского режима. Это позволяет использовать для анализа их состояния аппарат теории плоского потока, на который опираются решения основных вопросов движения потоков непространственного режима.

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

Проводя специальные исследования, К. Ших и М. Григг показали, что при одних и тех же гидравлических радиусах  $R$  и шероховатости поверхности лотка  $n$  средние скорости течения в нем отличались более чем на 10%.

С.Д. Апельт и А.К. Каземипур, проводя экспериментальные исследования по определению коэффициентов сопротивления, пришли к выводу о необходимости особого учета формы сечения русла. В более поздних опытах различными исследователями (К. Наллури и Б.А. Адероджи) подтвердилась необходимость особого учета формы русла при определении коэффициентов сопротивлений. Сам по себе этот факт не нов, но его количественные оценки весьма противоречивы. Г. Гарбрехт считает, что в русле ограниченной ширины сопротивление больше, чем в широком. Х. Вагнер установил неоднозначное изменение коэффициента сопротивления от относительной ширины.

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

$$C = f \left[ \alpha (B/h)^m \right], \quad (4.7)$$

где  $\alpha$  и  $m$  – соответственно коэффициент и показатель степени.

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

$$C = \left[ g \left( 0,2(B/h)^2 + 43 \right) \right]^{0,5}. \quad (4.8)$$

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

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2 \lg \frac{R}{k_s} + 3 \lg \frac{B}{R} - 1,85. \quad (4.9)$$

С.Х. Абальянц, основываясь на результатах исследований И.Ф. Карасева [10], предложил учитывать влияние формы сечения с помощью поправки к коэффициенту шероховатости плоского потока  $n_o$  в виде

$$n = n_o \left[ 1,3(R/B)^{\frac{1}{12}} \right], \quad (4.10)$$

Проводя сравнительный анализ влияния относительной ширины, наряду с шероховатостью, Карасев [10] показал, что в диапазоне реальных размеров каналов  $B/h < 30$ , с ростом их относительного наполнения критические числа Рейнольдса больше зависят от относительной ширины русла, чем от гидравлического радиуса. Карасевым также предложен критерий квазиоднородности кинематической структуры в поперечном сечении потока:

$$\theta = \tilde{b} \sqrt{\lambda} = \frac{B}{h} \frac{\sqrt{2g}}{C_o} > 1. \quad (4.11)$$

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

У естественных русел ширина всегда превосходит глубину, этим обеспечивается квазиоднородность внутренней структуры турбулентного потока, при которой  $\theta > 1$ . Если влияния пульсаци-

онных составляющих и пристенных градиентов скоростей на кинематическую структуру потока соизмеримы, что характерно для лотков, каналов и относительно узких речных русел при прохождении паводков, значения критерия уменьшаются и находятся в диапазоне  $\theta = 0,30 - 0,50$ . Адаптируя к натурным данным критерий квазиоднородности, Карасев пришел к следующему выводу. Величина,  $\theta = 4,5$ , является разграничительным критерием. При  $\varepsilon_2$  поток сохраняет форму компактной струи, имеющей размеры всего русла. С ростом  $\theta > 4,5$  начинается внутреннее разветвление потока и при  $\theta = 9,5$  в потоке образуются две обособленные ветви течения. В природе при этих условиях формируется двухрукавное русло. Критерий квазиоднородности  $\theta$  наиболее полно отражает влияние берегов на динамическую структуру турбулентного потока. В отличие от критерия Гончарова, полученного на основе лабораторных данных, критерий квазиоднородности Карасева установлен на основе натуральных данных (более 500 измерений на 60 постах).

Попытки получить зависимости коэффициентов Шези или шероховатости от формы сечения русел вида  $C = f(B/h)$  или  $n = f(B/h)$  неоднократно производились различными авторами [4, 11 и др.]. В частности, Н.Б. Барышниковым получены графические зависимости  $C = f(B/h, h)$  и  $n = f(B/h, h)$ , приведенные на рис. 4.1, 4.2. Однако при этом возникает ряд трудностей. Основным из них является необходимость приведения значений  $C$  к одному ряду. Действительно, значения  $C$  и  $n$  в естественных руслах весьма значительно изменяются при изменении уровней воды и глубин русла. Применение же осредненных значений  $C$  и  $n$  или же их величин при максимальных или каких-либо других значениях уровней (глубин) не является достаточно корректным.

Вторым фактором следует признать низкую точность исходной информации. Несмотря на эти недостатки, зависимости  $\bar{C} = f(B/h)$  и  $\bar{n} = f(B/h)$  и аналогичные им  $C_{h\max} = f(B/h)$  (рис. 4.2) и  $n_{h\max} = f(B/h)$  (рис. 4.1) довольно четко выражены, они характеризуются увеличением значений коэффициентов шероховатости при увеличении параметра формы сечения  $B/h$  до его значения, примерно равного 40–45. В то же время большой разброс исходной информации в поле координат  $[C; B/h]$  и  $[n; B/h]$  не позволяет рекомендовать эти зависимости в качестве расчетных.

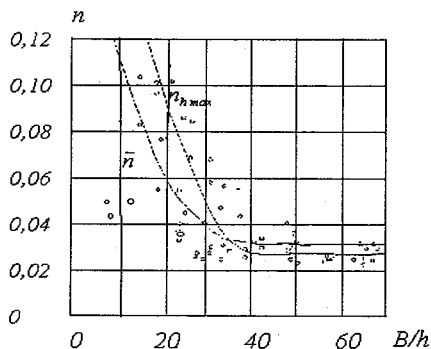


Рис. 4.1. Зависимости  $\bar{n} = f(B/h)$  и  $n_{\max} = f(B/h)$

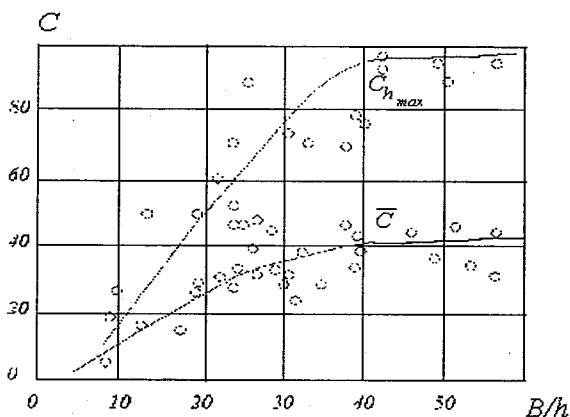


Рис. 4.2. Зависимости  $\bar{C} = f(B/h)$  и  $C_{n\max} = f(B/h)$

Поэтому в какой-то степени устранить хотя бы один из недостатков методики попытался Карасев [11], который на основе данных наблюдений на малых каналах получил графическую зависимость вида (4.12). В ее основу было положено допущение о том, что коэффициент Шези  $C$ , определенный по формуле Маннинга, не учитывает влияния формы сечения. Полученная им зависимость характеризуется максимумом значения  $C_{\max}$  при  $B/h = 15-20$ .

Позднее А.В. Симанович, используя концепцию Карасева, получил аналогичную зависимость на основе данных по естественным руслам. Он основал свою зависимость на допущении о том, что по-

перечный профиль реки является профилем относительного равновесия при руслоформирующих расходах воды. Аналитическая оценка зависимости  $C = f(B/h)$  представляет значительные трудности. Имеющиеся прецеденты носят противоречивый характер. А.В. Симанович для получения аналитической структуры зависимости  $C = f(B/h)$  использовал данные натуральных наблюдений (420 измеренных расходов воды на 85 постах).

Он показал неоднозначность связи  $C = f(B/h)_h$ , т.е. зависимости коэффициента Шези от относительной ширины при фиксированной средней глубине в каждом створе. Используя закон сохранения количества движения, он предложил формулу для расчета коэффициента Шези речных русел, учитывающую относительную ширину русла:

$$C = 0,78C_0 + \frac{0,000464C_0^3}{g(\tilde{b} - 2\tilde{a})P}, \quad (4.12)$$

где  $\tilde{a}$  – относительная толщина пристенного слоя;  $P$  – вероятность обмена количеством движения, которая тем меньше, чем однороднее поток. На основании зависимости (4.12) построен график в координатах  $C/C_0 = f(B/h, h)$  (рис. 4.3).

На графике видно, что функция не монотонная, а образует две точки перегиба. Максимум функции приходится на значения  $B/h = 20-25$ , минимум приходится на интервал  $B/h = 35-40$  в зависимости от средней глубины.

В дальнейшем зависимость стремится к некоторому постоянному значению параллельно оси  $B/h$ . Данная зависимость находится в хорошем соответствии с аналогичной зависимостью, полученной И.Ф. Карасевым [11], для каналов, где максимум функции приходится на  $B/h = 15-20$ , а минимум на  $B/h = 50-70$ . Физически процессы, происходящие в каналах и реках, идентичны, однако реакция потока существенно отличается количественно. Причина несовпадения интервала минимальных гидравлических сопротивлений на реках и каналах заключается в различии структуры действия берегов на поток.

Сравнение этих зависимостей позволяет сделать вывод о том, что эффект сжатия боковыми границами потока неодинаков по количественным показателям для рек и каналов. Смещение гидравли-

чески наивыгоднейшего интервала ( $C/C_0$ ) от значений  $B/h = 15-20$  (для каналов) до  $B/h = 20-25$  (для рек) заключается в различии условий обтекания береговой линии рек, отличающихся, как правило, большей шероховатостью, чем на каналах. Кроме того, при наличии отложений в русле его поперечное сечение и береговая линия приобретают плавные очертания и определяющим фактором гидравлических сопротивлений становится донная шероховатость. Наиболее высокие гидравлические сопротивления потоку возникают при сочетании повышенной шероховатости дна и плохообтекаемых берегов.

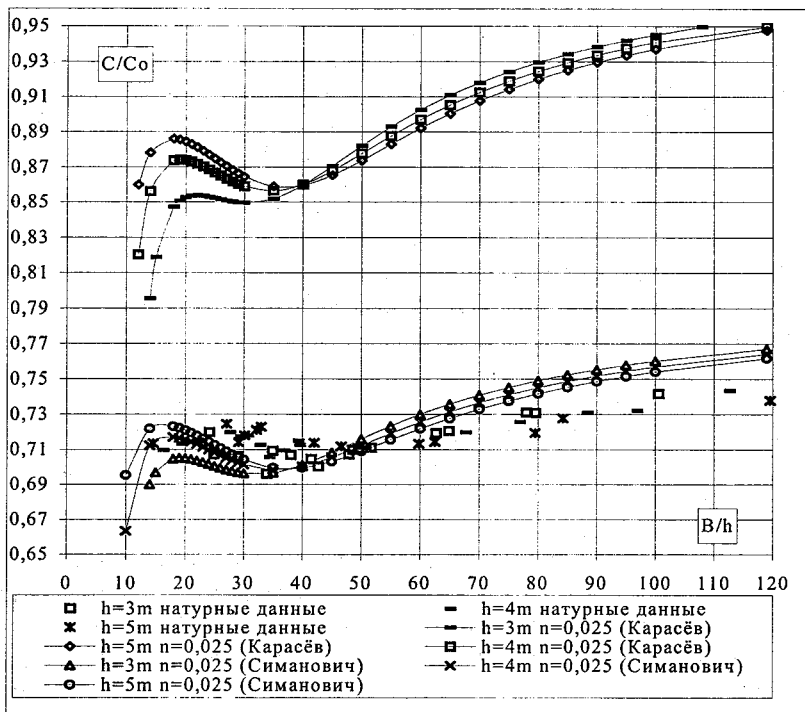


Рис. 4.3. Зависимость  $C/C_0 = f(B/h, h)$

Несмотря на то что давно установлено влияние формы русла на пропускную способность и обоснована необходимость принимать это во внимание, тем не менее, в речной гидравлике, по-прежнему, оценку гидравлических сопротивлений сводят к определению ко-



эффициента Шези  $S$  для плоского потока, например, по формуле Маннинга. Большое количество исследований в этом направлении свидетельствует не только о стремлении оценить влияние формы сечения, но и о сложности решения этой задачи.

#### **4.2. Влияние донных гряд на гидравлические сопротивления речных русел**

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

Что же представляют собой донные гряды? Это подвижные донные образования, близкие к треугольной форме. Напорный склон гряды – пологий, а тыловой, наоборот, крутой. Основным фактором гидравлических сопротивлений является водоворотная зона, образующаяся за тыловым склоном гряды, размеры которой определяются крутизной гряды, т.е. отношением ее высоты к длине гряды. Для микроформ или рифелей величина, обратная крутизне гряды, изменяется примерно от 2–3 до 12.

К сожалению, в этой проблеме очень много остается не ясным. До настоящего времени не решено несколько важнейших проблем: происхождение гряд, причины условий перехода из безгрядовой формы в донногрядовую, научно обоснованных расчетных зависимостей параметров гряд от параметров потока и других. Все это приводит к необходимости более детального рассмотрения этой проблемы. Как указывалось, до настоящего времени отсутствует теория происхождения донных гряд, а имеется несколько их концепций, анализ которых выполнен в работе Н.С. Знаменской [9]. Серьезным препятствием к решению проблемы сопротивлений донных гряд также является отсутствие научно обоснованной их классификации, что в основном обусловлено отсутствием теории их происхождения. В настоящее время разработано довольно большое количество различных классификаций, учитывающих те или иные их признаки. К относительно простым классификациям можно отнести деление гряд на микро-, мезо- и макроформы [12]. Более совершенными, учитывающими значительное количество факторов, являются классификации О. Рейнольдса, Д. Кеннеди, Н.С. Зна-

менской и других авторов. В качестве примера приведем классификацию, составленную Кеннеди в 1971 г. (табл. 4.1).

Таблица 4.1

**ДОННЫЕ ФОРМЫ ПО КЕННЕДИ**

Форма дна	Размеры	Форма гряд	Поведение
Рифеля	Длина меньше чем 30 см, высота меньше чем 3 см	Главным образом треугольная с единым слабо размываемым верхним откосом и уклоном низовой грани, близким к углу естественного заложения откоса. Главным образом короткогребневые и 3-размерные	Двигаются вниз по течению со скоростью $C_r < V$ . Вообще, не встречаются в наносах крупнее чем 0,6 мм
Бары, мезоформы	Длина сравнима с шириной русла. Высота сравнима со средней глубиной потока	Профиль подобен рифелям. Плановые формы различны	Четыре типа баров: 1) точечные, 2) чередующиеся, 3) поперечные, 4) притоковые (конусы выноса); рифеля могут быть на них
Дюны, гряды (вторичные гряды)	Длина и высота больше, чем у рифелей и меньше, чем у баров	Подобны рифелям	Верхний откос может быть покрыт рифелями. Смещаются вниз, как рифеля
Переходная область	Изменяются в больших пределах	Дюны с низкими высотами как переход к гладкой фазе	Значительно изменяются
Гладкая фаза	Изменяются в больших пределах	Дюны с низкими высотами как переход к гладкой фазе	Форм нет. Может отсутствовать для некоторого ряда $H$ и $V$
Антидюны	Длина $2\pi V^2/g$ , высота зависит от $H$ и $V$	Почти синусоида в профиле, длина гребня соизмерима с длиной волны	В фазе с гребнем волны, профиль гряды движется вверх по течению или вниз, или стоит на месте, зависит от свойств потока

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

Рассмотрим лишь основные итоги экспериментальных исследований. Так, В.А. Ванони и Д.Н. Номикос, выполнившие серию экспериментов в узких лотках, установили, что донные гряды в лабораторных условиях оказывают такое же влияние на коэффициент сопротивления, как и в естественных водотоках, но значительно больше влияют на сопротивления движению потоков, чем взвешенные наносы. По их данным, коэффициенты сопротивления при возникновении микроформ увеличиваются в пять раз.

Вместе с тем при возникновении длинных песчаных гряд (мезоформ) коэффициенты сопротивления увеличиваются незначительно. Эти наблюдения позволили авторам сделать вывод о том, что длинные песчаные гряды, присущие высоким уровням воды, мало влияют на коэффициенты сопротивления, тогда как короткие крутые гряды (микроформы), присущие низким уровням воды, значительно увеличивают расчетную величину шероховатости, а следовательно, и коэффициенты сопротивления.

Далее они отмечают, что коэффициенты сопротивления в потоке, несущем наносы, изменяются под влиянием двух факторов: изменения конфигурации дна и гасящего действия взвешенных наносов на турбулентность потока.

Выравнивание поверхности дна приводит к снижению значения коэффициентов сопротивления и увеличению скоростей потока. Гашение турбулентности взвешенными наносами повышает градиенты скоростей по вертикали, увеличивает различие между поверхностной и донной скоростями и, как следствие, уменьшает коэффициенты сопротивления.

Ряд исследователей указывают на то, что при закреплении песчаных волн (с помощью цементного молока или другими способами) изменяется характер турбулентности над ним. Особенно значительно это сказывается в пограничном слое. Как следствие, это приводит к уменьшению коэффициента сопротивления (по сравнению с

подвижными грядами). В частности, в опытах А.Д. Раудкайви [6] коэффициент сопротивления при закрепленных микроформах увеличился в 2,5 раза по сравнению с зернисто-шероховатым дном. Указанные эксперименты позволили автору получить график (рис. 4.4), на котором приведено изменение давления и касательных напряжений вдоль гряды. Как видно на этом рисунке, минимум давления наблюдается около гребня гряды, а максимум – располагается в конце водоворотной зоны. Касательные же напряжения монотонно возрастают при увеличении высоты гряды.

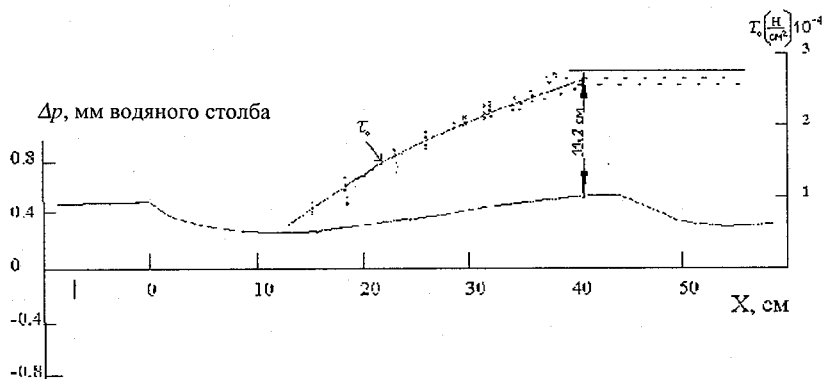


Рис. 4.4. График изменения давления и касательных напряжений вдоль донной гряды по Раудкайви

Классические эксперименты выполнены В.С. Кнорозом в лотке шириной 0.63 м и длиной 12 м в широком диапазоне изменения чисел Рейнольдса и крупности наносов (от 0.16 мм до 18.4 мм). На их основе Кнороз установил, что размеры гряд и их скорости не являются постоянными величинами, а изменяются около некоторых средних значений, характерных для данного режима потока. Если количество поступающего в поток твердого материала превышает его транспортирующую способность, то в процессе формирования гряд происходит увеличение их размеров и увеличение уклонов свободной поверхности потока. Сверху движение частиц подобно движению ажурной поверхности, периодически более плотной или разреженной. Эта периодичность, по мнению Кнороза, обусловлена крупномасштабными вихрями. Кнороз считает, что более крупному материалу ( $k = 1-1.5$  мм) соответствует четко выраженная грядовая

форма дна, а при мелких наносах ( $k < 0.5$  мм) русло покрывается барханами. При скоростях потока, превышающих неразмывающую скорость в 2–2.25 раза, верховые и низовые участки гряд мало отличаются друг от друга. Он так же, как и ряд исследователей, отмечает, что обтекание потоком гряд обычно носит отрывной характер, за каждой грядой образуется водоворотная вихревая зона с горизонтальной осью, перпендикулярной, как правило, общему направлению течения. При увеличении скоростей потока в случае, если верховые и низовые откосы становятся симметричными, обтекание гряд приближается к безотрывному.

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

$$\xi_r = 0.2 \left( \frac{\Delta_r}{R} \right)^{1/25}, \quad (4.13)$$

где  $\Delta_r$  – высота гряды.

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

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

Интересные сведения приводит Н.С. Знаменская [9], указывающая на то, что при движении микроформ в русле сопротивление потоку увеличивается в несколько раз. Однако она отмечает, что единодушное мнение о том, что законы гидравлических сопротивлений спокойных и бурных потоков различны, поставлено под сомнение работами Л.Г. Гогоберидзе. Ею же выполнена оценка известного графика Зегжды. На этот график были нанесены данные экспериментов при наличии в потоке микроформ и установлено, что при движении гряд имеется не одна система линий, а серия кри-

вых, каждое семейство которых связано с данным типом донных форм. Это свидетельствует о том, что оси координат этих семейств, в свою очередь, зависят от формы и характеристик гряд, являющихся функцией параметров потока и наносов.

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

Далеко не полный перечень основных исследований, выполненных при стационарном режиме движения потоков, позволяет обобщить их и сделать ряд выводов.

1. Характер сопротивления движению потоков при возникновении микро- и мезоформ принципиально различен. Более того, ряд исследователей считает, что характер зависимости коэффициента сопротивления от характеристик потока противоположен для разных классов гряд.

2. При возникновении микроформ сопротивление движению потока увеличивается в 2–7 раз.

3. Неподвижные микроформы увеличивают сопротивления движению потока по сравнению с зернисто-шероховатым дном, но это увеличение значительно меньше, чем при подвижном профиле гряд.

4. Сопротивление движению потока микроформ пропорционально их крутизне и относительной высоте гряд и в целом определяется величиной относительной площади, занятой водоворотными зонами, образующимися в подвальях гряд.

5. Форма и размеры гряд зависят от насыщения потока наносами, т.е. от соотношения количества наносов, поступающих в поток, и его транспортирующей способности.

Рассмотрим методику расчета сопротивлений при наличии микроформ. Так, ряд исследователей предлагают считать в качестве расчетной шероховатости высоту гряд. Это предположение несовершенно, так как экспериментами установлено, что при постоянной высоте гряд и изменении параметров потоков крутизна гряд может существенно изменяться, а следовательно, изменяется и сопротивление движению потока.

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

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

$$h_w = \left( \xi_r + \alpha \lambda_r \frac{\ell_r - \ell_a}{R} \right) \frac{V^2}{2g}. \quad (4.14)$$

Здесь  $\xi_r$  и  $\lambda_r$  – соответственно коэффициенты сопротивления формы гряды и зернистой шероховатости;  $\ell_a$  – длина водоворотной зоны;  $\ell_r - \ell_a$  – проекция длины безотрывно обтекаемого участка гряды на горизонтальную ось;  $R$  – гидравлический радиус;  $\alpha$  – коэффициент, учитывающий неравномерность распределения потерь энергии по длине безотрывно обтекаемого участка гряды.

Выразим ту же величину  $h_w$  через коэффициент  $\lambda_r$  полного сопротивления гряды

$$h_w = \lambda_r \frac{\ell_r V^2}{R 2g}. \quad (4.15)$$

Решая совместно (4.14) и (4.15), получим формулу для расчета полного коэффициента сопротивления

$$\lambda_r = \xi_r \frac{R}{\ell_r} + \alpha \lambda_r \left( 1 - \frac{\ell_a}{\ell_r} \right). \quad (4.16)$$

Коэффициент сопротивления зернистой шероховатости может быть найден по любой из формул гидравлики, в частности, по формуле Зегжды или Гончарова (1.12), а длина гряды по одной из эмпирических формул, в частности, формуле Кнороза:

$$\ell_r / R = 2.8 \frac{V}{V - V_K}. \quad (4.17)$$

Таким образом, неизвестными являются значения коэффициента сопротивления формы гряды  $\xi_r$  и коэффициента неравномерности  $\alpha$ , а также отношение  $\frac{\ell_a}{\ell_r}$ .

На основе анализа экспериментальных данных Гришанин рекомендует для расчетов  $\xi_r$  формулу Кнороза (4.13).

Значения коэффициента  $\alpha$  могут существенно отклоняться от единицы, однако из-за недостаточной изученности причин этих от-

клонений рекомендуется в первом приближении принимать  $\alpha$  равным 1.0. Длина водоворотной зоны была получена в среднем равной 10 высотам гряды при значительных отклонениях этой величины в отдельных опытах. Поэтому примем

$$\ell_b = \alpha_i \Delta_r. \quad (4.18)$$

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

$$\lambda_r = 0.2 \frac{\Delta_r}{\ell_r} \left( \frac{\Delta_r}{R} \right)^{0.25} + \lambda_R \left( 1 - \alpha_i \frac{\Delta_r}{\ell_r} \right). \quad (4.19)$$

Формула (4.19) рекомендуется для расчета сопротивления движению потока при возникновении в нем плоских асимметричных гряд. Для чешуйчатых гряд (барханы), характеризующихся наиболее развитыми водоворотными зонами (практически все дно покрыто водоворотами), влияние зернистой шероховатости мало. Поэтому для расчетов  $\lambda_r$  основную роль играет первый член формулы (4.19). Тогда для чешуйчатых гряд формула приобретает вид

$$\lambda_r = 0.2 \frac{\Delta_r}{\ell_r} \left( \frac{\Delta_r}{R} \right)^{0.25}.$$

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

$$\lambda_r = 0.02 \left( \frac{\Delta_r}{R} \right)^{0.25}. \quad (4.20)$$

Формулы (4.14) – (4.20) и другие аналогичные им, полученные на основе ограниченного объема лабораторных данных, при их применении к натурным потокам дают заниженные значения сопротивлений. Это объясняется тем фактом, что в лабораторных лотках с малыми отношениями ширины к глубине и плоскими вертикальными стенками, грядовой рельеф дна получается более упорядоченным, чем в естественных руслах. К тому же значительную роль играет и относительная шероховатость дна. При расчете на натуре песчинки лабораторных лотков превращаются в частицы крупной гальки.

К.В. Гришанин [6] рекомендует два выхода из этого положения: 1) уточнять зависимости типа (4.19) и (4.20) на основе натур-



ных данных и 2) найти новые формулы для расчета грядового сопротивления. Примером первого пути являются исследования Б.Ф. Снищенко [12] на основе данных измерений на перекатах ряда рек ЕТС, получившего для состояния динамического равновесия дна зависимость

$$\lambda_r = 0.23 \frac{\Delta_r}{\ell_r} + 0.0075. \quad (4.21)$$

Формула (4.21) имеет ограниченное применение, так как сопротивление в ней определяется в зависимости от параметров гряды. К тому же она обоснована малым объемом исходной информации. Однако формула (4.21), дающая хотя бы приближенное значение  $\lambda_r$ , доказывает перспективность использования натуральных данных для получения расчетных зависимостей коэффициентов сопротивления гряд от определяющих факторов.

Второй путь, по мнению Гришанина, – это путь получения зависимостей между коэффициентами устойчивости русла и коэффициентами сопротивления гряд. Анализ этих зависимостей выполнен в специальной литературе. Являясь перспективным, этот путь приводит к необходимости решения систем уравнений, в которых число неизвестных превышает число уравнений. Так, при применении функции Эйнштейна шесть уравнений содержат девять неизвестных, а функции Кеннеди пять уравнений – восемь неизвестных. Поэтому при решении таких систем, как правило, необходимо задавать три величины.

Рассмотрим данные натуральных наблюдений за донными грядами. За исключением информации, полученной на Валдайской экспериментальной базе ГГИ, где на р. Полометь в течение ряда лет производились стационарные наблюдения за русловыми процессами, режимами перемещения наносов, в том числе различных видов донных гряд, гидравлическими параметрами потоков и морфометрическими характеристиками русла и пойм, остальные опубликованные данные в основном получены в результате эпизодических, в частности, экспедиционных исследований.

Анализ данных наблюдений на р. Полометь неоднократно выполнялся различными авторами [12 и др.]. Однако глубина этого анализа явно недостаточна и не охватывает всего объема информации. Наиболее полно методика производства наблюдений изложена в работе Ю.М. Корчохи, а Б.Ф. Снищенко выполнен, по нашему

мнению, наиболее интересный ее анализ. Последний пришел к выводу: «В основе механизма переформирования гряд лежит принцип саморегулируемости потоком шероховатости дна. Меняющаяся при этом крутизна гряд отражает этот принцип». Соглашаясь, в частности, с такой постановкой вопроса, необходимо отметить, что в нем отражена только часть одного из блоков саморегулирующейся системы «бассейн–речной поток–русло», а этого явно недостаточно для вскрытия закономерностей этого сложного процесса.

Рассмотрим более детально информацию, полученную по данным наблюдений за пропуском невысокого летнего паводка, продолжительностью 10 суток и весеннего половодья высотой 1.7 м и продолжительностью 30 суток. Сниценко отмечает, что даже такой незначительный подъем уровней в период летнего паводка всего на 17 см вызвал существенные изменения параметров гряд. Причем изменения их высот были значительно большими и более быстрыми, чем длин, что привело к существенному изменению крутизны, а следовательно, и сопротивления гряд. Высота в 3 раза и длина в 1,5 раза превышали их размеры, наблюдавшиеся в предпаводковый период, что, по-видимому, обусловлено большей инерционностью гряд по сравнению с жидким стоком.

Несколько отличен характер переформирования гряд при прохождении половодья. Не вдаваясь в детализацию описания процесса, рассмотрим лишь хронологические графики  $H = f(t)$ ;  $R = f(t)$ ;  $h = f(t)$ ;  $k = f(t)$ ;  $V = f(t)$ ;  $I = f(t)$ ;  $\Delta_r = f(t)$ ;  $l_r = f(t)$ ;  $\Delta_r/l_r = f(t)$  (рис. 4.5) и график зависимости высоты гряд от глубины (рис. 4.6). Как видно на этих рисунках, в начальный период подъема уровней наблюдается интенсивное увеличение высоты, длины и крутизны гряд (рис. 4.7), достигающее максимума несколько ранее наибольших уровней воды. Затем уменьшение этих величин и далее небольшое их увеличение, соответствующее максимуму уровней. Второй максимум высот и длин гряд, примерно равный первому, наблюдается в период спада уровней через 4 дня после их максимума. Следует отметить факт почти синхронного изменения высоты и длины гряд при изменении уровней. Кривые  $\Delta_r = f(t)$  и  $l_r = f(t)$  как бы повторяют друг друга.

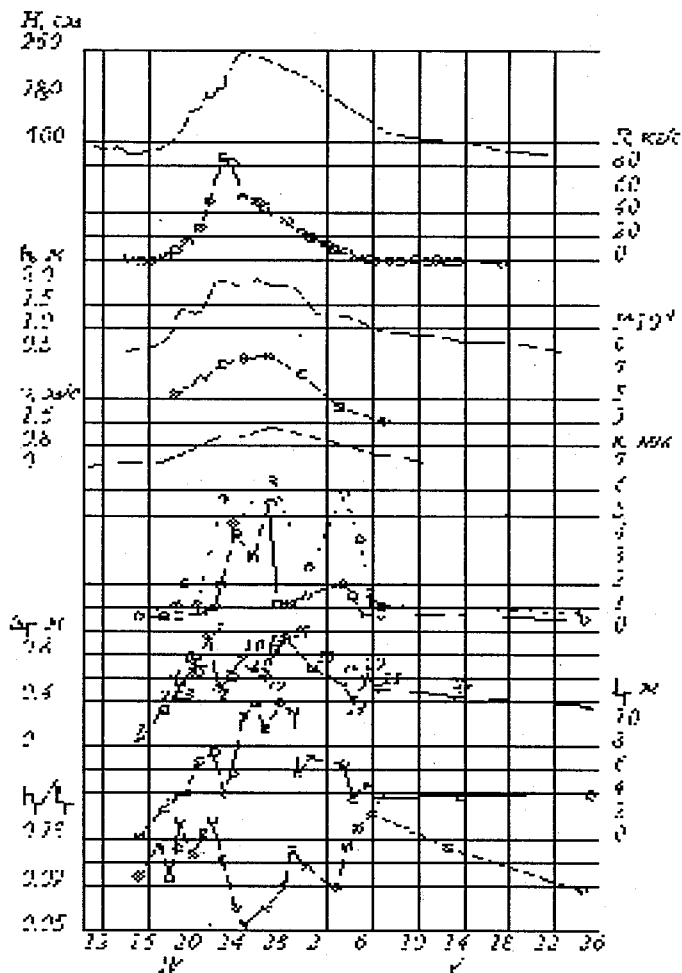


Рис. 4.5. Хронологические графики изменения параметров потока и град за время половодья на р. Полонь (по Б.Ф. Снисенко)

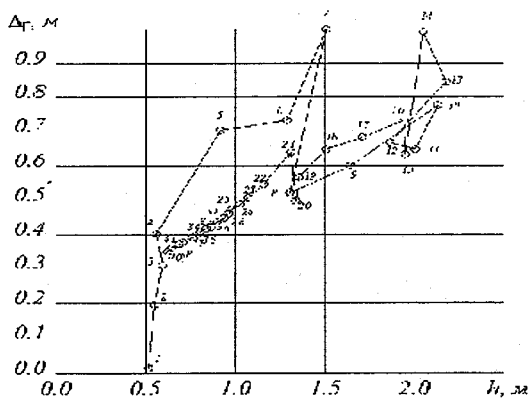


Рис. 4.6. Связь высоты гряд с глубиной потока в половодье на р. Полонь (по Снисенко); точки 1–11 соответствуют подъему уровней, а 12–41 – спаду.

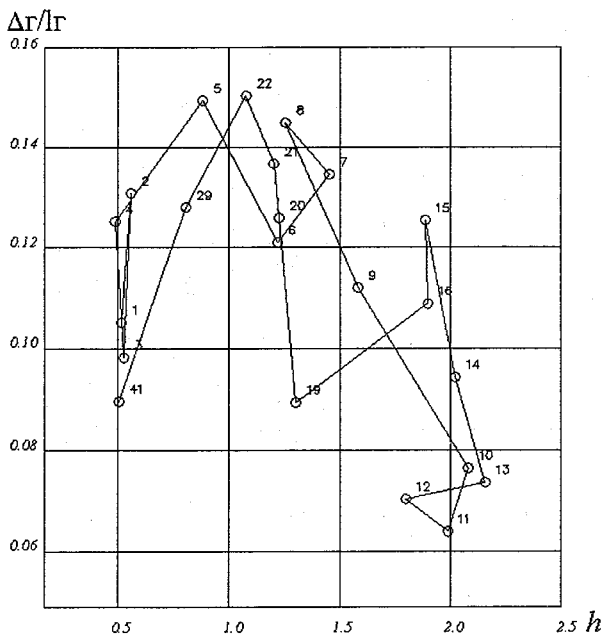


Рис. 4.7. Связь крутизны гряд с глубиной потока в половодье на р. Полонь (обозначения приведены на рис. 4.6)

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

Таким образом, при неустановившемся движении образуется иерархия гряд, определение сопротивлений которых движению потока затруднено. В этих условиях большие трудности представляет установление зависимостей между различными параметрами гряд и их сопротивлением движению потока от определяющих их гидравлических и морфометрических факторов. Это обусловлено тем, что отсутствует ясность в том, какие параметры русел и потоков определяют размеры и другие характеристики гряд того или иного порядка. Действительно, параметры потока изменяются значительно быстрее характеристик гряд вследствие меньшей их инерционности.

Интересные данные приведены Снисенко [12] по результатам наблюдений за донными грядами и другими параметрами потока и русла в нижнем бьефе Куйбышевского гидроузла на р. Волге при резко выраженном неустановившемся режиме за счет суточного (амплитуда уровней достигала 3.0 м) и недельного регулирования стока, а также в период пропуска половодья (амплитуда составила 5.5 м)

Такой режим работы гидроузла резко отличается от бытовых условий и нарушает процесс саморегулирования исследуемой системы, тем более что поступление наносов из водохранилища в нижний бьеф фактически отсутствует.

По-видимому, целесообразно выполнить анализ этих материалов в разделе, освещающем факторы, нарушающие процесс саморегулирования системы.

Проведенный анализ методов расчета сопротивлений донных гряд движению потоков показывает, что в настоящее время получе-

ны лишь частные решения проблемы, а на пути разработки обобщающей теории имеется ряд существенных препятствий. Как уже указывалось, к выводу о необходимости перехода к системному анализу проблемы, т.е. к анализу сопротивлений в системе «бассейн–речной поток–русло реки» вплотную подошел ряд исследователей, в частности, Н.С. Знаменская [9] и Б.Ф. Сنيщенко [12]. Авторы данного пособия также считают, что исследования донных гряд позволили решить ряд частных вопросов, вскрыть физическую сущность процесса их сопротивлений движению потоков, но не решили проблему создания теории возникновения донных гряд. Действительно, все опубликованные концепции происхождения и классификации донных гряд не учитывают принципа саморегулирования, т.е. того, что поток сам в зависимости от условий формирования жидкого и твердого стока в бассейне реки, характера его поступления в русло и других факторов формирует ту или иную форму перемещения наносов (безгрядную или донногрядовую) и соответственно сопротивлению движению потоков. Именно системный подход должен стать тем ключом, который поможет вскрыть основные принципы и закономерности формирования и происхождения донных гряд.

#### **4.3. Влияние извилистости рек на гидравлические сопротивления речных русел**

Криволинейные участки рек имеют наибольшее распространение в природных условиях. Более того, прямолинейные участки рек, относительно редко встречающиеся в естественных условиях, можно также считать криволинейными с бесконечно большим радиусом кривизны.

Не останавливаясь на детальном анализе концепций о причинах извилистости речных русел, число которых превышает 30, отметим лишь одну из основных причин – Кориолисову силу, отклоняющую вектор скорости от прямолинейного движения. Далее, при криволинейном движении возникает центробежная сила, величина которой пропорциональна квадрату скорости и кривизне струй потока.

При рассмотрении ускоренного движения тела в соответствующей (ускоренной) системе отсчета следует, кроме обычных сил, учитывать силу инерции. В частности, в случае вращательного

движения наряду с центростремительной силой, обусловленной перепадом давления, следует учитывать приложенную к телу центробежную силу инерции. При движении жидкости первоначальным источником центростремительной силы является сила упругости деформируемой стенки. Эта сила уравнивается равной ей центробежной силой. В неподвижной же системе отсчета на частицу действует только центростремительная сила, которая и обеспечивает ее движение.

Основной сложностью, препятствующей созданию теории движения потоков на повороте русел, а следовательно, и методики расчета их параметров, является недостаточность наших знаний о механизме движения потоков не только на сложном изгибе, но и на одиночном. Именно это привело к разработке двух принципиально различных концепций, объясняющих особенности движения потоков на изгибах русел несмотря на то, что они основаны на одном и том же экспериментальном материале, как правило, полученном в лабораторных условиях.

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

Вторую концепцию в 1799 г. выдвинул французский исследователь Дюбуа, представлявший движение потока на изгибе как последовательное его отражение от стенок канала. В последующий период эта концепция разрабатывалась рядом исследователей, но только в последние годы была доведена до практической реализации при расчете деформаций излучин Н.Е. Кондратьевым. При этом допускается, что массы жидкости как бы ударяются о вогнутый берег и отражаются от него как солнечный луч от зеркала. Это отражение происходит не в горизонтальной плоскости, а в пространстве, но основное условие теории отражения о равенстве углов падения углам отражения выполняется неукоснительно. Заглубление отраженной струи будет тем меньше, чем больше отношение ее кинетической энергии к потенциальной. К сожалению, данная концепция не доведена до расчетных формул.

Проблема гидравлических сопротивлений при криволинейном движении потока не является однозначной. Так, проф. А.Я. Милович в 1914 г., выполняя экспериментальные исследования движения потока на одиночном изгибе с углом поворота в  $180^\circ$ , пришел к выводу о «нерабочем изгибе потока», т.е. о том, что поток преодолевает изгиб с минимальными затратами энергии. Этот вывод он сделал на основании анализа траекторий движения поверхностного поплавка с нанесенной на него стрелкой. Было установлено, что поплавок преодолевает изгиб без вращения вокруг собственной оси.

В то же время скоростное поле потока на изгибе сложно деформируется, эпюра распределения скоростей по глубине выравнивается. Это приводит к тому, что при одной и той же средней на вертикали скорости потока донные скорости возрастают (по сравнению с прямолинейными участками). Следовательно, при прочих равных условиях наблюдается увеличение скоростей обтекания выступов шероховатости, приводящее к увеличению гидравлических сопротивлений.

Другим существенным фактором является появление на изгибе поперечных течений. Их причиной исследователи считают неравенство центробежных и центростремительных сил на различных глубинах потока. Центробежная сила приложена к частичке жидкости, следовательно, она пропорциональна квадрату местной изменяющейся по глубине скорости, а центростремительная сила в жидкости заменяется реакцией опоры. Следовательно, она пропорциональна квадрату средней на вертикали скорости. Неравенство этих сил по глубине потока и вызывает циркуляционные течения. При этом на поверхности циркуляционные скорости направлены от центра, а в придонной области, наоборот, к центру изгиба. На обтекание выступов шероховатости циркуляционными скоростями также затрагивается определенное количество энергии, что приводит к увеличению гидравлических сопротивлений.

Установлено, что при входе потока на криволинейный участок русла наблюдается трансформация эпюры распределения продольных скоростей по ширине потока, в частности, средних на вертикали скоростей. При этом максимум скоростей в начале изгиба смещается к выпуклому, а в конце изгиба перемещается к вогнутому берегу. Такая трансформация поля скоростей происходит под воз-



действием поперечных составляющих скоростей, получивших название скоростей смещения [5]. Эти скорости также обтекают выступы шероховатости, расположенные на дне и берегах русла. Следовательно, при этом также затрачивается определенное количество энергии, что в конечном итоге увеличивает гидравлические сопротивления.

При преодолении потоком изгибов большой кривизны, где последняя больше критической, ниже по течению центрального створа изгиба у выпуклого берега происходит отрыв потока и формируется водоворотная зона. На ее формирование затрачивается определенное количество энергии, что также приводит к увеличению гидравлических сопротивлений.

Комплексная оценка всех видов этих сопротивлений по лабораторным данным показала, что суммарное их увеличение не превышает 15% от путевых сопротивлений.

Натурные исследования поведения потоков на изгибе выполнялись рядом исследователей [2 и др.]. В частности, И.Л. Розовский, проведя анализ результатов комплексных исследований поведения потока на изгибе как в лабораторных условиях, так и в натуральных на р. Сосьве с углом поворота  $\alpha \approx 1/2\pi$ , подтвердил полученные выше выводы.

Следует отметить, что большое влияние на гидравлические сопротивления на изгибе русла оказывают наносы как взвешенные, так и донные. При этом особенно велика роль последних, которые при переходе в донногрядовую фазу увеличивают гидравлические сопротивления в 2–7 раз.

К сожалению, методы расчетов гидравлических сопротивлений на изгибе русла при движении потоков в нем нельзя признать совершенными, так как они, как правило, основаны на эмпирических формулах. В качестве примера можно привести методику В.Н. Гончарова [5], основанную на зависимости

$$n_p = n_0(1 + \beta),$$

где  $n_p$  и  $n_0$  – расчетное значение коэффициента шероховатости на изгибе руслового потока и аналогичное его значение на прямолинейном участке;  $\beta$  – параметр, учитывающий долю площади, занятую водоворотной зоной, а также увеличение гидравлических сопротивлений за счет трансформации скоростного поля потока.

Как указывалось, криволинейные участки русла (излучины) имеют широкое распространение в природных условиях, резко увеличивая общие гидравлические сопротивления за счет путевых сопротивлений. Это особенно четко отражается при типе руслового процесса – свободное меандрирование. Действительно, длина излучины во много, иногда в десятки раз, превышает длину спрямляющего участка. Следовательно, путевые гидравлические сопротивления меандрирующего русла значительно превышают аналогичные, но спрямляющего русла.

Криволинейное движение потока является одной из форм в процессе саморегулирования в системе поток–русло. Резкое увеличение сопротивлений приводит к существенному уменьшению скоростей и, как следствие, к уменьшению транспортирующей способности потока. Учитывая, что движение воды только по руслу, без выхода ее на пойму, осуществляется в основном в меженный период, когда поступление наносов ограничено, такой процесс приводит к сохранению баланса наносов, а следовательно, и к увеличению устойчивости русла.

В процессе саморегулирования принимает участие большое количество различных факторов: жидкий сток, сток наносов, русловые образования и др. Сам же процесс саморегулирования направлен на сохранение деятельности системы за счет внутренних резервов.

Обобщая, следует отметить, что основным источником гидравлических сопротивлений при движении потока по излучинам является значительное увеличение путевых сопротивлений, обусловленное резким увеличением длины излучин по сравнению со спрямленными участками. Дополнительные же сопротивления за счет трансформации поля скоростей, вторичных течений и водоворотных зон менее существенны и не превышают 15 % от путевых сопротивлений.

## 5. ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЗАРАСТАЮЩИХ РУСЕЛ

### 5.1. Дополнительные сопротивления водной растительности

Малые, средние, а иногда и большие реки в межень зарастают водной растительностью, которая оказывает значительное дополнительное сопротивление движению руслового потока. Как отмечает К.В. Гришанин [6], растительность является особым и очень сложным видом шероховатости.

Сопротивление однородной наземной растительности широко изучалось в метеорологии. Теоретическое описание профиля скоростей над сельскохозяйственными полями и над лесными массивами приводится, в частности, в работе А.С. Мони́на и А.М. Яглома. Полученные результаты теоретических исследований приземного слоя атмосферы получили достаточно надежное подтверждение натурными данными.

Значительно сложнее обстоит проблема расчета гидравлических сопротивлений в зарастающих руслах. Это обусловлено весьма сложной структурой потоков в заросших руслах, трудно поддающейся схематизации и анализу.

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

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

Гидрологический режим включает в себя характеристики жидкого и твердого стока, особенности морфологического строения участка реки, рельеф дна и характер грунтов, режим движения донных наносов и пр. В особые группы выделяются характеристики термиче-

ского и химического стока, поскольку они в значительной мере определяют базовые условия произрастания водной растительности.

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

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

$$\rho ghI = \rho \frac{V_p^2}{2} s_m C_3 k_b \frac{1}{M_p^2}, \quad (5.1)$$

где  $\rho$  – плотность воды;  $g$  – ускорение свободного падения;  $h$  – глубина потока;  $I$  – гидравлический уклон;  $V_p$  – средняя скорость в пределах растительного слоя;  $s_m = f(h_p, d_p)$  – площадь миделя растительного элемента высотой  $h_p$  и характерным диаметром  $d_p$ ;  $C_3$  – коэффициент гидравлического трения одного элемента;  $k_b$  – коэффициент взаимного влияния растительных элементов, учитывающий степень гидродинамического затенения одних элементов другими;  $M_p$  – средний размер площади дна, на которой закреплен один растительный элемент.

В.С. Боровков, учитывая, что  $\rho ghI = \lambda \rho \frac{V^2}{8}$ , выражает коэффициент гидравлического трения  $\lambda$  в виде

$$\lambda = 4 \frac{V_p^2}{V^2} s_m C_3 k_b \frac{1}{M_p^2}. \quad (5.2)$$

При этом  $\lambda$  на практике определяется из выражения

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 0.4 \left( \frac{h}{h_p} \right)^{\frac{1}{2}\sqrt{\lambda}} j, \quad (5.3)$$

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

Учитывая (5.2) и используя гипотезу замыкания Л. Прандтля, В.С. Боровков выражает распределение местных скоростей в растительном слое в виде

$$\frac{u}{u_p} = 1 - \frac{sh \frac{1}{Kj} \left( 1 - \frac{z}{h_p} \right)}{sh \frac{1}{Kj}}, \quad (5.4)$$

где  $K$  – постоянная Кармана.

По данным натурных исследований РГГМУ, на р. Оредеж было уточнено значение  $K$  для зарастающей реки. При этом был использован тот же прием, что и Л. Прандтлем: расчетные профили увязывались подбором  $Kj$  с местными скоростями, измеренными микровертушкой в толще водной растительности. В результате проделанной работы удалось установить, что  $K < 0.4$  и в среднем составляет  $K \cong 0.2$ .

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

ландшафта. Именно в этом заключается одна из задач реализуемых в России мониторинга водных объектов и программ охраны окружающей среды.

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

1) в виде системы введенных в поток продольных тормозящих поверхностей, многократно увеличивающих смоченный периметр русла (рис. 5.1,а);

2) в виде совокупности препятствий, создающих очаги местных сопротивлений (рис. 5.1,б).

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

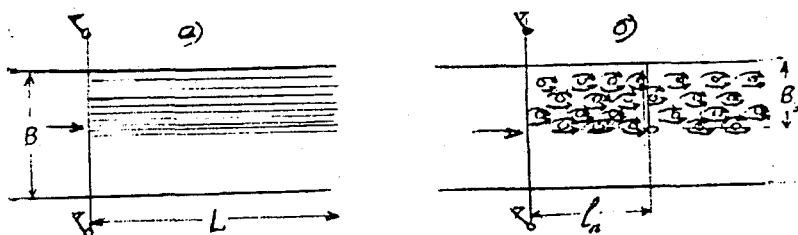


Рис. 5.1. Различные виды схематизации растительности

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

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

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

## 5.2. Методы расчетов гидравлических сопротивлений зарастающих русел

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

$$Q_i = K_{зар_i} Q_0$$

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

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

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

$$n_3 = \left\{ n_0^2 \left[ 1 - d_p \sqrt{ \alpha_r + \frac{182h^{1/3} a_r d_p h_p}{2g(\text{Re}10^{-3})^{1.2}} } \right] \right\}^{0.5}, \quad (5.5)$$

где  $d_p$ ,  $h_p$ ,  $\alpha_r$  – характеристики зарастания, соответственно, диаметра, высоты стеблей (м), относительной густоты водных растений (число водных растений на  $1 \text{ м}^2$ ); остальные обозначения общеизвестны.

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

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



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

$$\lambda_3 = \lambda_0(1 - d_p \sqrt{\alpha_r}) + \kappa_n \alpha_r d_p h_p, \quad (5.6)$$

где  $\lambda_0$  – коэффициент сопротивления дна;  $d_p$  – поперечный размер растений;  $\kappa_n$  – коэффициент лобового трения;  $h_p$  – высота водных растений в толще потока.

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

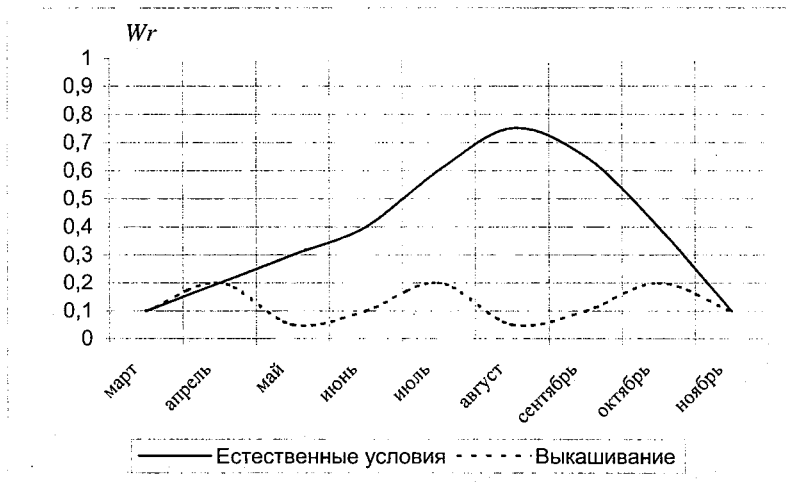


Рис. 5.2. Изменение характеристики зарастаемости общей площади сечения  $W_r$  за теплый период года в естественных условиях и при выкашивании

В качестве примера на рис. 5.2 приведено изменение во времени отношения площади, занятой растительностью к общей площади сечения по [22].

Выкашивание производится специальными водными комбайнами, а поднятая из рек и каналов водная растительность используется в дальнейшем в сельском хозяйстве.

В период 50–70 гг. голландскими учеными были проведены исследования, направленные на установление связи между сопротивлением движению потока и водной растительностью в различные периоды вегетации. Итоговый график зависимости коэффициента шероховатости  $n$  от  $W_r$  для данных различных авторов [22] приведен на рис. 5.3.

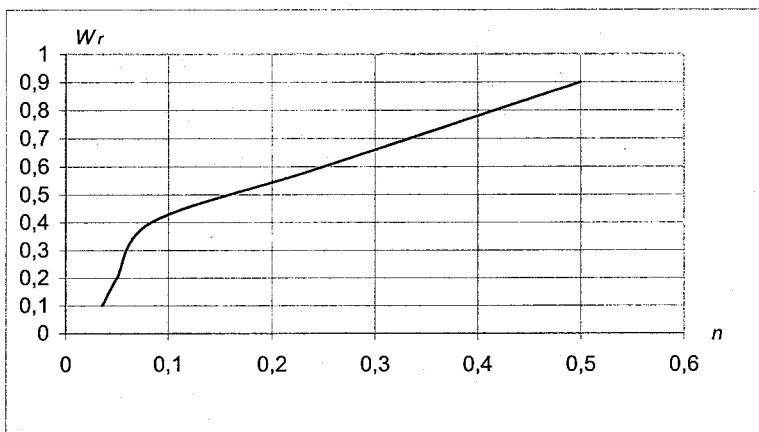


Рис. 5.3. Зависимость величины коэффициента шероховатости  $n$  от параметра  $W_r$ .

В ряде работ зарубежных авторов сделаны попытки перейти от характеристик сопротивления отдельного растительного элемента к сопротивлениям массы водной растительности.

Под влиянием указанных выше факторов на участке реки формируются сложные растительные сообщества. Рассмотрим основные особенности распространения водной растительности в русле реки.

В поперечном сечении русла Э. Квернер [22] выделяет четыре типа развития водной растительности (рис. 5.4).

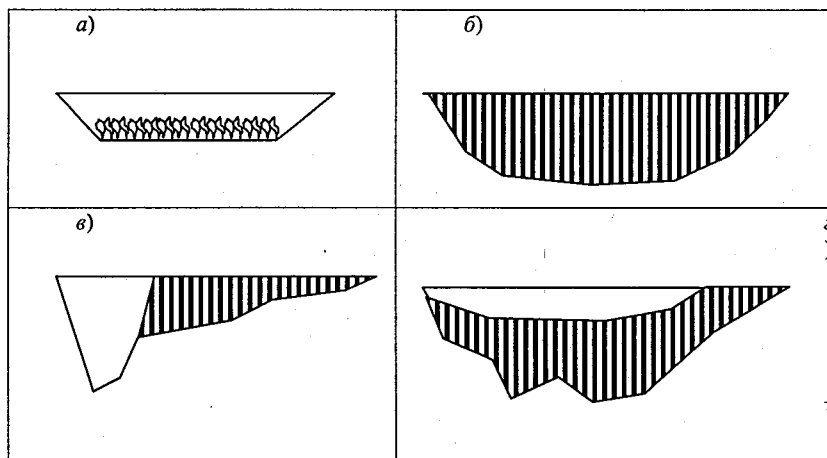


Рис. 5.4. Типы развития растительности:  
 а) русло, заросшее по дну (в основном облицованные каналы);  
 б) полностью заросшее русло; в) русло, заросшее по берегам;  
 г) частично заросшее русло

Однако, как показывают наблюдения на малых реках, приведенная типизация распространения водной растительности весьма схематична и не полностью отражает особенности ее сопротивления движению потока.

Как показывают натурные наблюдения РГГМУ, выполненные в верхнем течении р. Оредеж в 1996–2002 гг., видовой состав водной растительности весьма разнообразен (14 видов на 3 км длины реки), а количество экземпляров растений изменяется по ширине русла от 5 до 19 на  $\text{дм}^2$ . При этом различные типы водной растительности образуют достаточно однородные сообщества, места обитания которых хорошо увязывается с особенностями морфологического строения русла и долины реки. На стрежне типичны растения с хорошо развитой корневой системой (остролист, рдест), длина этих растений может в 2–4 раза превышать максимальную глубину. В омутах, на плесах, как правило, наблюдаются широколиственные растения (кубышки, лилии и т.п.), достигающие поверхности воды. Для затонских частей пойменных массивов характерно одновременное произрастание болотной надводной и водной растительности.

Необходимо отметить интересную особенность влияния высокой и густой лесной растительности на распространение водной растительности. Так, при южной экспозиции леса на берегу по отношению к руслу, растительность в реке значительно угнетена. Это объясняется недостатком освещенности под пологом леса. В русле в этом случае наблюдается движение донных наносов, дополнительно препятствующее развитию растений (рис. 5.5).

При наличии в русле даже слабого течения воды  $V = 10-15$  см/с в плотной массе водной растительности образуются своеобразные транзитные коридоры, по которым происходит движение воды. Таким образом, единая кинематическая структура потока нарушается и представляет собой композицию нескольких отдельных струй, зачастую с заглубленными под уровень максимальными скоростями.

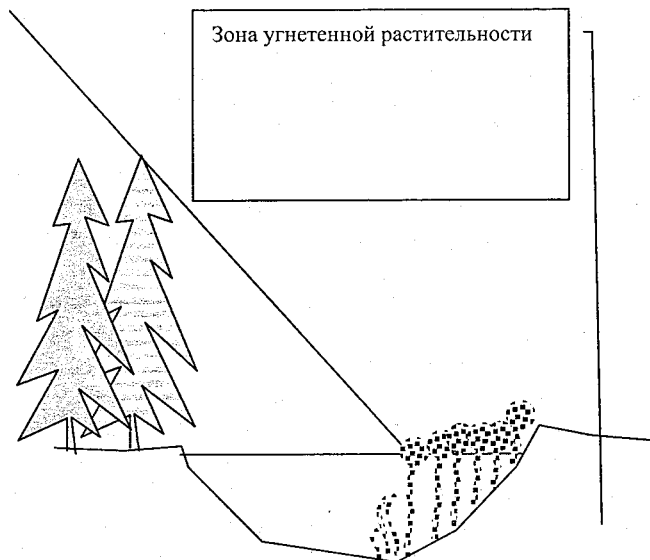


Рис. 5.5. Затенение водной растительности кроной леса

При изменении скорости течения воды гидравлические сопротивления в заросшем русле также изменяются. Однако эти изменения зависят от вида водной растительности. Так, при увеличении скорости течения растения, имеющие упругий стебель (камыш, тростник, хвощи и т.п.) изгибаются под напором потока и, начиная

вибрировать, несколько уменьшают сопротивления. Стелющиеся растения (рдесты, остролисты и т.п.) прижимаются течением ко дну, создавая плотный ковер и уменьшая тем самым гидравлические сопротивления. Растения с плавающими листьями (кувшинки, лилии, кубышки) при увеличении уровня воды резко увеличивают сопротивления за счет значительного тормозящего действия погружившихся листьев. К сожалению, в настоящее время отсутствуют расчетные методики, позволяющие учитывать эти изменения.

Изменение биомассы водной растительности носит сезонный и многолетний характер. Сезонные изменения биомассы тесно связаны с гидрологическим режимом реки и поддаются достаточно надежному прогнозированию (например, по связи объемов биомассы с суммой средне – декадных температур воды). Вопрос о многолетних колебаниях гидравлических сопротивлений, связанных с водной растительностью, значительно менее изучен. Выполненные в РГГМУ исследования показали, что даже в пределах одного климатического района Северо-Западного региона изменения коэффициентов шероховатости на зарастающих малых реках от года к году не поддаются географическому обобщению. Процессы развития водной растительности даже на соседних участках одной реки асинхронны в многолетнем периоде, а на ряде рек имеют выраженный тренд. Так, в верховьях р. Оредеж после проведения в 70-х годах мелиоративных работ на водосборе изменился режим питания реки: большая часть стока стала формироваться за счет поверхностной составляющей. Это привело к резкому (на 5–7° С) увеличению среднемесячных температур воды в мае–июле, и как следствие, к бурному развитию высшей водной растительности в реке. До настоящего времени еще не достигнут естественный предел накопления биомассы в р. Оредеж и зарастание реки продолжается. Обратный процесс отмечается в р. Охте. Под влиянием избыточной антропогенной нагрузки была превышена способность реки к самоочищению, что привело к угнетению водной растительности.

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

## 6. ВЛИЯНИЕ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ И ПРОПУСКНУЮ СПОСОБНОСТЬ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Практически на всех реках России наблюдаются ледовые явления. При их возникновении резко увеличиваются гидравлические сопротивления движению потоков в речных руслах и соответственно уменьшается их пропускная способность. Проблема расчетов пропускной способности русел под ледяным покровом, основанная на расчетах гидравлических сопротивлений, имеет большое практическое значение, в частности, в нижних бьефах ГЭС. Рассмотрим один из примеров, когда из-за неправильных расчетов при сбросе в нижний бьеф Красноярской ГЭС расчетного расхода воды в  $3500 \text{ м}^3/\text{с}$  на кромке полыньи возник зажор. При его прорыве образовавшаяся волна затопила несколько поселков, нанеся существенный материальный и моральный ущерб их жителям.

Изучению зимнего режима рек посвящены исследования многих известных отечественных и зарубежных исследователей. Так, в конце XIX в. были опубликованы труды К.С. Веселовского и М.А. Рыкачева, а в начале XX в. В.М. Лохтина, В.Б. Шестаковича и др. Детальный анализ исследований по данной программе как раннего периода, так и современных выполнен Б.П. Пановым, Я.Л. Готлибом и др.

В этих и других работах приведены как классификации рек по особенностям зимнего режима, так и выполнен анализ методов расчетов потоков под ледяным покровом.

В курсе гидрологии суши и гидрофизики был выполнен достаточно глубокий анализ типизации рек по зимнему режиму. Однако для целей разработки методики расчета параметров потоков под ледяным покровом эти типизации непригодны, ибо основной нашей задачей является исследование возможностей применения достижений теории плоского потока к расчету потоков под ледяным покровом.

К плоским же потокам относятся только те потоки, которые протекают под сплошным ледяным покровом, плавающим на воде, т.е. напорные потоки. Практически возможен расчет параметров потоков и при наличии многослойного льда внутри них, но при условии, что каждый слой льда занимает всю ширину потока и имеет достаточно большое распространение по длине реки, т.е. необходимо соблюдение равномерности движения таких потоков и неизменности их шероховатости.

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

Можно выделить в отдельную группу большие реки, текущие с юга на север. Это, в первую очередь, большие сибирские реки Обь, Енисей и Лена, а также реки, протекающие по Европейской территории страны Печора, Северная Двина и др.

На большинстве из них наблюдается довольно интенсивный осенний ледоход, обычно сопровождаемый образованием заторов и зажоров. Ледовый покров на таких реках образуется в результате смерзания отдельных льдин различных размеров и ориентации (горизонтальных, вертикальных или промежуточных положений). Именно это приводит к резкому увеличению шероховатости нижней поверхности ледяного покрова ( $n_n$ ) в момент образования ледостава.

Немногочисленные наблюдения, проведенные в полевых условиях на ряде рек страны (например, на р. Енисей или р. Ангаре), позволили получить графики зависимости  $n_n = f(t)$  (рис. 6.1).

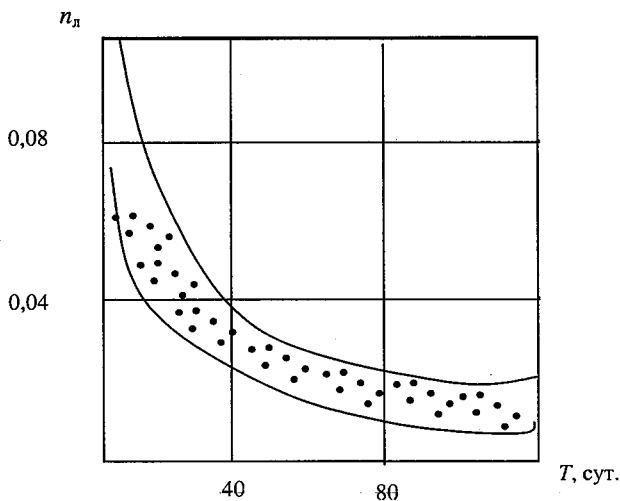


Рис. 6.1. Зависимость  $n_n = f(t)$ , полученная по данным наблюдений на реках Ангара и Енисей

Как видно на рис. 6.1, значения коэффициента шероховатости ( $n_n$ ) после образования ледяного покрова достигают величины 0.08–0.12 и уменьшаются по экспоненциальной зависимости до значений 0.016–0.033 в конце зимы.

Такой характер зависимости  $n_n = f(T)$  обусловлен следующим. Из-за смерзания льдин во время осеннего ледохода, часто сопровождаемого заторами и зажорами, нижняя поверхность льда имеет очень большую шероховатость, значение которой существенно изменяется от года к году. Затем под влиянием текущей воды и нарастания льда на его нижней поверхности высота выступов шероховатости уменьшается, они как бы обтаивают, острые выступы сглаживаются, что приводит к постепенному уменьшению значений коэффициентов шероховатости (на рис. 6.1 до 0.016–0.033). Этот процесс практически продолжается весь зимний период и только весной перед вскрытием реки отмечается небольшое увеличение значений  $n_n$ , обусловленное изменением структуры льда. Данный график является типичным для рек, текущих на север с осенним ледоходом и устойчивым ледоставом в зимний период.

Несколько отличный процесс замерзания наблюдается на малых и средних реках, текущих с севера на юг. Замерзание на них начинается с появления заберегов (сначала у берегов, где скорости течения наименьшие). Постепенно забереги разрастаются и, достигая стрежня реки, срстаются. Высота выступов шероховатости значительно меньше, чем в предыдущем случае и значения коэффициентов шероховатости достигают лишь  $n_n = 0.04–0.06$ . Однако и в этом случае наблюдается постепенное уменьшение коэффициентов шероховатости во времени, хотя интенсивность этого изменения будет значительно меньшей, чем в первом случае. Причиной уменьшения коэффициентов шероховатости также является сглаживание (обтаивание) выступов шероховатости на нижней поверхности льда текущей водой.

В этом случае положение динамической оси потока является более устойчивым, чем в первом случае и значительно меньше изменяется во времени и в пространстве.

Можно выделить еще несколько промежуточных типов замерзания рек, но это уже не имеет принципиального значения для разработки и применения расчетных методов. Все описанные процессы замерзания относятся к незарегулированным рекам. На зарегулиро-



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

## 6.1. Методы расчетов параметров потока под ледяным покровом

### *6.1.1. Методы расчетов сопротивлений, основанные на теории плоского потока*

Все методы расчета параметров потоков под ледяным покровом можно подразделить на две группы. К первой относятся методы, основанные на теории плоского потока, ко второй – на определении расчетной величины осредненного по сечению коэффициента шероховатости.

Примером методов первой группы является методика, разработанная В.Н. Гончаровым [5]. Примем глубину и скорость потока в бытовых условиях равными  $h_0$  и  $V_0$  и шероховатость дна  $\Delta_d$ . При этом допускается, что шероховатость дна при образовании ледяного покрова не изменяется. При возникновении ледяного покрова глубина потока ( $h$ ) увеличивается, а скорость ( $V$ ) уменьшается. Задачей расчета является определение глубины и скорости потока под ледяным покровом по соответствующим их значениям при открытом русле (при постоянном значении расхода воды) и значениям высоты выступов шероховатости дна ( $\Delta_d$ ) и льда ( $\Delta_l$ ).

Разделим поток под ледяным покровом на два потока: поток подо льдом и поток у дна (рис. 6.2).

Обозначим параметры этих потоков соответствующими индексами. Для потока подо льдом введем индекс «л», например  $h_l$ ,  $V_l$ ,  $\Delta_l$ . Для потока у дна – индекс «д», например  $h_d$ ,  $V_d$ ,  $\Delta_d$ . Движение жидкости во всех потоках принимается равномерным.

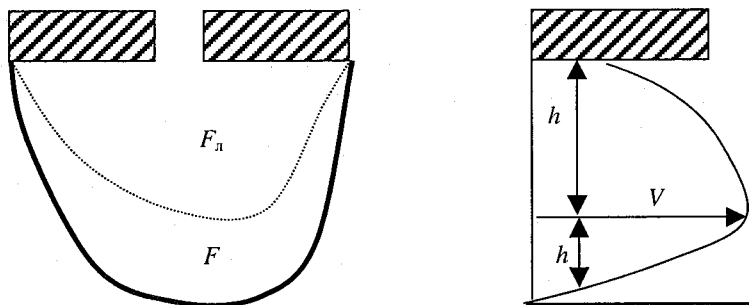


Рис. 6.2. Поток под ледяным покровом

На основе анализа равенства действующих касательных сил силам сопротивления движению потоков (отдельно у дна и около нижней поверхности льда) для условий плоского потока, выраженных через максимальную скорость, получим, что

$$h_n / h_d = (\Delta_n / \Delta_d)^{1/5} \text{ и далее } h_n / h = 1 / [1 + (\Delta_n / \Delta_d)^{1/5}].$$

Определив соотношение между средними скоростями всего потока под ледяным покровом и его составляющими ( $V_n$  и  $V_d$ ), исходя из равенства касательных сил сопротивления действующим силам, выраженным через средние скорости этих потоков и пропуская промежуточные преобразования, получим  $V_n = V_d = V$ .

Учитывая основное условие о равенстве расходов воды в летний и зимний периоды, получим

$$q_0 = q = V_0 h_0 = V h = V h_d + V h_n = V h_d (1 + h_n / h_d) = V h_d [1 + (h_n / h_d)^{1/5}].$$

$$\text{Принимая } V = V_d = 4 \lg(6.15 h_0 / \Delta_d) \sqrt{2g h_n I},$$

$$V_0 = 4 \lg(6.15 h_0 / \Delta_d) \sqrt{2g h_0 I}.$$

С учетом аппроксимации получим

$$V = V_d = 6.4 (h_n / \Delta_d)^{1/8} \sqrt{2g h_0 I};$$

$$V_0 = 6.4 (h_0 / \Delta_d)^{1/8} \sqrt{2g h_0 I}.$$

Следовательно,  $V / V_0 = (h_n / h_0)^{5/8} h_n / h_0 = 1 / [1 + (\Delta_n / \Delta_d)^{0.2}]^{8/13}$ ;

$$h / h_0 = [1 + (\Delta_n / \Delta_d)^{0.2}]^{0.385}.$$

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

### *6.1.2. Методы расчета, основанные на определении приведенного коэффициента шероховатости*

Второе направление основано на вычислении осредненного для русла в целом коэффициента шероховатости, называемого приведенным коэффициентом шероховатости. Последующий расчет рекомендуется выполнять по формулам Шези-Павловского или даже Шези-Маннинга.

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

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

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

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

3. Деление живого сечения на указанные в предыдущем пункте части осуществляется либо пропорционально длине соответствующей части смоченного периметра (Н.Н. Павловский, Г.К. Лотгер и др.), либо по линии раздела, соединяющей точки, соответствующие положению максимальных на вертикали скоростей (П.Н. Белоконь, И.М. Коновалов, В.М. Маккавеев и др.).

Такой характер деления сечения приводит к субъективному назначению частей сечения. Так, часто принимают  $F_d = F_d$  или  $R_d = R_d = R$ .

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

Рассмотрим наиболее распространенные и обоснованные расчетные методы.

Одним из первых расчет осредненного коэффициента шероховатости ( $n_c$ ) для русел с резко отличной шероховатостью по периметру сечения предложил Н.Н. Павловский. Он исходил из положения о равенстве касательных сил сопротивления по периметру потока – действующей в данном сечении касательной силе:

$$\tau_d \chi_d + \tau_n \chi_n = \rho g F I, \quad (6.1)$$

где  $\tau_d$  и  $\tau_n$  – осредненные касательные силы сопротивления частей смоченного периметра русла с резко отличной шероховатостью, в частности, дна  $\chi_d$  и льда  $\chi_n$ .

Исходя из уравнения (6.1), Павловский рекомендует расчет коэффициента Шези для русла в целом выполнять по формуле

$$\bar{C} = C_d C_n \sqrt{\frac{1 + \alpha_2}{\alpha_2 C_d^2 + C_n^2}}, \quad (6.2)$$

где  $C_d$  и  $C_n$  – скоростные коэффициенты Шези для частей потока, подверженных воздействию различной шероховатости ( $n_d$  и  $n_n$ );  $\alpha_2 = \chi_d / \chi_n$ .

Для расчета приведенного коэффициента шероховатости он рекомендует формулу

$$n_c = \sqrt{\frac{n_d^2 + \alpha n_n^2}{1 + \alpha_2}}. \quad (6.3)$$

Сложность применения формул (6.2), (6.3) заключается в субъективизме при определении частей площади сечения потока, соот-

ветствующих тормозящему влиянию стенок с различной шероховатостью.

Далее, Павловский для вычисления коэффициентов Шези рекомендует свою формулу, которая разработана им для расчетов потоков с глубинами менее 3 м.

Впервые уравнение (6.1) для расчетов параметров потоков под ледяным покровом применил П.Н. Белоконь, принявший вместо уклона дна гидравлический уклон. Он разделил поток на два отсека по линии максимальной скорости (рис. 6.2), а касательные напряжения на дне и нижней поверхности льда рекомендует определять по зависимостям

$$\tau_n = \rho g \frac{V^2}{C_n^2}; \quad \tau_d = \rho g \frac{V^2}{C_d^2}.$$

Коэффициент Шези потоков под ледяным покровом и у дна рекомендуют вычислять по формуле Маннинга, а средние скорости этих потоков – по формуле Шези.

Гидравлические радиусы отсеков потоков рекомендуется определять по формулам  $R_n = \frac{F_n}{\chi_n}$ ;  $R_d = \frac{F_d}{\chi_d}$ ; для широких русел обычно принимают  $\chi_n = \chi_d = B$ .

Приведенный коэффициент Шези определяется по формуле

$$\frac{1}{C_c^2} = \frac{1}{C_d^2} = \frac{1}{C_n^2}, \quad (6.4)$$

а приведенный коэффициент шероховатости русла –

$$n_c = n_d \left[ 1 + \alpha_2 \left( \frac{n_n}{n_d} \right)^{1.5} \right]^{2/3}. \quad (6.5)$$

Недостатком методики является субъективизм и неопределенность деления площади сечения потока на две части. Это обусловлено недостаточной степенью точности измерения скоростей и, как следствие, неточным определением положения линии максимальных на вертикалях скоростей. Помимо этого, А.А. Сабанеев считает, что при выводе уравнения Белоконь упустил множитель 2, т.е. формулу (6.4) необходимо записать в виде

$$C_c^2 = C_d^2 = C_l^2$$

Соответственно формула (8.9) будет иметь вид

$$n_c = n_d \left[ \frac{1 + \alpha_2 \left( \frac{n_d}{n_c} \right)^{2y+1}}{1 + \alpha_2} \right]^{y+0.5},$$

где  $y$  – показатель степени в формуле Павловского.

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

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

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

где  $\bar{h}$  – средняя глубина потока до нижней поверхности шуголедяного покрова;  $k = 0.63$  – постоянный коэффициент, полученный из формулы Сабанеева.

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова рекомендуется вычислять по формуле

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

полученной на основе формул Сабанеева и Белокопя.

Имеется ряд предложений и других авторов (Ф.Ф. Раззорова, ВИ. Синотина и др.), но они принципиально не отличаются от приведенных выше.

Основным недостатком всех этих методов является отсутствие таблиц для определения значений коэффициентов шероховатости нижней поверхности льда так же, как и каких-либо других методов их расчетов.

Поэтому для решения проблемы расчета параметров потока, движущегося под ледяным покровом, необходимо проведение детальных натурных исследований с целью создания таблицы коэф-

фициентов шероховатости нижней поверхности льда, подобной таблицам Срибного, Чоу, Бредли и др. для открытого русла.

При наличии таких таблиц расчет приведенного коэффициента шероховатости можно выполнять по одной из формул (6.3), (6.5) и др., а расчет средних скоростей потоков под шуголедяным покровом – по формуле Шези:

$$V = C_c \sqrt{RI}; C_c = R^y / n,$$

где показатель степени в формуле Павловского, по-видимому, в потоках подо льдом отличается от 1/6, как это принято Маннингом для открытого русла. Действительно, Гончаров рекомендует принимать значение  $y = 1/8$ , а Синотин – 1/4.

## 7. РОЛЬ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СОПРОТИВЛЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ САМОРЕГУЛИРОВАНИЯ В ПОДСИСТЕМЕ РЕЧНОЙ ПОТОК–РУСЛО

Как известно [4], к саморегулирующим или спонтанным относятся такие системы, которые за счет внутренних резервов сохраняют свою жизнедеятельность при переменных внешних докритических условиях. Саморегулирующиеся системы встречаются как в технике, так и в естественных условиях. В качестве такой саморегулирующейся системы может быть выделена система бассейн–речной поток–русло, состоящая из двух взаимодействующих и взаимосвязанных подсистем: бассейна и подсистемы речной поток–русло (рис. 7.1).

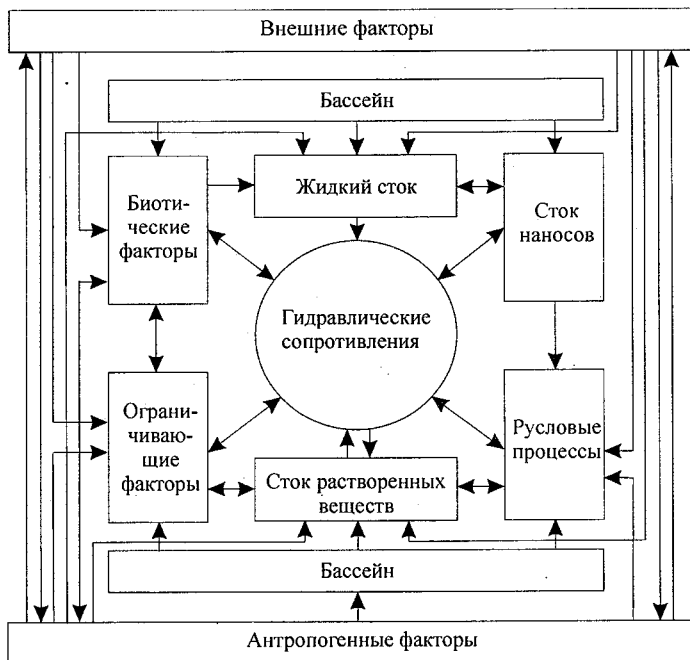


Рис. 7.1. Схема саморегулирующейся системы бассейн–речной поток–русло

К сожалению, данная система сложна, так как в процессе саморегулирования принимает участие очень большое количество факторов. По-видимому, это является основной причиной того, что в



настоящее время математическая модель системы в целом и даже ее составляющих еще не получена.

Как же происходит процесс саморегулирования и какова роль гидравлических сопротивлений в этом процессе?

Известно, что вода в русло реки поступает неравномерно в виде поверхностного и подземного стока. Основной причиной ее поступления являются осадки, дискретно выпадающие на территорию бассейна, который является первым регулятором стока воды. Однако роль гидравлических сопротивлений в регулировании стока на этой стадии невелика. Более четко она проявляется при пропуске воды через русло реки.

Так как задачей данного учебного пособия является анализ методов расчетов гидравлических сопротивлений речных русел, то ограничимся рассмотрением механизма работы только подсистемы речной поток-русло и роли в нем гидравлических сопротивлений. Данную подсистему можно представить состоящей из отдельных взаимосвязанных и взаимодействующих блоков: речного стока, стока наносов, русловых процессов, ограничивающих факторов, гидравлических сопротивлений и биотических факторов. Помимо этих блоков, самостоятельным фактором, интенсивно воздействующим на систему в целом и ее составляющие, в частности, подсистему речной поток-русло, является антропогенное воздействие (рис. 7.1).

Рассмотрение антропогенного воздействия на саморегулирующую систему является отдельной самостоятельной и довольно сложной проблемой. Учитывая, что ей посвящена недавно вышедшая монография, подготовленная Н.Б. Барышниковым и Е.А. Самуевой [4], в данном пособии эта проблема не рассматривается.

Какова же роль гидравлических сопротивлений в процессе саморегулирования в подсистеме речной поток-русло? Ответ на этот вопрос однозначный. Гидравлические сопротивления являются регулятором работы данной подсистемы. Именно с их помощью передаются команды к подключению в процессе саморегулирования того или иного блока подсистемы.

Рассмотрим некоторые отдельные фрагменты процесса саморегулирования в системе. Так, при пропуске половодий и паводков основная роль регулятора отводится пойме. Как известно [1], поймы могут аккумулировать до 70–80% паводочного стока в период подъема уровней воды, отдавая ее в период спада уровней за ис-

ключением потерь на испарение, фильтрацию и др. Вторым фактором является эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков. Действительно, в период подъема уровней при прохождении паводков наблюдается увеличение уклонов водной поверхности, сопровождаемое растеканием масс жидкости из русла на пойму. Таким образом, действие системы направлено на увеличение пропускной способности речных русел в период избыточного поступления водных масс из бассейна в русло реки.

В период спада уровней массы пойменного потока, поступая в русло, создают препятствие движению руслового потока, т.е. повышают гидравлические сопротивления и снижают пропускную способность русла.

Следовательно, система формирует такие условия, которые способствуют увеличению пропускной способности русел в период избыточного поступления водных масс и уменьшает ее, когда поступление воды в русла рек существенно уменьшается.

Аналогичный процесс наблюдается и в меженный период. Действительно, русла рек характеризуются довольно сложным строением, а именно, чередованием глубоких плесов и относительно мелких перекатных участков. Роль последних в регулировании стока воды и наносов особенно велика. В регулировании жидкого стока перекаты выполняют роль подпорных стенок, осуществляющих подпор уровней. Тем самым на вышерасположенных плесовых участках уменьшаются скорости течения, а следовательно, уменьшается пропускная способность русел. Более того, повышенные уровни снижают напор грунтовых, точнее подземных вод и, тем самым, уменьшают скорости их истощения. Это, в свою очередь, продлевает жизнедеятельность малых рек и препятствует их отмиранию.

Помимо регулирования меженного стока перекаты регулируют и сток наносов. Действительно, при избыточном поступлении наносов в русла рек, превышающую транспортирующую способность русловых потоков, наносы откладываются на перекатах. При этом на большинстве из них в период подъема уровней отметки гребней увеличиваются. При спаде уровней, когда вода в русла и поймы рек поступает из различных отстойников и понижений рельефа, и транспортирующая способность рек больше, чем поступление наносов, перекаты размываются и отметки их гребней уменьшаются. Аналогичное явление наблюдается и в меженный период, когда при

скоростях течения, превышающих критические значения, и при практически полном отсутствии поступления в реки наносов их сток происходит в основном за счет размыва гребней перекатов и других русловых образований.

Еще одним фактором регулирования является переход из безгрядовой в донногрядовую фазу перемещения наносов. Как известно [2], гидравлические сопротивления при этом возрастают в 2–7 раз. Если учесть, что расход воды практически не изменяется, то увеличение гидравлических сопротивлений приводит к существенному увеличению уровней воды, а следовательно, и уменьшению скоростей течения.

Следующим фактором регулирования является изменение высоты выступов шероховатости на дне русла. Действительно, практически все русла и частично поймы равнинных рек сложены аллювиальными отложениями. При этом поток сам формирует эти отложения, а следовательно, и регулирует высоту выступов шероховатости. Особенно четко это проявляется при интенсивных размывах, когда сначала вымываются более мелкие частицы. Более крупные частицы, для перемещения которых действующих сил потока недостаточно, выпадают на дно и тем самым как бы вымащивают его. Это процесс получил название «отмостка». После отмостки процесс деформации дна прекращается и при последующем уменьшении скорости потока его дно заполняется более мелкими наносами.

Таким образом, следует констатировать, что в процессе саморегулирования гидравлические сопротивления как бы выполняют роль нервов в организме человека. Именно с их помощью как бы передаются команды к изменению характера работы различных блоков системы. Следовательно, основным фактором регулирования жидкого стока и стока наносов, происходящего с помощью гидравлических сопротивлений, являются: перекаты и другие выпуклые песчаные формы донного рельефа, в частности, донные гряды, выступы шероховатости, поймы и др.

К сожалению, разработка данной проблемы еще далека от завершения. Поэтому реальная расчетная методика определения гидравлических сопротивлений на основе этой концепции еще не сделана. Имеющиеся предложения отдельных авторов [17], основанные на зависимостях вида  $C = f(h, I)$ , являются региональными, да и точность расчетов является недостаточной.

Однако это направление в разработке методов расчетов гидравлических сопротивлений речных русел является наиболее перспективным, хотя и требует проведения комплексных взаимосвязанных натурных исследований как в бассейнах рек, так и по изучению гидравлики руслопойменных потоков. Только на основе такого комплексного подхода может быть разработана научно обоснованная методика расчетов гидравлических сопротивлений речных русел.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ методов расчетов гидравлических сопротивлений речных русел позволяет сделать вывод о том, что эта важнейшая в речной гидравлике проблема, к сожалению, еще далека от завершения. Это в основном обусловлено как сложностью проблемы, определяемой очень большим количеством факторов, влияющих на гидравлические сопротивления, так и низким качеством, а иногда и частично отсутствием, необходимой исходной информации.

Вместе с тем в настоящее время довольно четко наметились два пути совершенствования методов расчетов гидравлических сопротивлений. Первый является паллиативным и направлен на совершенствование имеющихся многочисленных эмпирических формул для расчетов коэффициентов Шези или коэффициентов гидравлического трения и соответствующих таблиц для определения коэффициентов шероховатости.

Второй, наиболее перспективный, требующий аналитических разработок и постановки экспериментальных исследований в бассейнах рек с одновременными экспериментальными исследованиями русловых и пойменных потоков во всем их многообразии, основан на концепции саморегулирования в системе жидкий сток – речное русло. При этом именно гидравлическим сопротивлениям отводится роль основного регулятора процесса.

Однако чисто аналитическое решение проблемы гидравлических сопротивлений речных русел, по-видимому, из-за ее сложности вряд ли возможно. Поэтому необходимо как дальнейшие аналитические, так и экспериментальные, натурные и лабораторные исследования для получения полуэмпирических зависимостей для расчетов гидравлических сопротивлений естественных русловых потоков с вполне приемлемой для практических расчетов точностью.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Коэффициенты шероховатости  $n$  по М.Ф. Срибному

№ категории	Характеристика русла и поймы	$n$
<b>а) для равнинных рек</b>		
1	Прямолинейные участки канализированных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	0.020
2	Извилистые участки канализированных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	0.022
3	Естественные земляные русла в весьма благоприятных условиях (чистые, прямые, незасоренные, земляные, со спокойным течением)	0.025
4	Галечные и гравийные русла в таких же условиях	0.030
5	Русла постоянных потоков равнинного типа (преимущественно больших и средних рек) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды	0.035
6	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков в обычных условиях, извилистые, с некоторыми неправильностями в направлении струй или же прямые, но с неправильностями в рельефе дна (отмели, промоины, местами камни). Незаросшие ровные поймы	0.040
7	Русла больших и средних рек, значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые, с неспокойным течением. Поймы больших и средних рек, сравнительно разработанные, покрытые нормальным количеством растительности (травы, кустарники)	0.050
8	Русла периодических водотоков, сильно засоренные и извилистые. Сравнительно заросшие, неровные, плохо разработанные поймы рек (промоины, кустарники, деревья, наличие заводей). Порожистые участки равнинных рек	0.065
9	Реки и поймы, весьма значительно заросшие (со слабым течением), с большими глубокими промоинами	0.080
10	Поймы такие же, как предыдущей категории, но с сильно неправильными косоструйными течениями, с заводами и пр.	0.100
11	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода и пр.). Поймы лесистые с очень большими мертвыми пространствами, с местными углублениями, озерами и пр.	0.140
12	Глухие поймы (сплошь лесные, таежного типа)	0.200

<b>б) для горных рек</b>		
1	Искусственные отводы русел рек, весьма чисто высе- ченные в скале	0.020
2	То же при посредственной обработке поверхности	0.022
3	Естественные русла рек горного происхождения, но с небольшими уклонами и в весьма благоприятных усло- виях, чистые, прямые, земляные (глина, песок, мелкий гравий) русла с уклоном, $I = 0,0005-0,0008$	0.025
4	Галечно-гравийные русла в таких же условиях с $I = 0,0008-0,0010$	0.030
5	Периодические потоки (большие и малые) при очень хорошем состоянии поверхности и формы ложа. Галеч- но-гравийные русла такие же, как в предыдущей катего- рии, но с более крупной галькой, $I = 0,001-0,003$	0.035
6	Земляные русла периодических водотоков (сухих ло- гов) в благоприятных условиях. Правильные, хорошо разработанные галечные русла горных рек в нижнем течении, $I = 0,003-0,007$	0.040
7	Русла (больших и средних рек) значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые с неспо- койным течением. Периодические (ливневые и весен- ние) водотоки с крупногалечным покрытием ложа или с растительностью, $I = 0,007-0,015$	0.050
8	Русла периодических водотоков сильно засоренные и извилистые. Галечно-валунные русла горного типа (в среднем течении) с ненормальной поверхностью водно- го зеркала, $I = 0,015-0,050$	0.065
9	Валунные, горного типа русла горных рек (в средней и верхней частях) и периодических водотоков с бурным пе- нистым течением, с изрытой поверхностью водного зерка- ла (с летящими вверх брызгами воды), $I = 0,050-0,090$	0.080
10	Горно-водопадного типа русла, преимущественно в верхнем течении с крупновалунным и извилистым строением ложа, перепады ярко выражены, пеннотность настолько сильна, что вода, потеряв прозрачность, имеет белый цвет; шум потока доминирует над всеми осталь- ными звуками, $I = 0,090-0,200$	0.100
11	Характеристика горных рек такая же, что и в предыду- щей категории, но с более сильным сопротивлением	0.140
12	Предельно высокое сопротивление горных рек	0.200

Коэффициенты шероховатости  $n$  по И.Ф. Карасеву

$n$	Характеристика русел и пойм		
	А. Равнинные реки	Б. Полугорные и горные реки	В. Поймы
0.020	Прямолинейные русла канализированных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	—	—
0.025	Естественные земляные русла в благоприятных условиях, чистые, прямые, со спокойным течением	Искусственные, отводы русел, высеченные в скале	Ровная чистая пойма с низкой травой без сельскохозяйственного использования
0.030	Гравийно-галечные русла в тех же условиях	Гравийно-галечные русла в благоприятных условиях (чистые, прямые), $I = 0.8-1.0^{0/100}$	Ровная пойма под пашней без посевов и пастбищем с низкой травой
0.040	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков с некоторыми неправильностями в направлении струй, неровностями дна и берегов и влечением донных наносов	Земляные русла периодических водотоков (сухих логов) в благоприятных условиях. Правильные хорошо разработанные галечные русла в нижнем течении, $I = 3-7^{0/100}$	Ровная пойма, занятая зрелыми полевыми культурами, пастбищем с высокой травой и вырубками без побегов, небольшое количество староречий и мелких проток
0.050	Значительно засоренные русла больших и средних рек, частично заросшие или каменистые, с неспокойным течением. Чистые русла периодических водотоков	Значительно засоренные каменистые русла с бурным течением. Периодические водотоки с крупногалечным покрытием ложа, $I = 7-15^{0/100}$	Пойма, поросшая редким кустарником и деревьями (весной без листвы), изрезанная староречьями



0.065	Скалистые русла больших и средних рек. Русла периодических водотоков, засоренные и заросшие	Галечно-валунные русла с бурным течением. Засоренные периодические водотоки, $I = 15-20^0/_{00}$	Пойма под редким кустарником и деревьями с лиственной или вырубками с развивающейся порослью
0.080	Речные русла значительно заросшие, с промоинами и неровностями дна и берегов	Валунные русла в средней и верхней частях бассейна и периодические водотоки с бурным течением и взволнованной водной поверхностью, $I = 50-90^0/_{00}$	Поймы, покрытые кустарником средней и большой густоты (весной без листвы)
0.100	Русла рек, сильно заросшие, загроможденные стволами деревьев и валунами	Русла водопадного типа преимущественно в верховьях с крупно-валунным ложем и бурным течением, $I = 90-200^0/_{00}$	Поймы, занятые лесом при уровне ниже ветвей и кустарником средней и большой густоты с листвой
0.140	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода)	Русла водопадного типа, загроможденные обломками скал и валунами, $I = 90-200^0/_{00}$	Поймы, покрытые лесом при затоплении ветвей и густым ивняком
0.200	—	Русла с завалами из валунов	Глухие, сплошь заросшие, труднопроходимые поймы таежного типа

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Коэффициенты шероховатости  $n$  по В.Т. Чоу

Тип канала и его описание	Значения $n$		
	мини- мальное	нормаль- ное	макси- мальное
1. Малые водотоки (ширина паводкового уровня меньше 30 м):			
а) чистые прямолинейные с полным заполнением без перекатов или глубоких омутов	0.025	0.030	0.033
то же при наличии камней и водорослей	0.030	0.035	0.040
чистые извилистые с омутами и отмелями	0.033	0.040	0.045
то же при наличии водорослей и камней	0.035	0.045	0.050
то же при низком уровне и более неправильных уклоне и сечении	0.040	0.048	0.055
чистые извилистые с омутами, отмелями водорослями и большим количеством камней	0.045	0.050	0.060
заросшие с глубокими омутами при медленном движении	0.050	0.070	0.080
очень заросшие с глубокими омутами или каналы для пропуска паводковых вод с застрявшими тяжелыми стволами и порослью	0.075	0.100	0.150
б) водотоки с хорошим обслуживанием, без растительности, берега обычно крутые, кусты и деревья по берегам заливаются при высоком уровне воды, дно сложено из гравия, бульжника и редких валунов	0.030	0.040	0.050
дно из бульжников с крупными валунами	0.040	0.050	0.070
2. Пойменные потоки:			
а) пастбища без кустарника:			
низкая трава	0.025	0.030	0.035
высокая трава	0.030	0.035	0.050
б) возделываемые площади:			
без посевов	0.020	0.030	0.040
созревшие рядовые посевы	0.025	0.035	0.045
созревшие сплошные посевы	0.030	0.040	0.050

в) кустарник: отдельные кусты, обильная растительность	0.035	0.050	0.070
редкие кусты и деревья зимой	0.035	0.050	0.060
то же летом	0.040	0.060	0.080
кустарник средней и большой густоты зимой	0.045	0.070	0.110
то же летом	0.070	0.100	0.160
г) деревья:			
густой ивняк летом	0.110	0.150	0.200
очищенная территория с древесными пнями без поросли	0.030	0.040	0.050
то же с развивающейся порослью	0.050	0.060	0.080
тяжелые застрявшие стволы отдельных поваленных деревьев, небольшой подлесок, уровень паводка ниже ветвей	0.080	0.100	0.120
то же, но уровень паводка достигает ветвей	0.100	0.120	0.160
3. Большие водотоки (ширина паводкового уровня больше 30 м), значение $n$ меньше, чем для малых потоков в идентичных условиях, поскольку эффективное сопротивление берегов при этом меньше:			
а) однородное сечение без валунов или кустарника	0.025	—	0.060
б) неоднородное и шероховатое сечение	0.035	—	0.100

**Коэффициенты шероховатости  $n$  по Дж. Бредли**

Характеристика сопротивления русла и поймы	$n$
<b>А. Малые потоки (ширина поверхности при паводковом уровне менее 30 м)</b>	
1. Довольно правильное сечение:	
а) немного травы, мало или совсем никакого кустарника	0.030–0.035
б) густая высокая трава, глубина потока существенно больше высоты травы	0.035–0.050
в) немного травы, мелкий кустарник на берегах	0.035–0.050
г) немного травы, крупный кустарник на берегах	0.050–0.070
д) немного травы, густой ивняк на берегах	0.060–0.080
е) для деревьев в русле с ветвями, погруженными при высоком уровне воды, увеличение всех значений на	0.010–0.020
2. Неправильное сечение с бочагами, слабо меандрирующее русло, все значения, приведенные в п. 1 от а) до е), увеличиваются на	0.010–0.020
3. Горные потоки без растительности в руслах, берега обычно крутые, деревья и кустарники по берегам, затопленные при высоком уровне воды:	
а) дно из гравия, галечника и немногочисленных валунов	0.040–0.050
б) дно из галечника и крупных валунов	0.050–0.070
<b>Б. Поймы (смежные с естественными потоками)</b>	
1. Пастбища без кустарника:	
а) низкая трава	0.030–0.035
б) высокая трава	0.035–0.050
2. Обрабатываемые площади:	
а) без посевов	0.030–0.040
б) зрелые пропашные культуры	0.035–0.045
в) зрелые полевые культуры	0.040–0.050
3. Густая высокая трава, разбросанный кустарник	0.050–0.070
4. Редкий кустарник и деревья:	
а) зимой	0.050–0.060
б) летом	0.100–0.160
5. Растительность средняя до плотной:	
а) зимой	0.050–0.060
б) летом	0.060–0.080
6. Густой наклоненный ивняк летом	0.150–0.200
7. Вырубка с древесными пнями:	
а) без побегов	0.040–0.050
б) с сильно разросшимися побегами	0.060–0.080

8. Мощные лесонасаждения строевого леса, несколько спиленных деревьев, слабый подлесок:	
а) высота потока ниже ветвей	0.100–0.120
б) высота потока достигает ветвей ( $n$ возрастает с глубиной)	0.120–0.160
В. Крупные потоки (ширина поверхности в паводок > 30 м)	
1. Коэффициент шероховатости обычно меньше, чем для малых рек со сходными характеристиками вследствие меньшего эффективного сопротивления, оказываемого неправильными берегами или растительностью на берегах. Значения $n$ могут быть несколько снижены. Значения $n$ для больших рек правильного профиля без валунов или кустарника назначают в пределах	0.028–0.033
<i>Примечания:</i>	
1. В случаях, когда при расчетах скоростей используют уклоны, вычисленные по горизонтам паводков на значительном протяжении русла, включающем меандры и повороты долины, значения $n$ следует повышать для учета дополнительных потерь, вызываемых извилинами.	
2. Для горных русел, где возможна аэрация потока, коэффициенты шероховатости следует повышать на 20–30%	

## КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

### Раздел 1

1. Что понимается под термином гидравлические сопротивления?
2. Какими параметрами принято характеризовать гидравлические сопротивления?
3. Как изменяются гидравлические сопротивления руслового потока под воздействием пойменного?
4. Укажите разницу между местными сопротивлениями и сопротивлениями по длине потока.
5. Какие основные трудности определения гидравлических сопротивлений пойм?
6. Объясните причины образования петель на кривых расходов воды в беспойменных руслах.
7. Укажите причины образования петель на кривых расходов воды в пойменных руслах.

### Раздел 2

1. Что такое зернистая шероховатость?
2. Как определить высоту выступов шероховатости?
3. На основании каких данных получены графики Зегжды и Никурадзе?
4. Как определить среднюю глубину русла в потоках повышенной шероховатости?
5. Как влияют форма и расположение выступов шероховатости на гидравлические сопротивления?

### Раздел 3

1. Какое влияние оказывают глубины на гидравлические сопротивления речных русел?
2. Как объяснить увеличение гидравлических сопротивлений при увеличении глубин?
3. Какие типы зависимостей коэффициентов Шези и шероховатости от глубин Вам известны?
4. Какие основные недостатки имеет коэффициент шероховатости?
5. Какие таблицы для определения коэффициентов шероховатости наиболее часто применяются в России, а какие за рубежом?

### Раздел 4

1. Какие параметры характеризуют форму поперечного сечения русла?
2. Роль гидравлических сопротивлений в оценке влияния формы сечения на пропускную способность речного русла.
3. Назовите причины увеличения гидравлических сопротивлений при переходе из безгрядной в донногрядную форму перемещения наносов.
4. Какой основной фактор определяет величину гидравлических сопротивлений при донногрядной форме перемещения наносов?
5. Какие основные причины увеличения гидравлических сопротивлений на изгибе русла?
6. Оцените влияние вторичных течений на изгибе русла на гидравлические сопротивления.

7. Объясните почему изгиб руслового потока считается «нерабочим», в то же время при этом наблюдается увеличение сопротивлений на величину до 15% от основных.

#### Раздел 5

1. Как влияет растительность в русле на гидравлические сопротивления?
2. Как влияют густота, высота и вид растительности на гидравлические сопротивления?
3. Какие методы подсчета стока на реках, русла которых зарастают растительностью, Вам известны?
4. Чем определяется характер зависимости  $k_{зар}=f(t)$ ?
5. Как изменяются сопротивления зарастающих русел в различные фазы гидрологического режима?
6. При каких условиях значение  $k_{зар}$  становится меньше единицы?

#### Раздел 6

1. Какие методы подсчета стока потоков под ледяным покровом Вам известны?
2. На основании каких принципов единый русловой поток подразделяется на два: поток подо льдом и поток у дна?
3. Как определить коэффициент шероховатости нижней поверхности льда?
4. Какие условия расположения льда на реках позволяют применять методики расчетов осредненных значений коэффициентов Шези?
5. Как изменяется значение  $n_d$  во времени?
6. В чем трудности аналитического решения проблемы расчетов коэффициентов Шези на реках под ледяным покровом?

#### Раздел 7

1. Что понимается под саморегулирующимися системами?
2. Из каких блоков состоит подсистема речной поток–русло?
3. Какова роль гидравлических сопротивлений в подсистеме речной поток–русло?
4. На чем основан процесс саморегулирования в подсистеме речной поток–русло?

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышников Н.Б.* Морфология, гидрология и гидравлика пойм. Л.: Гидрометеоздат, 1984.
2. *Барышников Н.Б., Попов И.В.* Динамика русловых потоков и русловые процессы. Л.: Гидрометеоздат, 1988.
3. *Барышников Н.Б.* Антропогенное воздействие на русловые процессы. Л.: Изд-во ЛГМИ, 1990.
4. *Барышников Н.Б., Самусева Е.А.* Антропогенное воздействие на саморегулирующуюся систему бассейн–речной поток–русло. СПб, изд. РГГМУ, 1999.
5. *Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоздат, 1962.
6. *Гришанин К.В.* Гидравлические сопротивления естественных русел. Л.: Гидрометеоздат, 1992.
7. *Железняков Г.В.* Пропускная способность русел каналов и рек. Л.: Гидрометеоздат, 1981.
8. *Зежгда А.П.* Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах. Л.: М.: Госстройиздат, 1957.
9. *Знаменская Н.С.* Гидравлическое моделирование русловых процессов. Л.: Гидрометеоздат, 1992.
10. *Карасев И.Ф.* Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. Л.: Гидрометеоздат, 1980.
11. *Карасев И.Ф., Коваленко В.В.* Стохастические методы речной гидравлики и гидрометрии. СПб.: Гидрометеоздат, 1994
12. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л.: Гидрометеоздат, 1982.
13. *Маастик А.А.* Исследование сопротивления движению воды в открытых призматических руслах. Тарту: Эстонская сельскохозяйственная академия, 1959.
14. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (НИМП–72). М.: Транспорт, 1972.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып.6, ч. 1–3. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
16. *Полтавцев В.И., Соколова В.А.* Об уточнении зависимостей для расчета гидравлических сопротивлений в русловых потоках повышенной шероховатости. –Тр.ЛГМИ, изд. ЛПИ, 1978, вып. 67.
17. *Скородумов Д.Е.* Гидравлические основы экстраполяции кривых расходов воды до высших уровней.– Тр.ГГИ, 1960, вып.77.
18. *Скородумов Д.Е.* Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды.– Тр. ГГИ, 1965, вып. 128.
19. *Стицын И.П., Соколова В.А.* Общая и речная гидравлика. Л.: Гидрометеоздат, 1990.
20. *Чоу В.Т.* Гидравлика открытых каналов. М.: Стройиздат, 1969.
21. *Чугаев Р.С.* Гидравлика. Л.: Энергоиздат, 1982.
22. *Querner E.P.* Aquatic weed control an integrated water management framework.– Wageningen (Netherlands): DLO Winand Starting Center, 1993. – 203 p.
23. *Graf W.* Hydraulics of sediment transport.– N.Y.: McGraw-Hill Book Company, 1971.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Введение .....	4
1. Гидравлические сопротивления речных русел .....	5
1.1. Гидравлические сопротивления речных русел простых форм сечения ..	13
1.2. Гидравлические сопротивления и пропускная способность русел сложных форм сечения .....	19
1.3. Методы расчета пропускной способности и гидравлических сопро- тивлений пойменных русел (при взаимодействии потоков в них с пойменными) .....	20
1.4. Гидравлические сопротивления и пропускная способность пойм .....	27
1.4.1. Особенности строения и затопления пойм .....	27
1.4.2. Методы расчетов гидравлических сопротивлений и пропускной способности пойм .....	30
1.5. Гидравлические сопротивления русел сложных форм сечения (неста- ционарная задача). Петли на кривых расходов воды .....	38
2. Влияние зернистой шероховатости на гидравлические сопротивления .....	44
2.1. Экспериментальные исследования гидравлических сопротивлений шероховатых поверхностей .....	44
2.2. Параметры зернистой шероховатости и подходы к их оценке .....	46
2.3. Влияние плоскости отсчета глубин и расчетной высоты выступов ше- роховатости на гидравлические сопротивления .....	50
3. Влияние глубин на коэффициенты Шези и шероховатости .....	55
3.1. Таблицы для определения коэффициентов шероховатости и их оценка ..	56
3.2. Оценка влияния глубин и других факторов на коэффициенты шерохо- ватости речных русел простых форм сечения .....	63
4. Влияние формы сечения, донных гряд и извилистости рек на гидравличе- ские сопротивления речных русел .....	80
4.1. Влияние формы сечения на гидравлические сопротивления речных русел	80
4.2. Влияние донных гряд на гидравлические сопротивления речных русел	89
4.3. Влияние извилистости рек на гидравлические сопротивления речных русел	102
5. Гидравлические сопротивления зарастающих русел .....	107
5.1. Дополнительные сопротивления водной растительности .....	107
5.2. Методы расчетов гидравлических сопротивлений зарастающих русел	111
6. Влияние ледовых явлений на гидравлические сопротивления и пропуск- ную способность речных русел .....	118
6.1. Методы расчетов параметров потока под ледяным покровом .....	121
6.1.1. Методы расчетов сопротивлений, основанные на теории плоского потока .....	121
6.1.2. Методы расчетов, основанные на определении приведенного ко- эффициента шероховатости .....	123
7. Роль гидравлических сопротивлений в процессе саморегулирования в под- системе речной поток – русло .....	128
Заключение .....	133
Приложения .....	134
Контрольные вопросы .....	142
Список литературы .....	144

## CONTENTS

Foreword .....	3
Introduction .....	4
1. Hydraulic resistance of river channels .....	5
1.1. Hydraulic resistance of river channels with simple profiles .....	13
1.2. Hydraulic resistance and carrying capacity of channels with complex profiles .....	19
1.3. Computation methods of carrying capacity and hydraulic resistance of floodplain channels (allowing for the interaction of the streams in them with the floodplain ones) .....	20
1.4. Hydraulic resistance and water-carrying capacity of floodplains .....	27
1.4.1. Features of composition and flooding of floodplains .....	27
1.4.2. Calculation methods of hydraulic resistance and water-carrying capacity of floodplains .....	30
1.5. Hydraulic resistance of channels with complex profiles (a non-stationary problem). Loops on the water discharge curves .....	38
2. Influence of granular roughness on hydraulic resistance .....	44
2.1. Experimental studies of hydraulic resistance of rough surfaces .....	44
2.2. Parameters of granular roughness and approaches to their estimation .....	46
2.3. Influence of the plane of depth soundings and design elevation of roughness peaks on hydraulic resistance .....	50
3. Influence of depths on the Chezy and roughness coefficients .....	55
3.1. Tables for determination of roughness coefficients and their evaluation .....	56
3.2. Assessment of influence of depths and other factors on roughness coefficients of fluvial channels with simple profiles .....	63
4. Influence of the profile form, bottom ridges and tortuosity of channels on hydraulic resistance of river channels .....	80
4.1. Influence of the profile form on hydraulic resistance of river channels .....	80
4.2. Influence of bottom ridges on hydraulic resistance of river channels .....	89
4.3. Influence of river tortuosity on hydraulic resistance of river channels .....	102
5. Hydraulic resistance of overgrowing channels .....	107
5.1. Additional resistance of water vegetation .....	107
5.2. Calculation methods for hydraulic resistance of overgrowing channels .....	111
6. Influence of ice phenomena on hydraulic resistance and water-carrying capacity of river channels .....	118
6.1. Calculation methods for flow parameters under ice cover .....	121
6.1.1. Methods of calculations of resistance based on the theory of a plane flow .....	121
6.1.2. Methods of calculations based on determination of a reduced roughness coefficient .....	123
7. Role of hydraulic resistance in the self-regulation process in the stream – channel subsystem of a river system .....	128
Conclusions .....	133
Appendixes .....	134
Control .....	142
References .....	144

Учебное издание

Николай Борисович Барышников

## ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Учебное пособие

*Редактор* О.С. Крайнова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

---

Подписано в печать 16.01.03. Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman.  
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 11,7. Уч.-изд.л. 10,7. Тираж 300 экз. Заказ № 02  
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.  
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.

---

85200