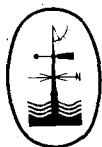


А.Ю.Сидорчук

СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА РЕЧНОГО РУСЛА



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1992

Рецензенты: д-р геогр. наук Н. Б. Барышников,
д-р техн. наук Б. Ф. Смищенко

В монографии с позиций системного анализа рассмотрены вопросы морфологии, динамики и генезиса иерархически построенного комплекса форм руслового рельефа. На основе данных детальных натуральных исследований и литературных источников описано строение флювиального рельефа, а также главные факторы руслового процесса и их влияние на комплекс руслового рельефа. Обсуждены основные проблемы структурного анализа рельефа речного русла.

Книга предназначена для специалистов в области гидрологии, геоморфологии, гидравлики и мелиорации, а также для студентов и аспирантов.

In the monograph questions concerning morphology, dynamics and the genesis of the hierarchical complex of fluvial forms are considered from the viewpoint of systems analysis. The complex of fluvial landforms is described from detailed field observations, as well as with reference to published data on morphology and dynamics of fluvial relief. The main factors of channel processes are examined and their influence on this complex is assessed. The main problems of structural analysis of river channel relief are discussed.

The book is intended for hydrologists, geomorphologists, hydraulic engineers and meliorators, as well as for students and post-graduates.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- L — длина гряды
 $L_{\text{в}}$ — заложение верхового откоса
 $L_{\text{н}}$ — заложение низового откоса
 h — высота гряды
 c_{Γ} — скорость смещения гребня гряды
 S — длина излучины по руслу
 λ — шаг излучины
 R — радиус кривизны излучины
 P — показатель извилистости русла
 L_1 — длина волны излучины, разветвления
 L_2 — ширина пояса излучин, разветвлений
 k_1 — продольное волновое число $2\pi/L_1$
 k_2 — поперечное волновое число $2\pi/L_2$
 Q — расход воды
 q — удельный расход воды
 H — глубина потока
 b — ширина потока
 K — кривизна линий тока
 ρ — плотность воды
 C_0 — коэффициент Шези
 D — средний диаметр донных наносов
 x, y — продольная и поперечная декартовы координаты
 $x_1; x_2; x_3$ — продольная, поперечная, вертикальная координаты
в криволинейной системе
 $Z, x_{3\text{п}}$ — отметка свободной поверхности
 Z_0 — отметка дна
 U, U_1 — продольная скорость
 V, U_2 — поперечная скорость
 U_3 — вертикальная скорость
 q_s, q_1 — продольная составляющая удельного расхода наносов
 q_b, q_2 — поперечная составляющая удельного расхода наносов
 u', u'_1 — возмущения продольных скоростей
 v', u'_2 — возмущения поперечных скоростей
 z' — возмущения отметки свободной поверхности
 z_0 — возмущения отметки дна
 h' — возмущения глубины

- K' — возмущения кривизны линий тока
 q'_s, q'_1 — возмущения продольной составляющей удельного расхода наносов
 q'_b, q'_2 — возмущения поперечной составляющей удельного расхода наносов
 c — комплексная скорость волн возмущений гидравлических характеристик потока
 $\text{Re}(c)$ — действительная часть c , скорость смещения волн по потоку
 $\text{Im}(c)$ — мнимая часть c , скорость роста амплитуды волн
 L_1, L_2 — коэффициенты Лямэ
 v_H — неразмывающая скорость потока
 Fr — число Фруда U/\sqrt{gH}
 g — ускорение свободного падения
 κ — постоянная Кармана
 t — время
 I_0 — уклон дна долины

ВВЕДЕНИЕ

Выделение форм речного русла и русловых форм как целостных элементов комплекса руслового рельефа, определение взаимосвязи морфологии и динамики этих форм с гидравлическими характеристиками руслового потока является традиционной задачей руслового анализа. Рабочим инструментом исследования является структурный анализ, который включает в себя как анализ — разделение объекта на целостные элементы, так и синтез — установление системы связей между элементами. От степени его теоретической обоснованности зависит достоверность прогноза русловых переформирований.

Базовыми теоретическими положениями для структурного анализа рельефа речного русла являются следующие.

1. Принцип взаимодействия потока и русла, сформулированный М. А. Великановым [12]. Этот принцип возник при осмыслении практики применения выправительных сооружений (струенаправляющие, струестесняющие и т. п.) на реках Западной Европы в XVIII—XIX веках и России в конце XIX — начале XX века. В его разработку большой вклад внесен Н. С. Лелявским [15]. М. А. Великанов [12] так определяет принцип взаимодействия потока и русла: «... в результате постепенного воздействия отдельных струй на отдельные части руслового рельефа речное русло приобретает все более и более плавные очертания, отчего сглаживается и форма струй, пока, наконец, русло и поток не становятся единым органически связанным комплексом, в котором русло обретает форму потока, а поток отражает форму русла». Н. И. Маккавеев [52] расширяет этот принцип: «В наиболее общей форме процесс руслообразования можно определить как процесс «отображения» поверхностью твердой среды (т. е. грунтами, слагающими ложе) особенностей движения воды и перемещаемых ею наносов». В качестве примера такого отображения Н. И. Маккавеев приводит изменение рельефа поверхности раздела двух сред (волны Гельмгольца).

Соображения, близкие к идеям Н. И. Маккавеева, легли в основу описания механизма взаимодействия потока и русла как развития начальных малых возмущений гидравлических и морфологических характеристик. Целый цикл работ, который открывается статьями Андерсена [105], Ли [129], Кеннеди [117], Н. Б. Кереселидзе [35], создает стройную картину начальных этапов эволюции русловых форм и форм русла разных морфоло-

гических типов, позволяет рассчитать характерные размеры русловых форм. Анализ этих работ позволил К. В. Гришанину [21] отметить, что метод малых возмущений поставил решение проблемы о происхождении волнообразного рельефа подвижного дна на научную основу.

2. Принцип дискретности руслового процесса, сформулированный Н. Е. Кондратьевым [42]. Этот принцип базируется на повсеместной инженерной практике регулирования динамики конкретных ограничений в пространстве и во времени русловых форм. Например, исследование Н. С. Лелявского [15] перемещения побочней на р. Волге является одним из образцов реализации принципа дискретности при анализе руслового рельефа. В области изучения руслового потока принцип дискретности опирается на представления о структурной турбулентности. Применительно к речному руслу они развиты М. А. Великановым [12], который выделил дискретные турбулентные вихри с размерами порядка глубины потока. В дальнейшем были выявлены структуры руслового потока с характерными размерами порядка ширины потока и более, физическая природа которых трактуется разными исследователями неоднозначно. В настоящее время принцип дискретности приобрел доминирующее значение в теоретических и прикладных отечественных исследованиях, как это отмечено в решении V Всесоюзного гидрологического съезда [72].

3. Принцип континуальности руслового процесса. Заключается в непрерывности (на макроуровне) руслового потока и поля отметок дна речного русла, взаимосвязанности и взаимопереходах отдельных русловых форм. Лежит в основе составления уравнений движения и неразрывности потока, баланса твердого материала, учета непрерывного изменения основных руслообразующих факторов. Находит свое отражение в применении методов корреляционного и спектрального анализа при исследовании структуры потока и рельефа речного русла. Однако результаты их применения часто трактуются исключительно с позиций дискретных представлений о русловом процессе.

4. Принцип организации руслового рельефа. Рельеф речного русла представляет собой комплекс как относительно устойчивых, так и постоянно изменяющихся русловых форм. Само русло тоже обычно имеет очень сложную форму. Обладает ли этот комплекс внутренней организацией, какова эта организация и в чем причины ее появления — это принципиальные вопросы теории руслового процесса.

Реальными объектами руслового анализа являются отдельные русловые формы, их комплексы либо участки русла в целом. Они не существуют вне связи с другими русловыми формами, поэтому для их изучения было необходимо разработать принципы вычленения русловых форм, отдельных элементов, и изучать их во взаимодействии с другими русловыми формами, т. е. с учетом структуры объекта. Поэтому с самого начала возникновения морфологической классификации русловых форм она обладала элемен-

тами структурной классификации. Первое последовательное изложение представлений о рельефе речного русла как взаимосвязанном комплексе донных гряд (заструг), побочней, перекатов, кос и осередков, речных излучин и прямолинейных русел с анализом влияния формы русла на режим перекатов и воздействия морфодинамики побочней и осередков на форму русла было опубликовано Н. Н. Жуковским [15]. К. И. Россинский и И. А. Кузьмин [77] выделили: 1) гряды в русле — волны, рифели, заструги, перекаты; 2) формы русел — прямолинейные (слабоизогнутые), извилистые и разбросанные. Н. И. Маккавеев [52] проанализировал продольный профиль реки, пойму, излучины русла, перекаты.

Качественный скачок в изучении структуры рельефа речного русла произошел с появлением работ Н. Е. Кондратьева [42, 43, 78]. В них сформулировано положение об организации руслового рельефа. Выделены основные уровни организации — структурные уровни. Н. Е. Кондратьев назвал 3 структурных уровня — микроформы, мезоформы, макроформы. В дальнейшем, в работах И. В. Попова [67], Б. Ф. Смищенко [92], В. В. Ромашина [75], Н. С. Знаменской [27], А. Ю. Сидорчука [88] эта классификация дополнена и уточнена. В настоящее время разными авторами выделяются следующие структурные уровни: 1) частиц наносов; 2) ультрамикроформ; 3) микроформ; 4) мезоформ; 5) макроформ; 6) мегаформ; 7) морфологически однородных участков; 8) всей реки; 9) водосборного бассейна. Для основных структурных уровней В. С. Боровковым [11] определены соотношения временных и пространственных масштабов. В большинстве исследований руслового процесса, морфологии и динамики русловых форм, разработках прогнозов их развития и практических рекомендаций по народнохозяйственному использованию речных русел учитывается организация руслового рельефа.

5. Принцип географической определенности морфологии русел рек. Обоснован работами Н. И. Маккавеева [57] и Р. С. Чалова [95, 101] и отражает закономерное изменение во времени и пространстве основных факторов руслового процесса. Это позволяет говорить о зональности русловых процессов, региональных особенностях их проявления. В то же время на локальном уровне наблюдается большая изменчивость как морфологии, так и динамики отдельных форм русел, поэтому необходимо учитывать влияние на русловой процесс всего комплекса природных факторов, даже, на первый взгляд, малосущественных. Географическая определенность морфологии речных русел, зависимость рельефа русла реки от ландшафта водосбора и одновременно формирование характерных ландшафтов и экосистем в зоне влияния системы поток—русло создает основу для экологических исследований русловых процессов и их техногенных изменений.

В настоящее время в теории руслового процесса прослеживаются два основных направления: гидравлико-гидродинамическое и географо-гидроморфологическое. В рамках первого в основном

рассматривается динамика русловых потоков, движение наносов, а морфология русла затрагивается обычно только на уровне гряд. В гидроморфологическом и географическом направлении меньше внимания уделяется структуре потока, но рельеф речного русла рассматривается во всем его многообразии, с учетом многофакторности руслового процесса. Этот разрыв в направлениях изучения единого объекта хорошо виден в структуре последних учебников по русловым процессам [7, 54], состоящих из недостаточно связанных между собой крупных разделов: динамика потока, с одной стороны, и морфология и динамика русла — с другой.

Структурный анализ системы поток—русло направлен на сближение этих основных направлений, так как основной его задачей является определение связей между объективно выделенными элементами системы. Хотя основное внимание в настоящем исследовании уделено структуре руслового рельефа, но также сделана попытка синтеза результатов гидравлических и географических исследований русловых процессов.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КАК СОСТАВЛЯЮЩАЯ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА К ТЕОРИИ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА

Система поток—русло относится к классу динамических саморазвивающихся систем. Она состоит из двух основных компонентов: текущей жидкости и размываемого русла. Свойства компонентов существенно различаются — текущая жидкость подчиняется законам гидромеханики, донные грунты — законам механики грунтов. Между потоком и размываемым руслом происходит взаимодействие, которое является сущностью руслового процесса [12]. В результате взаимодействия потока и русла в системе возникает новое свойство — структурность: в потоке формируется русловая макротурбулентность, в русле — русловой рельеф. Вне системы поток—русло ни русловая макротурбулентность, ни русловой рельеф в активном состоянии существовать не могут. Таким образом, система отличается от простой суммы составляющих ее компонентов. Сам по себе русловой рельеф саморазвивающейся системой не является. Поэтому адекватное натуре описание процессов возникновения, развития и взаимосвязи форм руслового рельефа невозможно без учета функционирования всей системы и требует реализации системного подхода, т. е. изучения «организующе взаимодействующих элементов целого» [56].

В свою очередь система поток—русло входит в качестве подсистемы в более крупную систему поверхностный сток — речной водосбор, являющуюся частью геосистемы. Эрозионно-аккумулятивные процессы на водосборе (один из которых русловой процесс) часто оказывают существенное влияние на формирование рельефа речного русла, однако эти вопросы выходят за рамки настоящего исследования.

В общей теории систем определены основные категории, позволяющие изучать системы разных типов на единой методической основе. Эти категории целесообразно рассмотреть в приложении к системе поток—русло.

1.1. Элементы

Русловой рельеф — это форма поверхности контакта (непрерывного или периодического) размываемых грунтов с движущейся жидкостью, изменяющая свою конфигурацию в результате их взаимодействия. Основными элементами в комплексе руслового рельефа являются грядовые формы. Грядовой формой руслового рельефа является часть поверхности (обычно определенного

уровня иерархии), в пределах которой градиенты $\frac{\partial z}{\partial x}$ и $\frac{\partial z}{\partial y}$ в системе правосторонних ортогональных криволинейных координат, связанных с поверхностью сравнения, нигде не меняются с отрицательных (нулевых) на положительные. Границей такой формы будет линия смены знака градиента. Таким образом, грядовые русловые формы положительны. При иерархическом строении руслового рельефа (наиболее распространенный случай) поверхностью сравнения, с которой связана система координат, для более мелкой формы является поверхность более крупной.

Обычно при ручной обработке подробных карт русла в изобатах, эхолотных профилей, вертикальных разрезов рельефа (продольных и поперечных) или плановых изображений не возникает принципиальных сложностей при определении отрицательных и положительных форм руслового рельефа. Процедура последовательного выделения гряд различных размеров (рангов) на продольных профилях была разработана при анализе грядового рельефа в низовьях Енисея [93]. Аналогичная методика использовалась Н.И. Алексеевским [2]. На профиле дна реки (линия «0») выделяются точки, где градиент меняется с отрицательного (нулевого) на положительный. Эти особые точки фиксируют ложбины между грядами (подвалья). Затем ложбины объединяют плавной линией «I», которая отделяет самые мелкие гряды (рифели) на дне реки от более крупных гряд. В свою очередь на линии «I» отмечают точки, в которых происходит смена градиента с отрицательного (нулевого) на положительный и объединяют линией «II». Линиями «I» и «II» ограничивают гряды более высокого ранга (дюны). Описанная процедура повторяется до тех пор, пока на профиле не остается ни одной точки смены градиента с отрицательного (нулевого) на положительный (рис. 1.1 а).

Формально эта процедура не учитывает литологических и стратиграфических контактов. Однако литологическая или стратиграфическая граница обычно является одновременно и границей русловой формы. Наиболее важны границы с резкой сменой литологии и возраста грунтов. Они часто совпадают с границами русла в целом. Такого рода границы необходимо выявить до выделения положительных грядовых форм. Их принимают за последнюю поверхность сравнения.

На отдельных участках дна реки иерархическая структура рельефа упрощается. Тогда линия «0» может совпадать с линией «I», «II» и так далее. В таком случае описанная процедура приведет к физически необоснованному разделению крупных положительных русловых форм и выделению объективно не существующих более мелких форм (см. рис. 1.1 б). Для устранения этого целесообразно проанализировать подвижность границ форм, т. е. сравнить производные $\frac{\partial z}{\partial t}$. Если в пределах линии «*m*» имеется участок, подвижность точек на котором отличается от средней

подвижности линии « m » $\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_m$ и в то же время близка к средней подвижности $\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{m+k}$, то вероятно, что данный участок принадлежит линии « $m+k$ ». В результате такого анализа можно выявить и литологические границы, но для этого необходимо выполнить серию профилей дна, полученных в разное время по од-

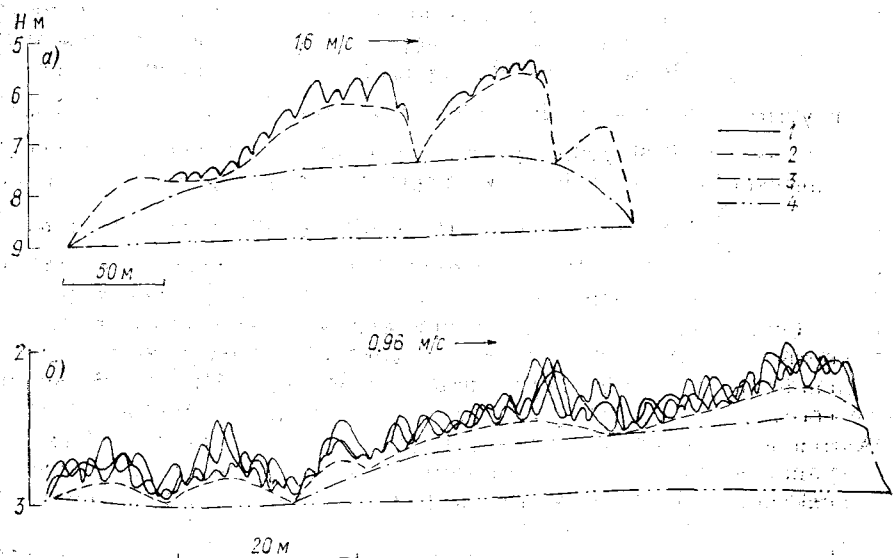


Рис. 1.1. Схема выделения элементов руслового рельефа на профиле.

а — для русла р. Нигер по морфологии комплекса донных форм, *б* — для русла верхней Оби с учетом динамики донных форм.
 1 — рифели (линия «0»); 2 — дюны (линия «I»); 3 — заструги (линия «II»); 4 — граница русла.

ной и той же линии. При отсутствии таких данных приходится использовать общие соображения о вероятной форме выделяемых положительных русловых форм. Описанный способ естественным образом распространяется на выделение форм поверхности дна при наличии подробной батиметрической карты русла в изобатах.

Линия (или поверхность) самого высокого ранга для данной совокупности русловых форм будет соответствовать отрицательной форме русла наибольшего наполнения. Русло как наиболее низкая часть долины реки, заполненная водой, может выделяться при разных наполнениях (уровень, расход воды). Тогда многие поверхности, при более высоком уровне воды являющиеся поверхностями положительных русловых форм, при более низком уровне воды будут поверхностями отрицательных форм русла.

Можно выделить два типа границ форм русла: незамкнутые и замкнутые. Замкнутые границы очерчивают острова. Рукава

русла имеют, по меньшей мере, одну замкнутую границу. Две незамкнутые границы очерчивают неразветвленное русло.

Часто форму русла удобно описывать не с помощью границ, а с помощью осевой линии (при наличии замкнутых границ — линий). Построение осевой линии (линий) сводится к отысканию наименьшего расстояния между точками границ и проведению осевой линии через центры этих отрезков. В качестве осевых линий также можно использовать линию тальвега или стержня потока. На границах или осевых линиях выделяются особые точки, через которые проводят поперечные створы, ограничивающие элементы формы русла. В точке изгиба прямой участок линии сменяется изогнутым и наоборот. В этой точке производная $\frac{\partial \theta}{\partial s}$ — изменение азимута θ по длине русла s , т. е. кривизна, переходит через критическое значение. В точке перегиба происходит смена знака кривизны $\frac{\partial \theta}{\partial s}$. В точке вершины изгиба кривизна достигает максимального значения. При неизменной по длине участка кривизне точка вершины определяется по максимуму стрелы прогиба кривой. Точки оголовья и ухвостья принадлежат замкнутым границам и соответствуют минимальному и максимальному значению продольной натуральной координаты для контура. На осевой линии им соответствуют узлы разветвления и слияния, которые располагаются выше и ниже оголовья и ухвостья. Сочетание особых точек, знаков кривизны, границ изменения кривизны по длине русла определяет все возможные морфологические типы элементов формы русла, некоторые из них показаны на рис. 1.2.

В речном русле можно выделить иерархию особых точек, что существенно увеличивает количество возможных форм русла. Процедура выделения форм русла разного ранга мало отличается от описанной выше процедуры разделения гряд. Обычно при этом используют осевую линию. Так, Синнок и Рао [133] анализируют наиболее простой вариант формы русла — меандрирующую реку. Выделяется линия 1-го порядка — ось меандрирующего русла; линия 2-го порядка, соединяющая точки перегиба линии 1-го порядка; линия 3-го порядка, соединяющая точки перегиба линии 2-го порядка и т. д., пока не будет получена ось долины. Главная сложность такого разделения заключается в возможности совпадения линий разного порядка. Для преодоления этого, как и в случае с грядами, можно использовать критерий динамичности данного отрезка русла, однако чаще исходят из общих соображений о геометрии формы русла.

При выделении элементов формы русла важным критерием является критическая кривизна русла, устанавливающая грань между изогнутой и прямой линиями. Геометрически прямых линий в природе практически нет, по отношению к речным руслам можно говорить только о динамически прямолинейных отрезках. В. В. Иванов [30] предложил для определения критического значения кривизны использовать степень влияния плановой гео-

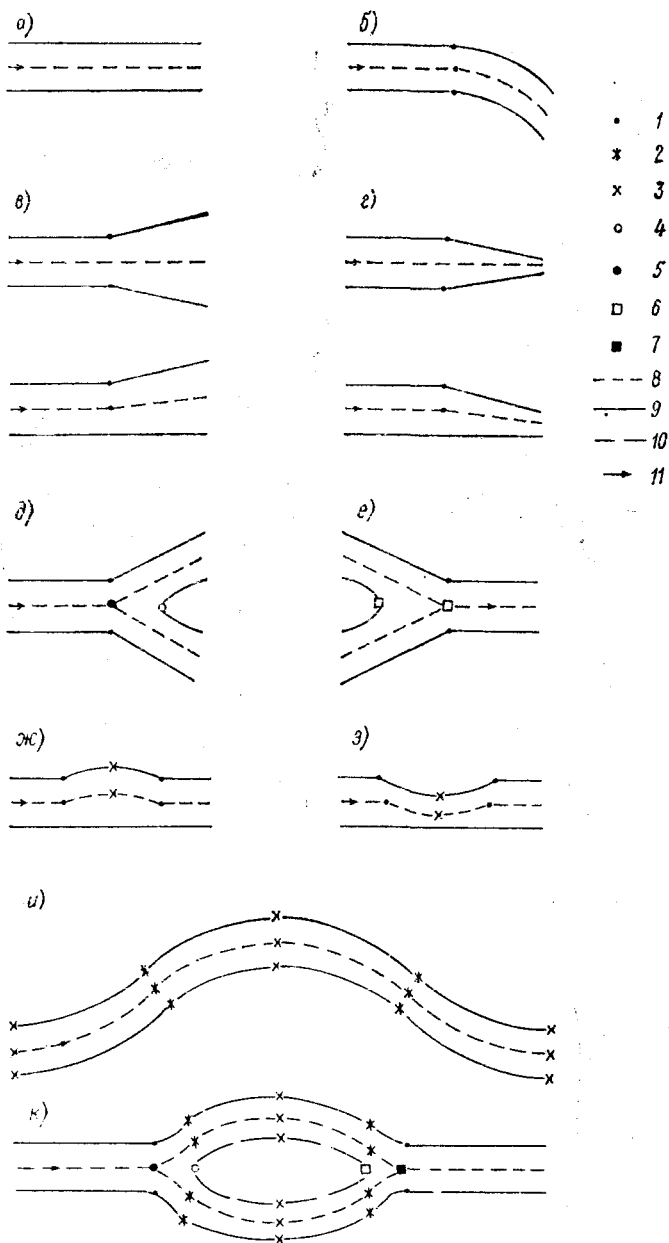


Рис. 1.2. Основные геометрические элементы форм русла.

а — прямолинейное русло, б — изгиб, в — расширение, г — сужение, д — разветвление, е — слияние. Элементарные формы: ж — выбоина, з — выступ, и — излучина, к — остров.
 Особые точки: 1 — изгиб, 2 — перегиб, 3 — вершина, 4 — оголовье, 5 — узел разветвления, 6 — ухвостье, 7 — узел слияния.
 Линии: 8 — осевая, 9 — береговая незамкнутая, 10 — береговая замкнутая, 11 — направление течения.

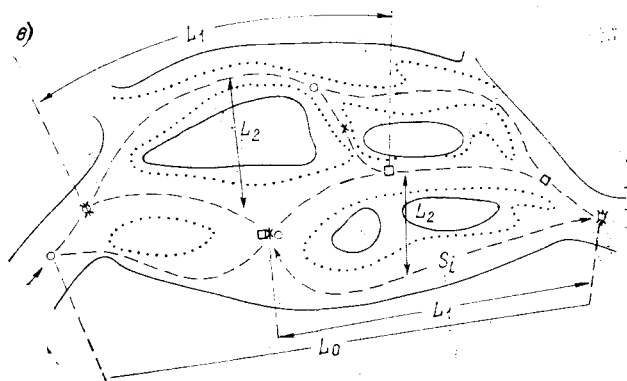
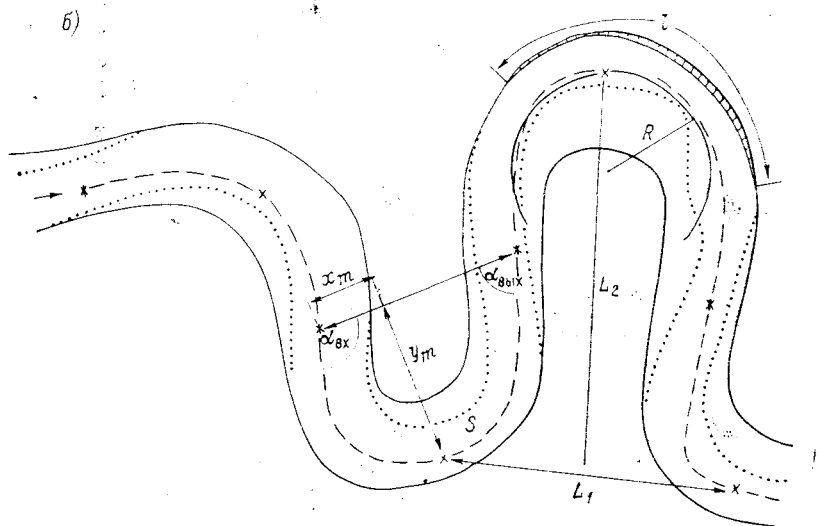
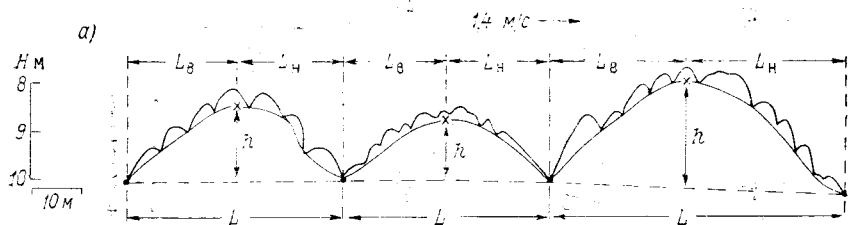


Рис. 1.3. Основные морфометрические параметры (измерители) руслового рельефа.

a — для донных форм (дюны р. Нигер): L — длина гряды, L_B — заложение верхового откоса, L_H — заложение низового откоса, h — высота гряды, h/L — крутизна гряды, L/h — показатель формы, h/L_H — крутизна низового откоса, $\alpha = \arctg(h/L_H)$ — угол низового откоса, L_H/L_B — асимметрия гряды; b — для излучин, побочней (излучины

метрии русла на форму его поперечного профиля. В динамически прямолинейном русле не возникает однозвенной поперечной циркуляции потока и поперечной асимметрии русла. В искривленном русле поперечный профиль асимметричный. В. В. Иванов установил критическое значение кривизны русла при $s/\lambda \approx 1,15$.

Каждая грядовая русловая форма и форма русла в целом имеют сложную конфигурацию, которая изменяется в процессе их эволюции. Поэтому применяется набор морфометрических параметров (по терминологии И. В. Попова [67], измерителей), которые достаточно определенно характеризуют данный элемент руслового рельефа (рис. 1.3). Динамика русловых форм обычно описывается с учетом результатов анализа перемещения особых точек и изменения во времени морфометрических параметров.

Приведенные методы выделения целостных форм руслового рельефа не совпадают с широко распространенными в геоморфологическом анализе способами описания рельефа характерными точками и структурными линиями [94]. Следует согласиться с А. Н. Ласточкиным [48], что структурные линии и характерные точки определенных типов позволяют однозначно описать любую форму рельефа. Но выделение в качестве элементов частей форм руслового рельефа противоречит принципу взаимодействия потока и русла, согласно которому элементу в комплексе руслового рельефа соответствует вихревой элемент в потоке. Вихревой элемент обладает целостностью только в пределах всей русловой формы.

1.2. Структура

Структура в рамках системного подхода [56] — есть множество связей в системе, выбранных некоторым организованным образом для синтеза системы. В системе поток—русло можно выделить два класса связей: 1) системообразующие; 2) морфологические. Системообразующими являются причинно-следственные связи воздействия и взаимодействия: прямые, обратные, положительные, отрицательные. Подобные связи не реализуются напря-

р. Пайдугина): S — длина излучины, λ — шаг излучины, $\alpha_{вх}$ — угол входа, $\alpha_{вых}$ — угол выхода, $\alpha = \alpha_{вх} + \alpha_{вых}$ — угол разворота, S/λ — степень развитости излучины, y_m — стрела прогиба излучины, x_m — расстояние от верховой точки перегиба до проекции точки вершины на линию шага, $\beta = \alpha_{1вх} - \alpha_{2вх}$ — угол сопряжения двух излучин, $\varepsilon = (2x_m - \lambda)/2$ — асимметрия излучины, f — площадь размыва берега, l — длина фронта размыва, t — время размыва, $c_\alpha = \Delta\alpha/t$ — угловая скорость развития излучины, $c = f/lt$ — средняя скорость смещения берега излучины [43], L_1 — длина волны излучины, $k_1 = 2\pi/L_1$ — продольное волновое число, L_2 — ширина пояса излучин, $k_2 = 2\pi/L_2$ — поперечное волновое число, R — радиус кривизны; a — для островов, осередков (р. Яна, Эгинский пережат): S_i — длина i -го рукава по руслу, L_1 — длина разветвления, L_2 — ширина разветвления, L_1/L_2 — показатель формы разветвления,

L_0 — длина зоны разветвления, n — число островов, $p = \sum_i^n S_i/L_0$ — показатель извилистости, $k = n/L_0$ — показатель разветвленности.

мую между отдельными элементами руслового рельефа, в них должны быть включены элементы потока. Морфологические связи могут не отражаться в состоянии всей системы (или ее целостной части), их можно рассматривать в пределах комплекса руслового рельефа, хотя такие связи возникают как следствие системообразующих связей. К морфологическим относятся связи соседства, объединения, иерархические.

Выделение связей соседства — это операция начальной дискретизации руслового рельефа, которая сводится к установлению объективных пространственных границ между элементами рельефа. Определение связей соседства требует совместного использования принципов континуальности и дискретности руслового рельефа. Каждая форма руслового рельефа или форма русла обладают континуальностью, т. е. характеризуются непрерывной последовательностью отметок высот с соответствующими пространственными и временными координатами. Для выявления отношений между элементами необходимо либо ограничивать последние, либо определять их свойства набором дискретных параметров. Понятие дискретности, таким образом, связано в основном со структурой системы.

Выделение связей объединения — есть операция кластеризации, агрегирования форм руслового рельефа. Объединение производится по набору морфологических, морфометрических, динамических и литологических признаков. Эти связи определяют континуумы русловых форм. Возникает непрерывность иного рода, чем внутри элементарных русловых форм, так как объекты группируются не по признаку простого соседства в пространстве, а по признаку сходства комплекса свойств.

Для кластеризации форм руслового рельефа применяются как дискретные, так и континуальные методы. В рамках дискретных методов кластеризации подвергаются наборы параметров, характеризующие русловые формы. Наиболее часто используемым параметром русловых форм является их длина (или шаг). Метод кластеризации по этому признаку заключается в следующем [88].

Полученный в результате параметризации ряд длин (шагов) русловых форм упорядочивается по убыванию величин. Затем рассчитываются логарифмы этих величин и весь ряд разбивается на N начальных кластеров (разрядов) так, чтобы в каждый кластер вошло n_i значений. Определяются их средние \bar{x}_i и дисперсии D_i . Для каждой пары соседних кластеров i и $i+1$ рассчитывается критерий различия — F -отношение

$$F_i = \frac{n_i n_{i+1} (n_i + n_{i+1} - 2) (\bar{x}_i - \bar{x}_{i+1})^2}{(n_i + n_{i+1}) (n_i + 1) D_i + (n_{i+1} + 1) D_{i+1}}.$$

По формуле

$$\bar{F} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} F_i$$

определяется степень несовпадения выделенных кластеров. На следующем этапе кластеры, для которых F_j минимально, объединяются в один, и вся процедура повторяется для $N - 1$ начальных кластеров. Расчет продолжается до тех пор, пока кластеров не останется 2. Затем по максимуму критерия \bar{F} , а также из физических предпосылок выбирается система наиболее несовпадающих между собой кластеров.

Если проводится кластеризация по набору из m параметров, то используется обобщенное F -отношение [70]

$$F_j = \frac{n_i n_{i+1} (n_i + n_{i+1} - m - 1)}{m (n_i + n_{i+1})} (\bar{x}_i^T - \bar{x}_{i+1}^T) H^{-1} (\bar{x}_i - \bar{x}_{i+1}),$$

где \bar{x}_i — вектор средних значений параметров x_i ; $H = S_i + S_{i+1}$; $S_i = U_i U_i^T - n_i \bar{x}_i \bar{x}_i^T$; U_i — матрица, столбцами которой служат значения параметров x_i ; T — символ транспонирования.

Каждая выделенная таким образом объединенная группа русловых форм характеризуется набором морфометрических параметров (в данном случае средними значениями параметров и их дисперсиями), которые, как и для элементарных русловых форм, выступают в качестве дискретных показателей некоторого непрерывного образования.

Основные средние морфометрические параметры русловых форм, составляющих группы, в свою очередь можно подвергнуть кластеризации и выявить группы, более близкие друг к другу по морфологии составляющих их форм, чем другие.

Континуальные методы кластеризации форм руслового рельефа не требуют предварительной дискретизации — выделения отдельных элементов, а основаны на обработке поля (или, чаще, рядов) вертикальных отметок единой поверхности (линии). Шаг квантования не должен превышать $1/10 - 1/20$ длины выделяемой русловой формы, а отрезок реализации должен быть не меньше $20 - 100$ длин выделяемых форм.

Полученные ряды (таблицы) отметок дна русел (или других непрерывно изменяющихся параметров, таких, как ширина, площадь живого сечения, кривизна оси русла), подвергаются спектральному и корреляционному анализу. По расстояниям между максимумами корреляционных функций и по длинам волн, соответствующих максимумам спектральной плотности, определяются длины (шаги) русловых форм. Функции спектральной плотности позволяют, кроме того, оценить долю общей дисперсии ряда, которая приходится на диапазон длин русловых форм, выделившихся в виде пика. Тем самым определяется средняя высота этих форм.

С помощью одной функции спектральной плотности сложно описать формы руслового рельефа существенно разных размеров. Более целесообразно из одной и той же непрерывной реализации отметок дна для выявления форм разных размеров выбирать от-

резки разной длины и квантовать их с разным шагом, исходя из вышеуказанных рекомендаций, а в дальнейшем, после проведения спектрального анализа, совмещать функции спектральной плотности, относящиеся к разным диапазонам длин. Соотношение длин отрезков должно быть такое, чтобы длина отрезка реализации, по которому выявляются более мелкие русловые формы, не менее чем в 6 раз превышала длину интервала квантования отрезка, по которому выявляются более крупные формы.

В результате спектрального анализа непосредственно выделяются не отдельные русловые формы, а их группировки по комплексу признаков: близость длины и высоты формы при одномерном спектральном анализе рядов отметок дна; близость длины, ширины и высоты формы при двухмерном спектральном анализе полей отметок дна; близость шагов излучин в анализе рядов кривизны русла. Таким образом, определяются характерные морфометрические параметры объединений русловых форм. Обычно значения этих параметров несколько отличаются от значений, полученных при группировке русловых форм дискретными методами.

Методы дискретного и континуального анализа при кластеризации руслового рельефа имеют как положительные, так и отрицательные стороны и при совместном использовании хорошо дополняют друг друга.

В ходе дискретного анализа выделяются отдельные русловые формы, изучаются свойства каждой из них, влияние всей системы на эту конкретную форму и наоборот. Алгоритм объединения отдельных форм в группы по комплексу признаков достаточно нагляден. Для каждой группы возможна оценка не только средних параметров составляющих их русловых форм; но и характера кривых распределения параметров форм, их моментов. Однако степень субъективизма как в выделении отдельных форм, так и в выборе критерия наибольших различий кластеров высокая.

Континуальный анализ обезличивает конкретные русловые формы, приводит к прямому выявлению их ансамблей по основным морфометрическим параметрам форм без трудоемкой операции дискретизации, а поэтому более объективен. Он особенно эффективен при большой сложности руслового рельефа. Для изучения структуры потока методы спектрального и корреляционного анализа вообще являются единственными из-за практической невозможности дискретизации поля скоростей. Однако спектральный анализ обычно основан на использовании разложения массива данных в ряд Фурье по ортогональным тригонометрическим функциям. Несинусоидальность большинства русловых форм приводит к увеличению широкополосности спектра и уменьшению точности определения характерных морфометрических параметров.

Функции спектральной плотности также позволяют без проведения дискретизации наметить границы более обобщенных группировок форм руслового рельефа. Кроме локальных максимумов,

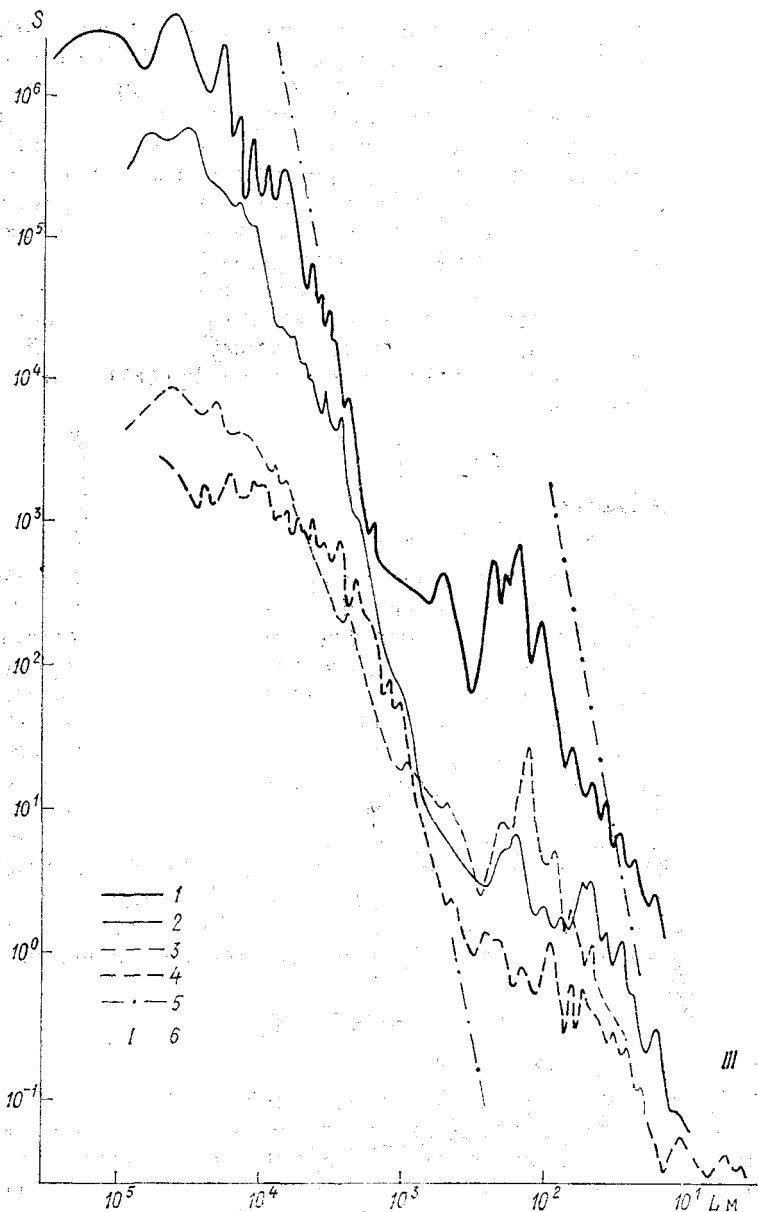


Рис. 1.4. Функции спектральной плотности глубин рек.

1 — Амазонка; 2 — Енисей; 3 — Лена; 4 — Нигер; 5 — границы между структурными уровнями; 6 — номера структурных уровней больших (I), малых и средних (II) и самых малых (III) гряд.

соответствующих группам форм, на спектрах обычно выделяются несколько широких областей длин волн с близкими значениями спектральной плотности (рис. 1.4). Они разделяются сравнительно узкими зонами, в пределах которых спектральная плотность резко изменяется. На графиках функций спектральной плотности, построенных в билогарифмическом масштабе, эти области и зоны отчетливо выделяются как ступени спектральной плотности. Каждая такая ступень может быть выделена как следующий уровень организации руслового рельефа.

Анализ структуры руслового рельефа позволяет заключить, что в русловом процессе дискретные и континуальные свойства переплетены и дополняют друг друга; поэтому недоучет одной из сторон реального явления обеднит как теоретические, так и прикладные аспекты науки.

1.3. Организация

В еще большей степени, чем дискретность и континуальность, в системе поток—русло сочетаются признаки беспорядочности и организации. Динамика русловых форм может быть представлена как вполне упорядоченная в одном пространственно-временном масштабе и как совершенно хаотическая в другом масштабе. Введение объективных показателей упорядоченности выявляет неожиданные стороны процессов. Так, Ю. Л. Климонтовичем [39] была сформулирована S -теорема, согласно которой более упорядоченной является та система, энтропия которой относительно единого энергетического уровня сравнения будет меньше. С помощью S -теоремы Ю. Л. Климонтович обосновал парадоксальный, на первый взгляд, вывод, что ламинарное течение жидкости с энтропией S_{λ} существенно более хаотично, чем беспорядочное турбулентное движение, энтропия S_T которого меньше на величину

$$S_{\lambda} - S_T \approx \overline{(u'^2)} \geq 0,$$

где u' — турбулентные пульсации скоростей.

В результате последовательного применения S -теоремы к русловому потоку (волнистое дно, наличие макротурбулентности) можно сделать вывод о том, что система поток — русло более упорядочена, чем бесструктурный турбулентный поток.

Упорядоченность предполагает наличие определенного вида морфологических связей. В системе поток—русло, как и в большинстве сложных систем, это иерархические связи: каждый элемент системы является частью более крупного элемента и в свою очередь состоит из более мелких элементов. Иерархические связи приводят к образованию в системе структурных уровней организации.

Понятие «структурный уровень» было введено в теорию руслового процесса Н. Е. Кондратьевым [78], который выделил 3 основных структурных уровня руслового рельефа — микроформы, мезоформы и макроформы, описал их главные свойства. Однако Н. Е. Кондратьев не сформулировал ни определения структурного уровня руслового рельефа, ни принципов, в соответствии с которыми тот или иной комплекс русловых форм можно было бы отнести к данному структурному уровню. Н. С. Знаменская [29] на основе принципа эмерджентности обозначила основной признак, позволяющий отнести разные русловые формы к одному структурному уровню: одинаковые законы протекания руслового процесса, отличные от законов для русловых форм на других структурных уровнях.

Структурная организация комплекса руслового рельефа как минимум трехступенчатая [88]: 1) отдельные русловые формы — элементы комплекса — образуют низшую ступень организации; 2) отдельные формы группируются в объединения первого порядка, которые предложено называть структурными ячейками (они образуют среднюю ступень организации); 3) высшая ступень организации — это объединения групп, которые соответствуют структурным уровням руслового рельефа Н. Е. Кондратьева.

С помощью совокупности методов дискретного и континуального анализа был проведен структурный анализ организации руслового рельефа рек разных размеров и водности.

Анализ данных наблюдений показывает, что уже в микрореках в экспериментальных лотках формируется не менее трех рангов структурных ячеек русловых форм. По мере увеличения размера реки количество таких рангов возрастает. Для изученных нами объектов максимальное количество одновременно существующих рангов структурных ячеек русловых форм составило 8 (Верхняя Обь ниже слияния Бии и Катунь).

В литературе часто встречается мнение, что сложное строение рельефа речного русла, многочисленность и разноразмерность форм руслового рельефа определяются наличием в речном русле русловых форм, образованных при иных гидравлических условиях и ином гидрологическом режиме, сохранившихся в русле в силу инерционности процесса трансформации русла [103]. Такие релаксационные структуры в рельефе речного русла несомненно имеются и часто составляют его основу. Поэтому при анализе структуры руслового рельефа необходимо выявить фазу развития русловых форм — активную или пассивную. Главным критерием при этом будет тенденция развития формы — согласованная эволюция структуры потока и русла для активных форм и несогласованная, гистерезисная, — для пассивных [26, 43].

Таким образом, структура рельефа речного русла характеризуется большой сложностью, усугубленной возможностью одновременного существования активных и пассивных русловых форм, которые в какой-то степени служат памятью системы. Сложность комплексарусловых форм определяется количеством выделенных

структурных ячеек и структурных уровней. Иерархические связи в комплексе руслового рельефа проявляются не только при выделении основных уровней организации: русловая форма — структурная ячейка — структурный уровень. Внутри каждой ступени структурной организации выявляется иерархический ряд. Каждая отдельная русловая форма — часть более крупной формы (а наиболее крупная является частью элемента внешней по отношению к системе поток—русло геосистемы). В то же время каждая отдельная русловая форма включает в себя в качестве элементов более мелкие русловые формы. Исключение составляют частицы наносов, которые в системе поток—русло являются простыми элементами. С этой точки зрения положение Н. Е. Кондратьева [78] о том, что микро- и мезоформы руслового рельефа являются простыми формами, недостаточно обосновано. Наличие иерархических рядов русловых форм во многом обусловило методику выделения элементов при дискретном подходе к анализу комплекса. Однако континуальные методы, свободные от субъективного выделения элементов, подтверждают объективное существование иерархии русловых форм. Иерархическое строение руслового рельефа определяет условия группировки русловых форм — в одну структурную ячейку не могут входить формы, находящиеся в иерархическом соподчинении, поскольку организация структурных ячеек полностью соответствует организации русловых форм, объединением которых они являются. Структурные ячейки также образуют иерархический ряд. Хорошо развитый комплекс руслового рельефа обычно состоит из следующих структурных ячеек (по увеличению размеров): 1) рябь; 2) рифели; 3) дюны; 4) заструги; 5) шалыги; 6) песчаные волны; 7) побочни (осередки, ленточные гряды); 8) излучины, разветвления, прямолинейные участки; 9) серии излучин, макроизлучины; 10) параллельно-рукавные, пойменные и дельтовые разветвления. Все эти термины употребляются в «русловой» литературе (хотя с разной частотой), однако не всегда в предложенном соподчинении. Иногда группы русловых форм в иерархических рядах располагаются по порядкам [50] или обозначаются буквами [2]. Отсутствие общепринятой терминологии форм руслового рельефа, учитывающей большую сложность его строения, порождает терминологические споры [47] и не способствует взаимопониманию специалистов.

Принципиальное значение имеет проблема ранжирования русловых форм, структурных ячеек в иерархическом ряду. Ранжирование должно учитывать: 1) иерархическое соподчинение русловых форм (структурных ячеек) в пределах морфологически однородного участка одного русла; 2) морфодинамическое соответствие русловых форм (структурных ячеек) одного ранга в разных речных руслах. Необходимо выбрать базовый структурный элемент, относительно которого будет построена вся иерархия. Речное русло характеризуется двумя внутренними линейными масштабами — шириной и глубиной. Поэтому в настоящее время предложено две системы ранжирования русловых форм: 1) начи-

нающееся с крупных форм, линейные размеры которых порядка ширины русла [82]; 2) начинающееся с мелких форм, линейные размеры — порядка глубины русла [104].

Однако простых геометрических соображений оказывается недостаточно, поскольку при этом в обеих системах не выполняется второе условие ранжирования. Для решения этой проблемы необходимо привлечение теории возникновения и эволюции русловых форм.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОЖНОЙ ИЕРАРХИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА

2.1. Структура турбулентного потока

Существование квазипериодических структур в русловом потоке, размеры которых сопоставимы с глубиной потока, было выявлено М. А. Великановым [12], Н. А. Михайловой [57] и их сотрудниками. Также они исследовали их влияние на формирование грядового рельефа на размываемом дне русла. А. Б. Клавен [36, 37] показал сложное строение этих вихрей: более мелкие вихри (размер порядка глубины потока) объединяются в крупные (длина на порядок больше глубины потока).

Измерения пульсаций скоростей за длительные промежутки времени выявили структуры поля скоростей с периодами 10—15 мин [19], которые по длине сопоставимы с шириной потока. В экспериментальных потоках такие структуры получены Н. А. Михайловой [58], О. П. Петросяном [64]. Д. И. Гринвальдом и В. И. Никорой [17] описаны многочисленные примеры низкочастотных пульсаций скоростей, в частности, ими приведена функция спектральной плотности пульсаций скоростей в диапазоне частот от 10^{-7} до 10^0 рад/с для р. Днестра. Наиболее низкочастотные структуры в турбулентной области спектра с периодом ~ 10 мин по длине на порядок превосходят ширину р. Днестра.

На р. Тереке измерения скоростей проводились автором (совместно с И. Н. Гуриным) на относительно прямолинейном нижнем крыле крутой излучины русла. Для оценки структуры потока в широком диапазоне частот с помощью микровертушки проведена серия измерений продолжительностью 10 мин с фиксацией скорости через 0,4 с, с помощью вертушки ГР-99 продолжительностью 2 ч с фиксацией скорости через 10 с и продолжительностью 16 ч с фиксацией скорости через 600 с.

В функциях спектральной плотности скоростей потока (рис. 2.1 1) выделяются три зоны энергонесущих вихрей размерами ~ 1000 м (порядок шага излучин русла), ~ 100 м (порядок ширины русла) и 3—5 м (порядок глубины русла). К этим зонам примыкают участки спектра, где изменение спектральной плотности (энергия потока) с волновым числом подчиняется закону ($\sim 5/3$). Это инерционные интервалы, где передача энергии по каскаду вихрей происходит без диссипации.

На р. Протве скорость измерялась на протяжении 15 мин микровертушкой, на протяжении 3,5 ч — вертушкой ГР-99 и на протяжении 12 ч — вертушкой БПВ-2р. Здесь также выявлен макси-

мум спектральной плотности, соответствующий ширине русла реки (см. рис. 2.1 2).

К. В. Гришанин [19] полагает, что низкочастотные колебания скоростей потока являются следствием изменения частоты про-

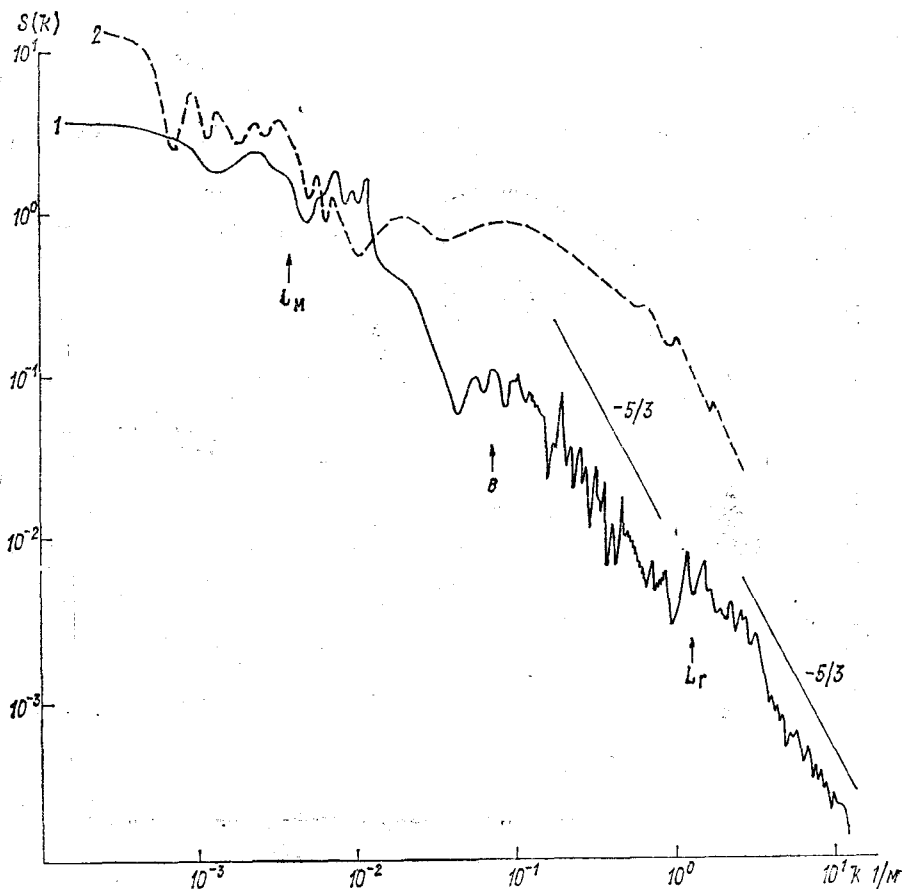


Рис. 2.1. Функции спектральной плотности низкочастотных пульсаций скоростей потока.

1 — в русле р. Терека (с. Парабоч); 2 — в русле р. Протвы (дер. Сатино).

Длина волны возмущения: L_M — порядка шага излучины, v — порядка ширины потока, L_r — порядка длины гряд.

хождения основных, соизмеримых с глубиной потока, вихрей. Д. И. Гринвальд и В. И. Никора [17] выделяют для этих вихрей специальный диапазон турбулентных образований (макротурбулентность) и связывают его возникновение с неустойчивостью основного потока в соответствующих масштабах. В. В. Коваленко [40] теоретически и экспериментально доказал, что низкочастотные биения скоростей присущи русловому потоку в области кривых спада его свободной поверхности.

Какова бы ни была природа подобных структур потока, размеры которых порядка глубины, ширины потока и более, они перемещаются вдоль русла со скоростью, близкой к скорости течения, что минимум на 3—5 порядков больше, чем скорость смещения русловых форм. Пульсации скоростей такого типа не могут быть причиной формирования руслового рельефа.

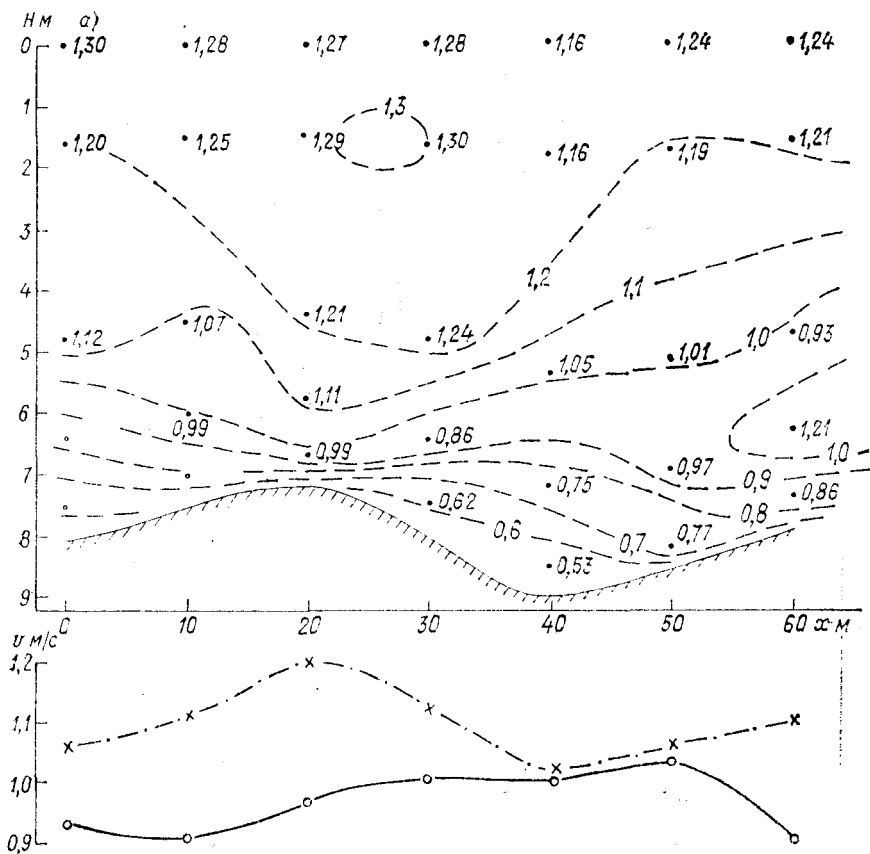
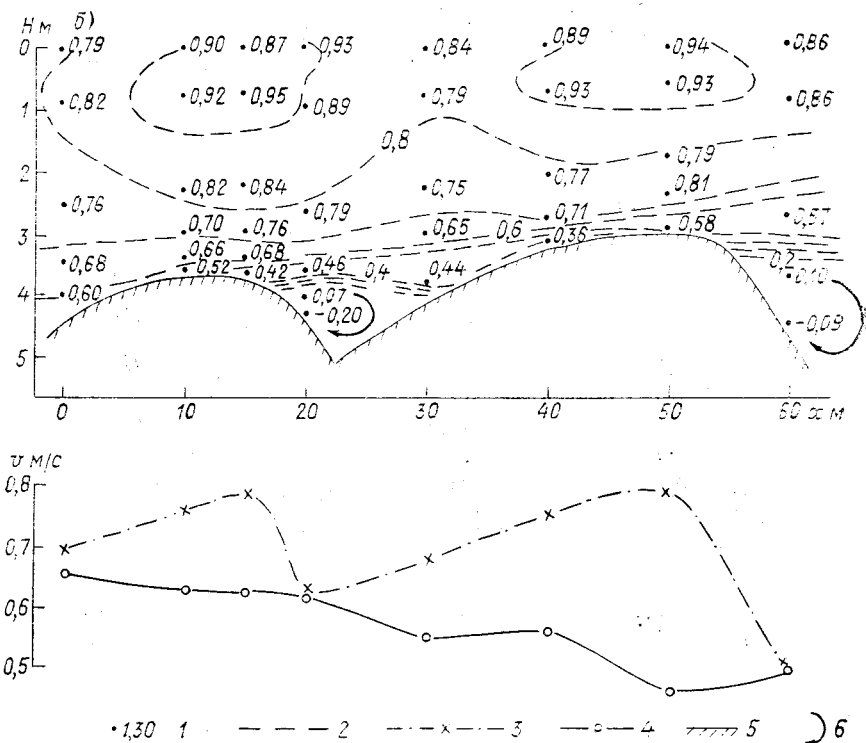


Рис. 2.2. Поле скоростей потока над дюнами в русле р. Нигер в начале
 1 — точки измерений скоростей, 2 — изотахи, 3 — изменение средней по вертикали скорости течения по длине потока, 5 — поверхность

В атмосфере и океане известны вихревые структуры с линейными размерами, которые на порядок больше толщины тропосферы или глубины океана. Скорость движения этих макромасштабных вихревых образований (циклонов и антициклонов в атмосфере, крупных изгибов океанических течений) значительно меньше скоростей движения, создающих их потоков, т. е. они относительно стационарны. По своей природе они являются макротурбулентными образованиями, подчиняющимися (с известными ого-

ворками на существенную двухмерность процессов) законам, полученным для мелкомасштабной турбулентности. Эти вихревые структуры изучаются методами статистической гидромеханики, причем большие размеры и относительно малые скорости перемещения вихрей позволяют применять не только временной, но и пространственный анализ [61].

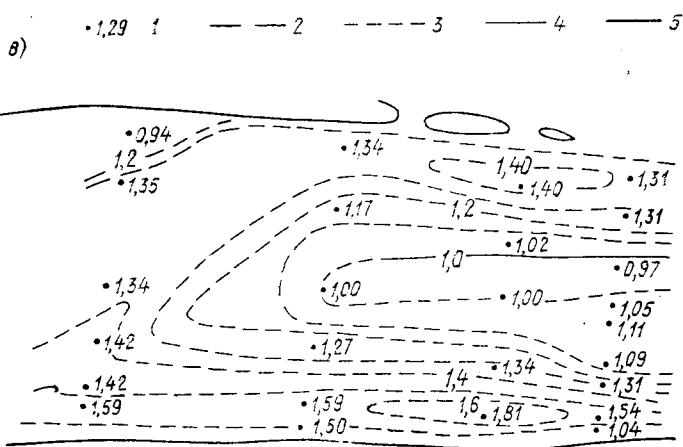
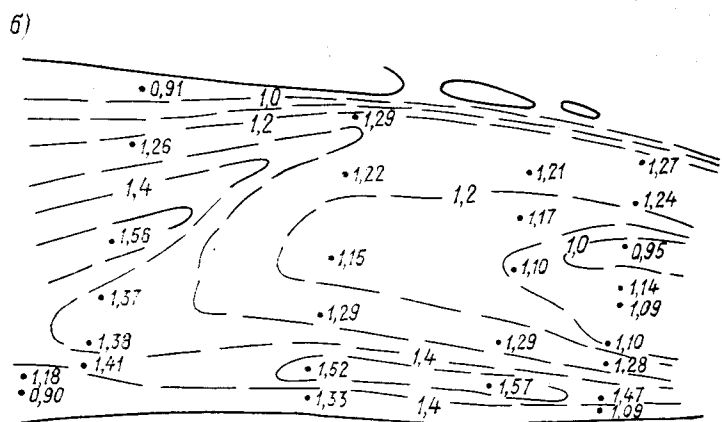
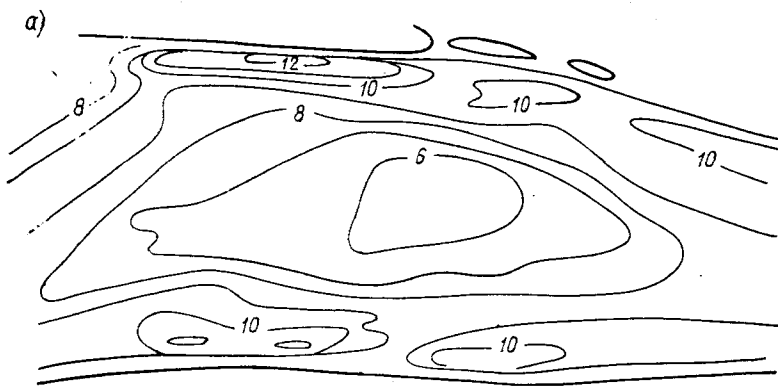
В русловых потоках подобные стационарные вихревые образования М. А. Великанов [12] выделял как вторичные движения и



(19.10.78 г.) (а) и конце (23.11.78 г.) спада половодья (б).

потока вдоль дюны, 4 — изменение первичной (с исключением влияния рельефа дна) дна, б — присоединенные вихри в подвалах дюн.

относил к ним поперечную циркуляцию на изгибе потока, «веерообразные» течения на перекатах, крупные вихри с горизонтальной и вертикальной осью вращения (например, в областях слияния потоков). Эти движения вторичны по отношению к первичным течениям, которые описываются осредненным полем скоростей. Для конкретного однородного участка реки первичной является скорость, осредненная по длине участка и в интервале времени, в течение которого эта осредненная скорость относительно неиз-



менна. Следовательно, вторичными можно считать местные, осредненные во времени, скорости потока.

На р. Нигер во время половодья 1978 г. проведены съемки поля скоростей над дюнами и осередком. Небольшие размеры дюн позволяют пренебречь сопротивлением. Тогда влияние рельефа на средние по вертикали продольные скорости потока при условии неизменности уровня воды и ширины элементарной струи описывается уравнением неразрывности

$$U \frac{\partial H}{\partial x} + H \frac{\partial U}{\partial x} = 0,$$

а начальные (до формирования гряд) скорости U_0 можно вычислить по формуле

$$U_0 = U_{\phi} - q \frac{\Delta}{(H - \Delta) H},$$

где U_{ϕ} — измеренные осредненные по вертикали скорости потока, q — удельный расход воды над грядой, Δ — высота гряды над ложбиной в точке измерения скоростей, H — глубина потока в ложбине.

Расчеты показали (рис. 2.2), что в пределах гряд первичные скорости потока уменьшаются от современной ложбины гряды до ее современной вершины и далее увеличиваются, т. е. существует волнообразное изменение скоростей потока (структурная турбулентность) с шагом, близким к шагу сформировавшихся гряд. В областях уменьшения скоростей произошло отложение наносов и сформировались гряды, которые видоизменили первичное поле скоростей. Наиболее отчетливо первичное поле скоростей над дюнами выделяется в начале спада половодья; в конце половодья и во время межени волнообразные структуры первичного поля скоростей уже не читаются.

В области крупного осередка р. Нигер влияние рельефа на скорости потока проявляется в основном посредством увеличения сопротивлений при уменьшении глубин. Начальные скорости можно вычислить с помощью формулы

$$U_0 = U_{\phi} - [Q/(b \bar{H}^{5/3})] (\bar{H}^{2/3} - H_{\text{ср}}^{2/3}),$$

где Q — расход воды в русле, b — ширина, $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина потока.

Поле начальных скоростей в области формирования осередка также имеет волнообразный, вихревой характер. Область мини-

Рис. 2.3. Рельеф дна (а), скорости течения в период пика половодья 9—10.10.78 г. (б) и первичные скорости течения после учета влияния рельефа дна (в) в осередковом русле р. Нигер у пгт Аджакута.

1 — точки измеренных и рассчитанных скоростей течения, м/с; 2 — изолинии фактических скоростей; 3 — изолинии первичных скоростей; 4 — изобаты, м; 5 — линия берега.

мальных скоростей (максимальное отложение наносов) расположена в центральной части осередка (рис. 2.3), при этом минимум начальной скорости течения более глубокий, чем после образования осередка.

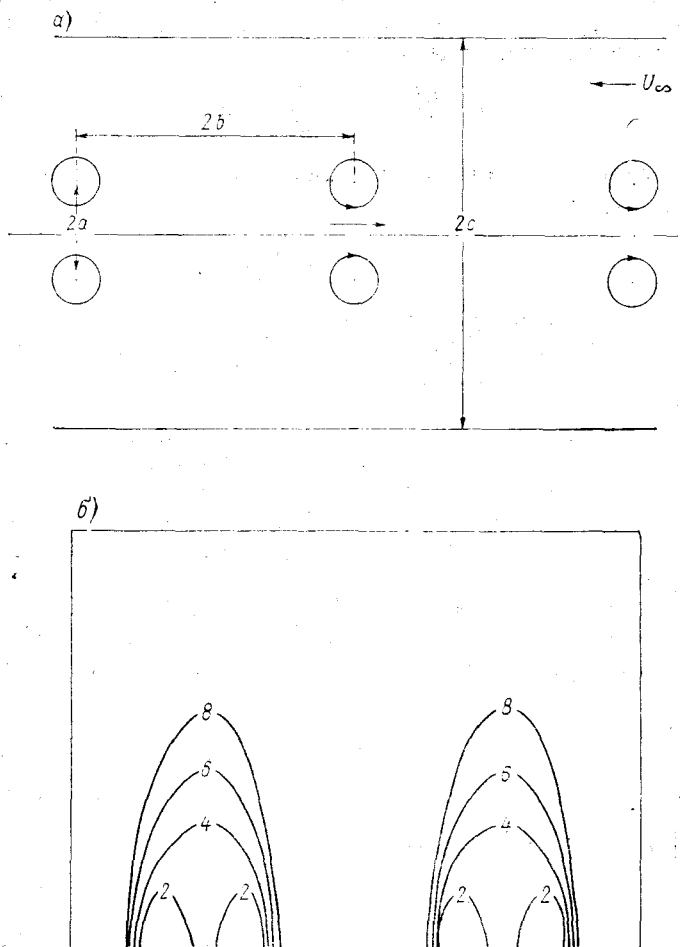


Рис. 2.4. Дорожка Кармана ограниченных симметричных вихрей (а) и формируемое ими поле скоростей (б) при $U_\infty = 1,5$; $q = 15,0$; $c = 10,0$; $a = 1,0$; $b = 40,0$ (расчет проведен по формуле Розенхеда).

Изотахи (дм/с) обрисовывают форму гряд, которые образуются в областях со скоростями потока меньше критических неразрывающих.

В первом приближении поле скоростей в подобного рода структурах потока можно рассчитать с помощью теории вихревых цепочек Кармана [46]. Она неоднократно использовалась для

описания динамики гряд [20], морфологии и динамики излучин русла [53, 87]. Поле скоростей, в котором образуются донные формы, формируется дорожкой вихрей, симметричной относительно линии дна (рис. 2.4). Для потока со слабдеформируемой

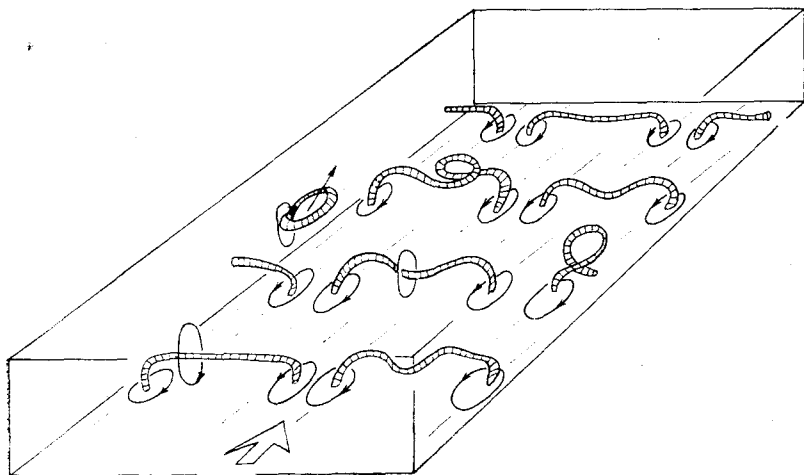


Рис. 2.5. Принципиальная схема стационарных вихрей, формирующих макротурбулентность руслового потока.

свободной поверхностью формулы для скоростей течения получены Розенхедом [130]:

$$U = U_{\infty} + \frac{\Gamma}{4bi} \left[\frac{\vartheta_1'(z + id)}{\vartheta_1(z + id)} - \frac{\vartheta_1'(z - id)}{\vartheta_1(z - id)} \right],$$

где $z = (x + iy)/(2b)$; $d = a/(2b)$; $\tau = i2c/b$ (параметр тэта-функции); $2b$ — расстояние между вихрями одного ряда; $2a$ — расстояние между стенками; ϑ_1 — тэта-функция Якоби I рода; U_{∞} — скорость потока без вихрей.

Циркуляция Γ , согласно данным работы [46], может быть вычислена по формуле

$$\Gamma = -qb/a,$$

где q — удельный расход воды.

Если в областях пониженных скоростей произойдет отложение наносов, то сформируются гряды эллиптической, слегка асимметричной формы (см. рис. 2.4 б). В зависимости от критической скорости отложения наносов $u_{н}$ каждые три вихря образуют либо 4 гряды (при малых $u_{н}$), либо 2 гряды (при больших $u_{н}$).

Использование цепочек Кармана, ограниченных стенками, для вихрей с вертикальной осью позволяет получить конфигурации эллиптических гряд на плоскости. Эти конфигурации различа-

ются в зависимости от расположения вихрей в дорожках Кармана — симметричного или асимметричного. Принципиальная схема квазистационарных вихревых шнуров, которые могут сформировать грядовой рельеф дна, предложена на рис. 2.5. Неустойчивость этих вихревых шнуров может приводить к формированию вихревых колец, которые отрываются от стационарных структур и всплывают к поверхности потока, генерируя крупномасштабную турбулентность.

2.2. Развитие малых возмущений в русловом потоке

Механизм отображения поля скоростей вихревых структур в размываемом ложе потока, который качественно описывали Дж. Дарвин [109], М. А. Великанов [12], Н. И. Маккавеев [52], Н. А. Ржаницын [73], начиная с 50-х годов, раскрывается с помощью метода малых возмущений, который незадолго до этого дал существенные результаты в решении проблемы перехода от ламинарного движения потока к турбулентному. Применение этого метода позволило теоретически обосновать наличие фаз развития рельефа речного русла при разных режимах потока [117], установить зависимость морфологических параметров как микроформ [111], так и мезоформ [113] от основных гидравлических характеристик. Главные результаты, полученные с помощью метода малых возмущений, анализировались неоднократно [21, 26, 90]. Поэтому остановимся на тех работах, развитие которых позволяет выявить все многообразие форм руслового рельефа.

Первые работы этого цикла принадлежат Калландеру [107], Паркеру [128], Энгелунду, Сковгаарду [112], Фредсо [113]. В работах Калландера, Паркера и Фредсо анализируются уравнения плановой гидравлики Сен-Венана:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial Z}{\partial x} + g \frac{\tau_0}{\rho H} &= 0; \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial Z}{\partial y} + \frac{V}{U} g \frac{\tau_0}{\rho H} &= 0; \\ \frac{\partial H U}{\partial x} + \frac{\partial H V}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial t} &= 0; \\ \frac{\partial q_s}{\partial x} + \frac{\partial q_b}{\partial y} + \frac{\partial Z_0}{\partial t} &= 0. \end{aligned} \quad (2.1)$$

В этих уравнениях продольная и поперечная скорости U и V , отметки свободной поверхности Z и дна Z_0 , глубина H , донное касательное напряжение τ_0 , расходы наносов в продольном q_s и поперечном q_b направлениях представлены в виде суммы двух компонент: осредненной и возмущения:

$$U = \bar{U} + u';$$

$$\begin{aligned}
 V &= v'; \\
 Z &= \bar{Z} + z'; \\
 Z_0 &= \bar{Z}_0 + z'_0; \\
 H &= \bar{H} + h'; \\
 \tau_0 &= \bar{\tau}_0 + \tau'; \\
 q_s &= \bar{q}_s + q'_s; \\
 q_b &= \bar{q}_b + q'_b.
 \end{aligned}
 \tag{2.2}$$

Подстановка формул (2.2) в систему (2.1) после вычитания уравнений для осредненных компонент и линеаризации (пренебрежения членами, содержащими произведения возмущений) приводит к системе уравнений:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u'}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial u'}{\partial x} + g \frac{\partial z'}{\partial x} + g \frac{\tau'}{\rho \bar{H}} - g \frac{\bar{\tau}_0 h'}{\rho \bar{H}^2} &= 0; \\
 \frac{\partial v'}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial v'}{\partial x} + g \frac{\partial z'}{\partial y} + g \frac{v' \bar{\tau}_0}{\bar{U} \rho \bar{H}} &= 0; \\
 \bar{H} \frac{\partial u'}{\partial x} + \bar{U} \frac{\partial h'}{\partial x} + \bar{H} \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial h'}{\partial t} &= 0; \\
 \frac{\partial q'_s}{\partial x} + \frac{\partial q'_b}{\partial y} + \frac{\partial z'_0}{\partial t} &= 0.
 \end{aligned}
 \tag{2.3}$$

Возмущения гидравлических характеристик $W' \{u', v', h', z', z'_0, \tau', q'_s, q'_b\}$ в первом приближении представляют в виде перемещающихся по потоку синусоидальных волн с увеличивающейся во времени амплитудой.

$$W' = W(y) \exp ik(x - ct). \tag{2.4}$$

После подстановки выражения (2.4) в систему (2.3) и исключения переменных получаем обыкновенное дифференциальное уравнение 2-го порядка

$$d^2W/(dy^2) + \lambda W = 0, \tag{2.5}$$

где λ — сложная функция гидравлических характеристик, продольного и поперечного волновых чисел $k_1 = 2\pi/L_1$ и $k_2 = 2\pi/L_2$ и комплексной скорости c .

Уравнение (2.5) исследуется на собственные значения. Решение зависит от выбора граничных условий. Калландер в качестве граничных условий принимает неуниверсальное равенство нулю амплитуды возмущений отметок дна у берегов русла, Паркер и

Фредсо — более правдоподобное равенство нулю амплитуд возмущений поперечной скорости потока у берегов русла.

$$W(0) = W(b) = 0.$$

Такие граничные условия приводят к собственным значениям вида

$$\sqrt{\lambda} = m\pi/b, \quad m = 1, 2, 3 \dots \quad (2.6)$$

и собственным функциям изменения гидравлических характеристик поперек русла. Например, возмущения поперечных скоростей течения v' описываются формулой

$$v' \sim \sin m\pi y/b. \quad (2.7)$$

Таким образом постулируется дискретность морфометрических параметров русловых форм (во всяком случае, поперечных) в силу принадлежности m натуральному ряду. Как следует из формулы (2.7), при $m=1$ формируется однорукавное русло, при $m>2$ — разветвленное на рукава.

Выражение для определения λ зависит от вида формул для расчета τ_0 , q'_s , q'_b , а также от степени учета малых величин. В любом случае равенство (2.6) приводит к дисперсионному соотношению — связи комплексной скорости c с волновыми числами k_1 и k_2 .

Решение дисперсионного соотношения есть решение задачи об устойчивости движения. Из формулы (2.4) следует, что увеличение амплитуды возмущений гидравлических характеристик, т. е. развитие русловых форм происходит при таких значениях k_1 и k_2 , когда мнимая часть комплексной скорости $\text{Im}(c) > 0$. Внутри достаточно широкого диапазона волновых чисел, удовлетворяющих этому условию, Кеннеди [117] предлагает выделять волновое число k_{1m} , которому соответствует максимум скорости увеличения амплитуды возмущений $[k_1 \text{Im}(c)]$. Предполагается, что малые возмущения отметок дна с наиболее быстро растущей амплитудой становятся русловыми формами преобладающих размеров.

В работах Калландера, Паркера, а также Энгелунда и Сковгаарда получены зависимости $k_1 \text{Im}(c) = f(k_1)$ для разных значений m . Все эти зависимости имеют максимум, т. е., казалось бы, для каждого морфологического типа русла, определенного числом m , найдены длина и ширина преобладающих русловых форм. Однако при этом назначение числа m (морфологический тип русла) совершенно произвольно, оно не обусловлено гидравлическими характеристиками потока. Полный анализ решений системы уравнений (2.3), которая применялась в этих работах, показывает, что максимум $[k_1 \text{Im}(c)]$ возрастает с увеличением m , т. е. в одних и тех же гидравлических условиях более вероятно формирование наиболее мелких форм в наиболее разветвленном русле. Фактически, при реализации подходов Калландера и Паркера, получается

равновероятное образование русловых форм самых разных размеров (рис. 2.6).

А. Е. Михинову [59] удалось выявить на фоне многообразия русловых форм локальные классы малых русловых форм. Им использована система уравнений планового движения потока

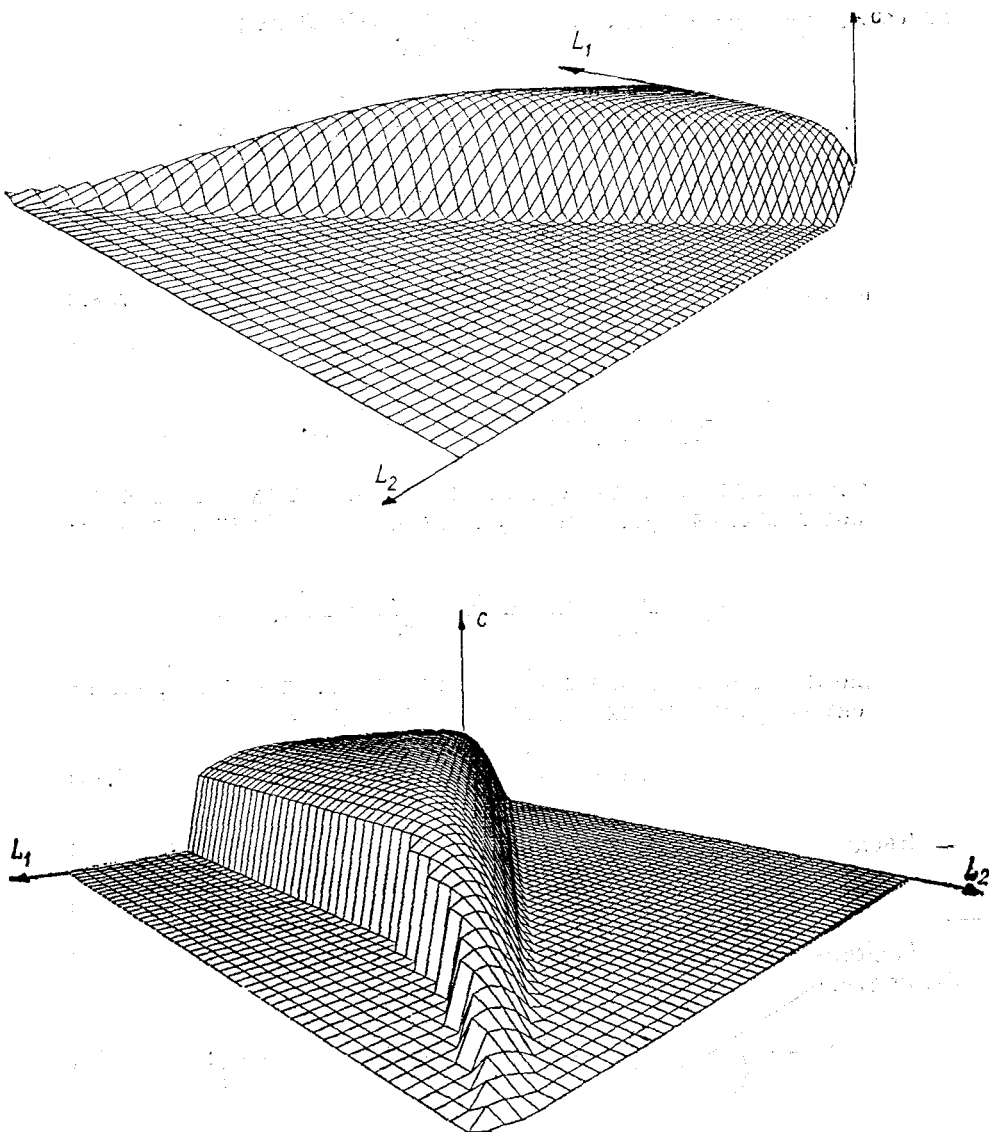


Рис. 2.6 Двухмерный спектр скоростей увеличения с амплитуд малых возмущений отметок дна русла при решении уравнений планового движения потока Сен-Венана.

Буссинеска с учетом волн на свободной поверхности потока:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U_1}{\partial t} + \alpha U_1 \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \alpha U_2 \frac{\partial U_1}{\partial x_2} + (1 - \alpha) \frac{U_1}{H} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Z}{\partial x_1} + \\ & + g \frac{U U_1}{C_0^2 H} + H^2 \left[c_1 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1 \partial t^2} + c_2 \left(U_1 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1^2 \partial t} + U_2 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1 \partial x_2 \partial t} \right) \right] + \\ & + c_3 \left(U_1^2 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1^3} + 2U_1 U_2 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1^2 \partial x_2} + U_2^2 \frac{\partial^3 H}{\partial x_1 \partial x_2^2} \right) = 0; \\ & \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial U_1 H}{\partial x_1} + \frac{\partial U_2 H}{\partial x_2} = 0; \\ & \frac{\partial q_1}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{U_2}{U_1} q_1 \right) + \frac{\partial Z_0}{\partial t} = 0; \end{aligned} \quad (2.8)$$

$$\alpha = \int_0^1 F^2 d\eta; \quad c_1 = \int_0^1 d\eta \int_{\eta}^1 d\eta \int_0^{\eta} F d\eta;$$

$$c_2 = \int_0^1 d\eta \int_{\eta}^1 d\eta \left(\int_0^{\eta} F d\eta + \int_0^{\eta} \eta \frac{dF}{d\eta} + F \int_0^{\eta} F d\eta \right);$$

$$c_3 = \int_0^1 d\eta \int_{\eta}^1 F d\eta \left(\int_0^{\eta} F d\eta + \int_0^{\eta} \eta \frac{dF}{d\eta} d\eta \right);$$

$$\eta = (x_3 - Z_0)/H; \quad \int_0^1 F(\eta) d\eta = 1,$$

где C_0 — коэффициент Шези; индексы 1 и 2 отличают продольные и поперечные составляющие скоростей и координаты.

Чтобы получить уравнение движения для поперечной составляющей скорости U_2 , нужно в первом уравнении системы (2.8) заменить индекс 1 на 2. Для степенной эпюры скоростей

$$\bar{U}_i = (n+1) U_i^* \eta^n:$$

$$c_1 = n/(3n+1);$$

$$c_2 = (n+1)(6n+3)/[(3n+1)(3n+2)];$$

$$c_3 = (n+1)^2/(3n^2+2n);$$

$$\alpha = (n+1)^2/(n^2+2n).$$

В дальнейшем, при анализе устойчивости малых возмущений А. Е. Михинов использует в качестве граничных условий нулевые значения возмущений поперечных скоростей v' на границах по-

тока и, соответственно, принимает гипотезу о дискретной поперечной структуре руслового рельефа. Более полный вид уравнений движения приводит к более сложному виду дисперсионного соотношения. На функциях связи $k_1/m(c) = f(k_1)$ для каждого значения m фиксируется два максимума, указывающих на наличие на дне потока двух классов волн: коротких и длинных, которые А. Е. Михинов [59] относит к донным микроформам (рифели) и мезоформам (бары) соответственно.

Численное исследование дисперсионного соотношения позволило А. Е. Михинову [60] построить зависимости морфометрических параметров — шагов рифелей L_p и гряд L_{rp} — от гидравлических характеристик потока, а после упрощения дисперсионного соотношения получить эти связи в аналитическом виде:

$$L_p = 5,4HF_r; \quad (2.9)$$

$$L_{rp} = 1,6H/\sqrt{F_r}. \quad (2.10)$$

Детальный анализ решений системы уравнений планового движения Буссинеска показывает (рис. 2.7), что основной массив развивающихся волн на дне потока совпадает с непрерывным полем, которое выявляется из анализа системы уравнений планового движения Сен-Венана. Однако наличие членов, учитывающих форму свободной поверхности, приводит к появлению на фоне этого континуума русловых образований отчетливо выделяющейся структуры — двухмерных коротких волн с длинами порядка глубины потока, которые логично соотнести с рифелями.

Анализ этих основных работ, в которых исследуется устойчивость малых возмущений гидравлических характеристик потока показывает, что чем полнее учитываются в уравнениях детали динамики потока и геометрии русла, тем точнее выявляется строение руслового рельефа. Исходя из этого запишем уравнения плановой гидравлики в наиболее полной форме, полученной Н. А. Картвелишвили [34]:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z U_1 dx_3 + \frac{1}{L_1^2 L_2} \frac{\partial}{\partial x_1} \left(L_1 L_2 \int_{z_0}^z U_1^2 dx_3 \right) + \\ & + \frac{1}{L_1^2 L_2} \frac{\partial}{\partial x_2} \left(L_1^2 \int_{z_0}^z U_1 U_2 dx_3 \right) - \frac{1}{L_1^2} \frac{\partial L_1}{\partial x_1} \int_{z_0}^z U_1^2 dx_3 - \\ & - \frac{1}{L_1 L_2} \frac{\partial L_2}{\partial x_1} \int_{z_0}^z U_2^2 dx_3 + \frac{1}{L_1} \frac{\partial^2}{\partial t \partial x_1} \int_{z_0}^z \int_{x_3} U_3 d\xi dx_3 + \\ & + J_1 \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z U_3 dx_3 + \frac{1}{L_1} \frac{\partial}{\partial x_1} \left\{ \frac{1}{L_1 L_2} \left[\frac{\partial}{\partial x_1} \left(L_2 \int_{z_0}^z \int_{x_3} U_3 U_1 d\xi dx_3 \right) + \right. \right. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(L_1 \int_{Z_0}^Z \int_{x_3}^{Z_1} U_3 U_2 d\xi dx_3 \right) \Big] + J_1 \int_{Z_0}^Z U_3 U_1 dx_3 + \\
& + J_2 \int_{Z_0}^Z U_3 U_2 dx_3 \Big\} + \frac{J_1}{L_1 L_2} \left[\frac{\partial}{\partial x_1} \left(L_2 \int_{Z_0}^Z U_3 U_1 dx_3 \right) + \right. \\
& \left. + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(L_1 \int_{Z_0}^Z U_3 U_2 dx_3 \right) \right] - \frac{1}{L_1} \frac{\partial}{\partial x_1} \int_{Z_0}^Z U_3^2 dx_3 + \\
& + \frac{U_3^2}{L_1} \frac{\partial Z}{\partial x_1} + gH \frac{1}{L_1} \frac{\partial Z}{\partial x_1} + gH j_1 = 0; \quad (2.11) \\
& \frac{1}{L_1 L_2} \left(\frac{\partial L_2 H U_1}{\partial x_1} + \frac{\partial L_1 H U_2}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial H}{\partial t} = 0; \\
& \frac{1}{L_1 L_2} \left(\frac{\partial L_2 q_1}{\partial x_1} + \frac{\partial L_1 q_2}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial Z_0}{\partial t} = 0.
\end{aligned}$$

Уравнение движения для U_2 получается в результате замены индекса 1 на 2 в первом уравнении системы (2.11). Здесь $J_1 = \frac{\partial z_0}{\partial x_1}$; $J_2 = \frac{\partial z_0}{\partial x_2}$; $j_1 = \frac{U U_1}{C_0^2 H}$; $j_2 = \frac{U U_2}{C_0^2 H}$; $U = \sqrt{U_1^2 + U_2^2}$; L_1 — коэффициенты Лямэ.

Представим основные гидравлические характеристики в виде суммы осредненной компоненты и компоненты возмущения:

$$\begin{aligned}
U_1 &= \bar{U}_1 + u'_1; \\
U_2 &= u'_2; \\
U_3 &= u'_3; \\
Z &= \bar{Z} + z'; \\
Z_0 &= \bar{Z}_0 + z'_0,
\end{aligned} \quad (2.12)$$

а осредненные по вертикали гидравлические характеристики обозначим звездочкой (*). Для осредненных компонент рассмотрим наиболее простой случай равномерного движения в прямолинейном русле прямоугольного сечения, после вычитания осредненных компонент и линеаризации получим:

$$\frac{\partial u'_1}{\partial t} - (\alpha - 1) \frac{\bar{U}_1^*}{H} \frac{\partial h'}{\partial t} + \alpha_1 \bar{U}_1^* \frac{\partial u'_1}{\partial x_1} +$$

$$\begin{aligned}
 &+ g \frac{\partial z'}{\partial x_1} + 2g \frac{\bar{U}_1^* u_1'^*}{C_0^2 H} - g \frac{\bar{U}_1^2 h'}{C_0^2 H^2} + A_1 = 0; \\
 &\frac{\partial u_2'^*}{\partial t} + a_2 \bar{U}_1^* \frac{\partial u_2'^*}{\partial x_1} + g \frac{\partial z'}{\partial x_2} + g \frac{\bar{U}_1^* u_2'^*}{C_0^2 H} + \\
 &+ a_1 \bar{U}_1^* u_1'^* K + a \bar{U}_1^* K' + A_2 = 0;
 \end{aligned}
 \tag{2.13}$$

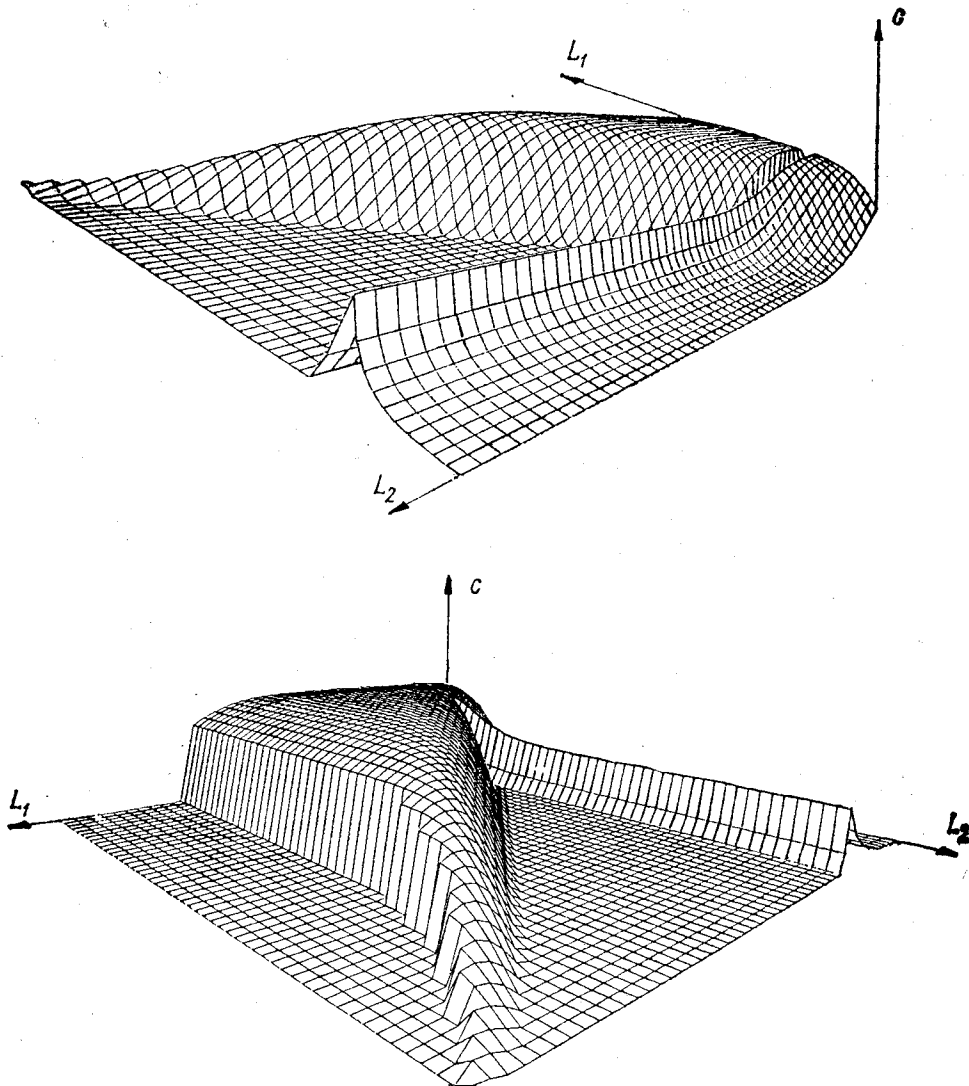


Рис. 2.7. Двухмерный спектр скоростей увеличения c амплитуд малых возмущений отметок дна русла при решении уравнений планового движения потока Буссинеска.

$$\frac{\partial h'}{\partial t} + \bar{U}_1^* \frac{\partial h'}{\partial x_1} + \bar{H} \frac{\partial u_1'^*}{\partial x_1} + \bar{H} \frac{\partial u_2'^*}{\partial x_2} - \bar{H} u_2'^* K = 0;$$

$$\frac{\partial z_0'}{\partial t} + M \frac{\partial u_1'^*}{\partial x_1} + S \frac{\partial u_2'^*}{\partial x_2} - S u_2'^* K = 0.$$

$$\text{Здесь } A_1 = \frac{\partial^2}{\partial t \partial x_1} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z u_3' d\xi dx_3 + \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z u_3' \bar{U}_1 d\xi dx_3;$$

$$A_2 = \frac{\partial^2}{\partial t \partial x_2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z u_3' d\xi dx_3 + \frac{\partial^2}{\partial x_1 \partial x_2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z u_3' \bar{U}_1 d\xi dx_3;$$

$$M = \frac{\partial \bar{q}_1^*}{\partial \bar{U}_1^*}; \quad S = \frac{\bar{q}_1^*}{\bar{U}_1^*}.$$

При этом предполагается, что при малой кривизне линий тока:

$$L_1 dx_1 \approx dx_1; \quad L_2 dx_2 \approx dx_2;$$

$$\frac{1}{L_1 L_2} \frac{\partial L_1}{\partial x_2} = -K; \quad q_2 = \frac{u_2'}{\bar{U}_1} q_1.$$

Для интегрирования по вертикали составляющих скорости потока воспользуемся граничным условием на свободной поверхности

$$U_{3n} = \frac{U_{1n}}{L_1} \frac{\partial Z}{\partial x_1} + \frac{U_{2n}}{L_2} \frac{\partial Z}{\partial x_2} + \frac{\partial Z}{\partial t}.$$

После линеаризации и вычитания осредненных в пространстве компонент гидравлических характеристик получим

$$u_{3n}' = \frac{\partial z'}{\partial t} + \bar{U}_{1n} \frac{\partial z'}{\partial x_1}. \quad (2.14)$$

Введем такие функции f_0 и f_3 , чтобы соблюдались равенства:

$$u_3' = f_3 u_{3n}'; \quad \bar{U}_{1n} = f_0 \bar{U}_1^*. \quad (2.15)$$

Подставляя уравнения (2.14) и (2.15) в выражения для A_1 и A_2 , получаем

$$A_1 = H \left(\beta_1 \frac{\partial^3 z'}{\partial t^2 \partial x_1} + 2\bar{U}_1^* \beta_2 \frac{\partial^3 z'}{\partial t \partial x_1^2} + \bar{U}_1^{*2} \beta_3 \frac{\partial^3 z'}{\partial x_1^3} \right); \quad (2.16)$$

$$A_2 = H \left(\beta_1 \frac{\partial^3 z'}{\partial t^2 \partial x_2} + 2\bar{U}_1^* \beta_2 \frac{\partial^3 z'}{\partial t \partial x_1 \partial x_2} + \bar{U}_1^{*2} \beta_3 \frac{\partial^3 z'}{\partial x_1^2 \partial x_2} \right).$$

Здесь

$$\beta_1 = \frac{1}{H^2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z f_3 d\xi dx_3; \quad \beta_2 = \frac{1}{H^2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z f_0 f_3 d\xi dx_3;$$

$$\beta_3 = \frac{1}{H^2} \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z f_0^2 f_3 d\xi dx_3.$$

Для продольной компоненты скорости \bar{U}_1 целесообразно использовать степенную вертикальную эпюру, тогда $f_0 \approx 1.0$. Вид вертикальных эпюр компонент скоростей, которые формируются квазистационарными вихрями, совершенно не исследован. Продольные и поперечные составляющие скоростей, которые формируются стационарными вихрями в дорожках Кармана в межвихревых пространствах, характеризуются максимумом у дна и быстро уменьшаются к поверхности потока, т. е. их распределение качественно соответствует вертикальным эпюрам турбулентных пульсаций скоростей потока. Согласно данным работы [23],

$$u'_3 = (1,0 - 0,77 \sqrt{\eta}) u'_{3п}.$$

Тогда

$$f_3 = 1,0 - 0,77 \sqrt{\eta};$$

$$\beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = 0,3.$$

Аналогичным образом для вычисления коэффициентов α_1 и α_2 , согласно данным работы [23], введем функции

$$f_1 = 7,0 - 4,0 \sqrt{\eta};$$

$$f_2 = 3,25 - 1,5 \sqrt{\eta}.$$

Тогда

$$\alpha_1 = \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z f_1 F d\xi dx_3 = \frac{7,0 (2n+3) (2n+5) - 16,0 (n+1) (n+2)}{(2n+3) (2n+5) (n+2)};$$

$$\alpha_2 = \int_{z_0}^z \int_{x_3}^z f_2 F d\xi dx_3 = \frac{3,25 (2n+3) (2n+5) - 6,0 (n+1) (n+2)}{(2n+3) (2n+5) (n+2)}.$$

Для упрощения системы (2.11) будем пренебрегать кривизной русла, тогда $K=0$. Возмущения кривизны линий тока можно рассчитать, используя формулу И. Л. Розовского [74]:

$$-K' = \beta u_2^{*'} / (\bar{U}_1 \bar{H}). \quad (2.17)$$

Согласно данным работы [74], коэффициент $\beta \approx 0,1$. Одгаард [127] предложил определять β как функцию показателя степени

n в формуле для вертикальной эпюры продольной составляющей скорости:

$$\beta' = \frac{\kappa^2 (2n^2 + n + 1)}{(2n + 1)(n + 1)}. \quad (2.17a)$$

Как было указано В. М. Ляткером [51], при осреднении по вертикали уравнений движения потока теряются детали его внутренней трехмерной структуры, например, поперечная циркуляция. Введение формулы Розовского в уравнения планового движения в форме Картвелишвили (2.11) восполняет этот недостаток на уровне эмпирического приближения. После подстановки в систему (2.13) выражений (2.16), (2.17) и формул для возмущений гидравлических характеристик:

$$\begin{aligned} u_1'' &= A(x_2) \exp [ik(x_1 - ct)]; \\ u_2'' &= B(x_2) \exp [ik(x_1 - ct)]; \\ z' &= P(x_2) \exp [ik(x_1 - ct)]; \\ z_0' &= T(x_2) \exp [ik(x_1 - ct)] \end{aligned} \quad (2.18)$$

получим систему уравнений:

$$\begin{aligned} a_1 A + c_1 P + d_1 T &= 0; \\ b_2 B + c_2 P' &= 0; \\ a_3 A + b_3 B' + c_3 P + d_3 T &= 0; \\ a_4 A + b_4 B' + d_4 T &= 0, \end{aligned} \quad (2.19)$$

$$a_1 = -ik_1 c + \alpha_1 U_1 ik_1 + 2g \frac{U_1}{C_0^2 H};$$

где

$$\begin{aligned} c_1 &= gik_1 - \beta_1 H ik_1^3 c^2 + 2U_1 H \beta_2 ik_1^3 c - U_1^2 H \beta_3 ik_1^3 + \\ &+ (\alpha - 1) \frac{U_1}{H} ik_1 c - g \frac{U_1^2}{C_0^2 H^2}; \end{aligned}$$

$$d_1 = -(\alpha - 1) \frac{U_1}{H} ik_1 c + g \frac{U_1^2}{C_0^2 H^2};$$

$$b_2 = -ik_1 c + \alpha_2 U_1 ik_1 - \alpha \beta \frac{U_1}{H} + g \frac{U_1}{C_0^2 H};$$

$$c_2 = g - \beta_1 H k_1^2 c^2 + 2U_1 H \beta_2 k_1^2 c - U_1^2 H \beta_3 k_1^2;$$

$$a_3 = ik_1 H; \quad b_3 = H; \quad c_3 = -ik_1 c + U_1 ik_1;$$

$$d_3 = ik_1 c - U_1 ik_1; \quad a_4 = M ik_1; \quad b_4 = S; \quad d_4 = -ik_1 c.$$

Знаки осреднения отброшены. Система (2.19) после исключения переменных A , B и T сводится к обыкновенному дифференциальному уравнению 2-го порядка

$$d^2P/(dx_2^2) + \lambda P = 0, \quad (2.20)$$

где

$$\lambda = \frac{b_2 (-c_1 d_4 a_3 - c_3 a_4 d_1 + c_1 d_3 a_4 + c_3 d_4 a_1)}{c_2 (b_3 d_1 a_4 - d_4 b_3 a_1 - b_4 d_1 a_3 + b_4 d_3 a_1)}. \quad (2.21)$$

В отличие от работ [60, 115, 128], в данной монографии будем рассматривать более общий вид граничных условий для возмущений в потоке, допуская их конечные значения у берегов потока:

$$P(0) = P(b); \quad (2.22)$$

$$\frac{dP}{dx_2}(0) = -\frac{dP}{dx_2}(b).$$

Такой вид граничных условий позволяет рассматривать не только процессы образования русловых форм в прямолинейных руслах с неразмываемыми берегами, но и процессы в потоках с размываемыми берегами. Вторым важным следствием введения граничных условий (2.22) является то, что для однородной краевой задачи 3-го рода в уравнении (2.20) каждое значение λ является собственным. Собственные функции имеют вид

$$P(x_2) \sim \cos[\sqrt{\lambda}(x_2 - b/2)], \quad (2.23)$$

где

$$\lambda = k_2^2 = (2\pi/L_2)^2 = (\nu\pi/b)^2; \quad (2.24)$$

ν — действительное положительное число.

Таким образом, при непрерывно изменяющихся собственных значениях уравнения (2.20) поле отметок дна русла имеет непрерывный спектр, соответствующий континуальному комплексу руслового рельефа.

2.3. Структура рельефа речного русла

Проведем анализ полученных соотношений для выделения зон спектра русловых образований, в которых амплитуды возмущений гидравлических характеристик увеличиваются во времени: $Im(c) > 0$. Для этого раскроем выражение (2.21) с учетом соотношения (2.24) и получим дисперсионное выражение в виде алгебраического уравнения 4-й степени относительно комплексной скорости c

$$A_1 c^4 + A_2 c^3 + A_3 c^2 + A_4 c + A_5 = 0. \quad (2.25)$$

Значения коэффициентов A_i даны в приложении.

Это уравнение имеет 4 корня. Как показано А. Е. Михиновым [59], решение уравнения (2.25) содержит 3 класса волн: 1) прямую и обратную волны со скоростью перемещения $\text{Re}(c) \gg U_1$; 2) прямую волну со скоростью перемещения $\text{Re}(c) \approx U_1$ и 3) прямую волну со скоростью перемещения $\text{Re}(c) \ll U_1$.

Первые два класса волн не могут отобразиться на дне потока в виде русловых форм из-за большой скорости их продольного перемещения. Это возмущения потока, которые, возможно, создают крупномасштабную часть спектра турбулентности руслового потока. 3-й класс волн — практически стационарные возмущения. Именно эти волны обычно и рассматриваются при анализе образования рельефа русла.

Аналитическое решение уравнения (2.25) даже после упрощений, понижающих его степень до двух (при этом отфильтровываются первых два класса волн), громоздко и невыразительно. Поэтому проведено численное исследование решений полного уравнения (2.25) в широком диапазоне волновых чисел k_1 и k_2 , гидравлических характеристик потока U_1, H, D, C_0, β, n , разных формул для расчета расхода наносов q_s . При этом выбирались корни уравнения (2.25), относящиеся к волнам 3-го типа с минимальной скоростью смещения $\text{Re}(c)$. Двухмерные (по L_1 и L_2) спектры скоростей увеличения амплитуд возмущений гидравлических характеристик (рис. 2.8, 2.9) при всех различиях определяющих факторов сохраняют следующие общие особенности.

1. Возмущения с шириной $L_2 > L_{2\text{кр}}$, когда $L_1 \geq H$, характеризуются отрицательными значениями скоростей увеличения амплитуд $\text{Im}(c) < 0$. Эти возмущения устойчивы во времени, поэтому русловые формы с подобным сочетанием морфометрических параметров не образуются.

2. В широком диапазоне длин волн L_1 и их ширины L_2 скорости увеличения амплитуд возмущений положительны: $\text{Im}(c) > 0$, т. е. эти возмущения неустойчивы, развиваются во времени и определяют формирование руслового рельефа.

3. Спектр развивающихся возмущений гидравлических характеристик, которые определяют формирование руслового рельефа, непрерывен по L_1 и L_2 .

4. По направлению перемещения вдоль потока (по знаку $\text{Re}(c)$) поле неустойчивых возмущений (русловые формы) разбивается на две области: а) область волн, перемещающихся со скоростью $10^{-3} - 10^{-5} U_1$ вниз по течению при $L_1 < L_{1\text{кр}}$. Скорости перемещения снижаются с уменьшением L_2 и увеличением L_1 ; б) область волн, перемещающихся со скоростью $10^{-3} - 10^{-4} U_1$ вверх по течению при $L_1 > L_{1\text{кр}}$ и $L_2 < L_{2\text{кр}}$. Скорости перемещения возрастают с увеличением как L_1 , так и L_2 .

5. Спектр неустойчивых возмущений, смещающихся вниз по потоку, обладает внутренней структурой. Здесь можно выделить: а) область двухмерных коротковолновых возмущений с хорошо выраженным максимумом скорости роста амплитуд при длинах волн порядка глубины потока. Сопоставляется с самыми малыми

грядами (рифелями) на дне руслового потока; б) область трехмерных русловых образований в широком диапазоне длин волн от $L_1 \approx H$ до $L_1 \sim 10^3 H$. Максимум приходится на главную диагональ двухмерного спектра при $L_2 = L_1$ для малых гряд и $L_1 > L_2$ для средних гряд. Сопоставляется с разнообразными малыми и средними грядами; в) область трехмерных длинноволновых рус-

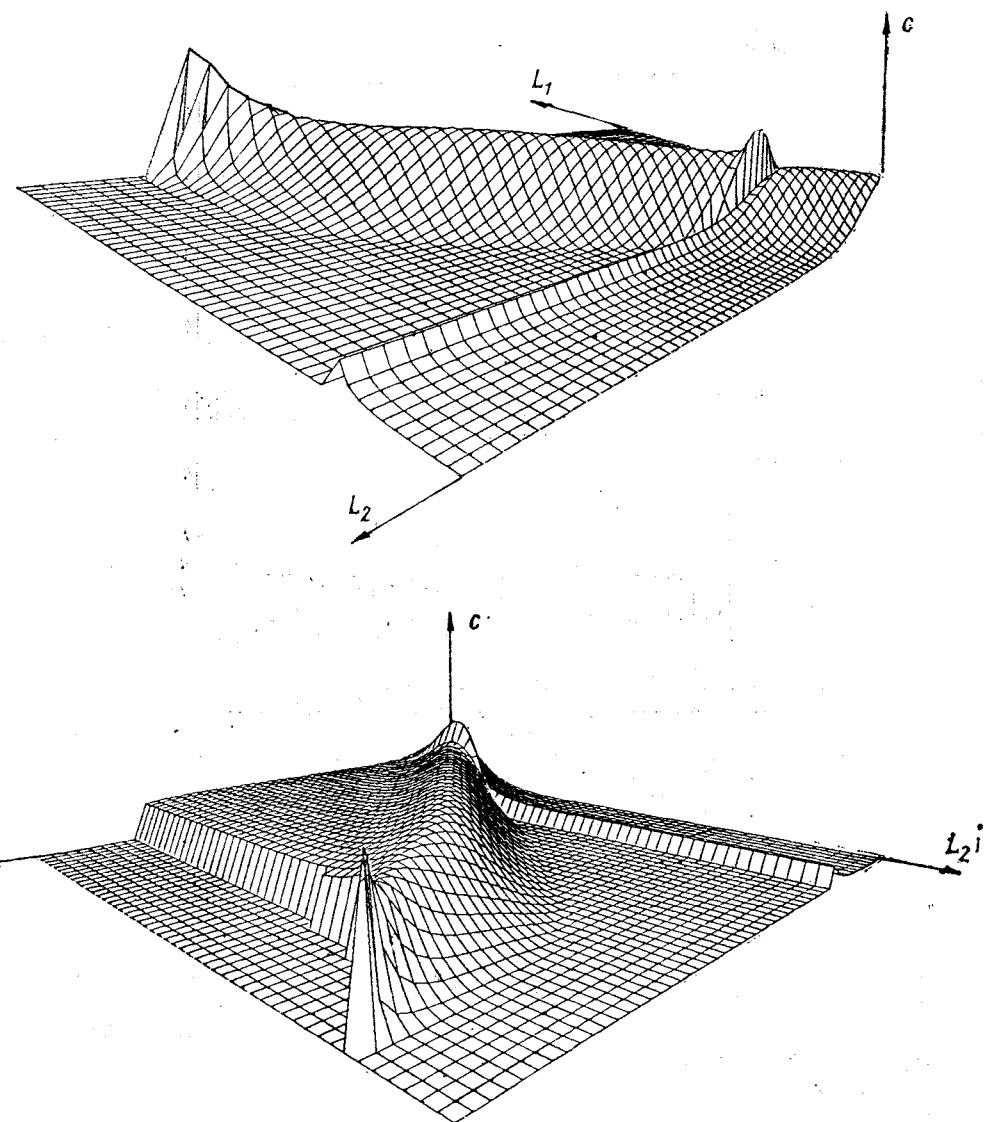


Рис. 2.8. Двухмерный спектр скоростей увеличения c амплитуд малых возмущений отметок дна русла при решении уравнений планового движения потока Картвелишвили.

ловых образований в диапазоне длин волн порядка 10^2 — 10^4 м с ярко выраженным максимумом скорости роста амплитуды. Сопоставляется с большими грядами в русле; г) область трехмерных длинноволновых возмущений, перемещающихся вверх по потоку. Характеризуются значительной вытянутостью ($L_1 \gg L_2$) и слабо выраженным максимумом скорости роста амплитуды. Со-

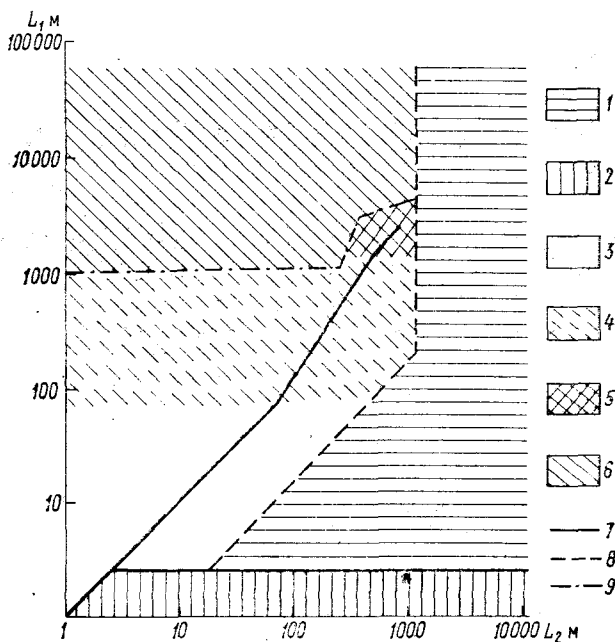


Рис. 2.9. Области распространения структурных уровней грядовых русловых форм при $U=1,0$ м, $H=2,0$ м и $C_0=40$.

1 — область отрицательных скоростей изменения амплитуд волн малых возмущений и отсутствия гряд; 2 — область самых малых гряд (рифели), 3 — область малых гряд; 4 — область средних гряд, 5 — область больших гряд, 6 — область самых больших гряд; 7 — линия максимальной скорости увеличения амплитуды волн малых возмущений, 8 — линия максимальной ширины гряд $L_{2кр}$, 9 — граница волн с положительной и отрицательной скоростью смещения по потоку при длине волны $L_{1кр}$.

поставляется с малоизученными русловыми формами — очень большими грядами.

Системы уравнений плановой гидравлики Сен-Венана (2.1) и Буссинеска (2.8) являются упрощенными вариантами полной системы (2.11). Анализ их решений на устойчивость по отношению к малым возмущениям приводит к соответствующим упрощениям дисперсионного соотношения (2.25): в уравнениях Буссинеска $\beta=0$; в уравнениях Сен-Венана — $\beta=\beta_1=\beta_2=\beta_3=0$.

Численный анализ этих уравнений показывает, что неучет

в уравнениях Буссинеска плановой кривизны линий тока приводит к потере информации о больших грядах и некоторой трансформации распределения скоростей роста амплитуд малых и средних гряд. Только рифели, слабо зависящие от конфигурации потока в плане, описываются упрощенными уравнениями так же, как и полными. Неучет в уравнениях Сен-Венана волн свободной поверхности приводит к потере информации и о рифелях. Полностью пропадает также структурность непрерывного спектра русловых образований, что делает невозможным выявление отдельных классов русловых форм.

МОРФОЛОГИЯ, ДИНАМИКА И ВЗАИМОВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА

Внутренняя структура в системе поток—русло, сложная и иерархическая, обладает той особенностью, что между элементами комплекса руслового рельефа существуют только морфологические связи и отсутствуют непосредственные причинно-следственные. Всякое воздействие одного элемента комплекса русловых форм на другой (как на одной иерархической ступени, так и на разных) происходит через элементы структуры потока как ведущей части в системе поток—русло. Поэтому, рассматривая в дальнейшем взаимосвязь морфологии и динамики различных русловых форм и их совокупностей, будем иметь в виду, что это взаимовлияние опосредованное, и что его характер при одинаковой морфологии и динамике рассматриваемых форм рельефа, в общем случае, совершенно не однозначен, из-за стохастической природы передающей воздействие структуры потока. Степень этой неоднозначности уменьшается с увеличением когерентности структуры потока и структуры руслового рельефа. Долголетний опыт применения морфологических методов для анализа динамики руслового рельефа убеждает в высокой степени этой когерентности. Однако в каждом конкретном случае этот вопрос требует специального рассмотрения.

3.1. Рифели (самые малые гряды)

Б. Ф. Снищенко [91] относит к рифелям донные формы с характерным шагом порядка глубины потока. Ричардс [129] выделяет подобные формы под названием мегарябь. Таким образом, под рифелями понимаются самые малые гряды, размеры которых зависят от глубины потока.

Исследования неустойчивости потока и русла по отношению к начальным возмущениям показали, что к этой категории относятся двумерные гряды, параметры которых определяются наличием донного сопротивления и волн на свободной поверхности потока. Исходя из этого можно упростить систему уравнений (2.19), чтобы получить аналитическое решение для длины рифелей. Двумерность рифелей позволяет пренебречь кривизной линий тока и поперечными составляющими гидравлических параметров. Тогда получим систему

$$a_1 A + c_1 P = 0;$$

$$a_3 A + c_3 P + d_3 T = 0;$$

$$a_4 A + d_4 T = 0,$$

где

$$a_1 = \alpha_1 \bar{U}_1 - 2g \frac{\bar{U}_1}{C_0^2 \bar{H} k_1} i; \quad c_1 = g - \bar{U}_1^2 \bar{H} \beta_3 k_1^2;$$

$$a_3 = \bar{H}; \quad c_3 = \bar{U}_1 - c; \quad d_3 = -\bar{U}_1 + c; \quad a_4 = M; \quad d_4 = -c.$$

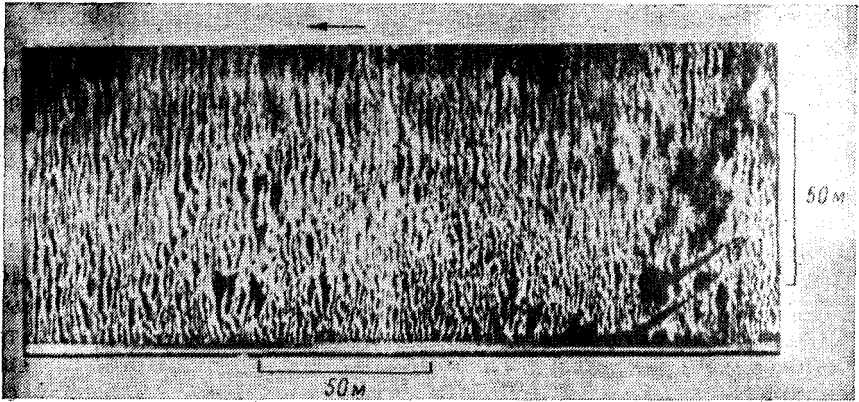


Рис. 3.1. Двухмерные рифели в русле р. Лены у пгт Мохсогollox. Запись получена А. А. Зайцевым с помощью локатора бокового обзора.

После исключения переменных A , P и T , разделения комплексной скорости на действительную и мнимую части и пренебрежения малыми членами получим дисперсионное соотношение

$$\text{Im}(c) = \frac{\beta_3 \bar{U}_1^2 \bar{H} k_1^2 - g}{(\alpha \bar{U}_1^2 - g \bar{H} + \beta_3 \bar{U}_1^2 \bar{H}^2 k_1^2)^2} M \frac{2g \bar{U}_1^2}{C_0^2 \bar{H} k_1}.$$

Условие $\text{Im}(c) > 0$ — увеличение амплитуд возмущений во времени — выполняется при

$$L_p < 2\pi \bar{H} \beta_3' Fr,$$

где $\beta_3' = \sqrt{\beta_3}$.

Длина волны, для которой скорость увеличения амплитуды возмущений максимальна, определяется по соотношению

$$dk_1 \text{Im}(c) / (dk_1) = 0.$$

Этот максимум наблюдается при

$$L_p = 2\pi \bar{H} \beta_3' Fr / \sqrt{1 + \alpha Fr^2}. \quad (3.1)$$

Это выражение уточняет формулу (2.9), полученную А. Е. Михиновым (60) на основе близких предположений.

Рифели — одна из наиболее распространенных категорий донных форм. Их исследование проведено на р. Нигер в диапазоне глубин $H=2,0 \dots 20,0$ м, скоростей потока $U=0,6 \dots 1,7$ м/с, среднего диаметра грунта $D=0,7 \dots 0,8$ мм; на р. Оби при $H=2 \dots 5$ м, $U=0,6 \dots 1,0$ м/с; $D=0,7 \dots 2,0$ мм; на р. Лене при $H=3 \dots 7$ м, $U=0,8 \dots 1,5$ м/с, $D=0,25$ мм.

Рифели являются двухмерными донными формами. Их гребни прослеживаются поперек направления течения на расстоянии существенно превосходящем шаг рифелей вдоль потока. Так, в русле р. Лены у пгт Мохсоголлох (рис. 3.1) шаг рифелей по потоку составляет 5—10 м, а линии гребней отчетливо прослеживаются на 200—300 м. Часто линии гребней рифелей извилисты, причем шаг этой извилистости близок к шагу рифелей вдоль потока, благодаря чему формы приобретают некоторую трехмерность. Но даже в таком случае хорошо выделяются параллельные друг другу поперечные полосы рифелей.

В продольном разрезе рифели характеризуются эллипсовидной формой с выпуклыми верховым и низовым откосами. Верховой откос обычно длиннее низового — на р. Оби в 70 % случаев коэффициент асимметрии рифелей $(L_B - L_H)/L$ положительный. При этом положительная асимметрия рифелей невелика, 30 % таких рифелей практически симметричны — $L_B/L_H=1,0 \dots 1,19$; еще для 30 % — $L_B/L_H=1,2 \dots 1,59$ и только около 40 % рифелей существенно асимметричны: $L_B/L_H > 1,6$. Но, если у рифелей наблюдается отрицательная асимметрия (более длинный низовой откос L_H), то она ярко выражена ($L_H/L_B > 1,6$) у половины таких рифелей, а форма, близкая к симметричной ($L_H/L_B < 1,2$), наблюдается лишь в 10 % случаев.

Кривая распределения длин рифелей (рис. 3.2) по предложению Сауре [124] обычно описывается гамма-распределением вида

$$dp = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} L^{\alpha-1} \exp(-\beta L) dL. \quad (3.2)$$

Коэффициенты α и β связаны со средней длиной рифелей \bar{L}_p и дисперсией ряда длин σ_L^2 следующими соотношениями: $\bar{L} = \alpha/\beta$, $\sigma_L^2 = \alpha/\beta^2$, Γ — гамма-функция.

Обработка материалов полевых измерений с привлечением экспериментальных данных [124] показывает, что коэффициент вариации длин рифелей $C_V = \sigma_L/\bar{L}_p$ изменяется в узких пределах и в среднем составляет 0,40 (рис. 3.3 а).

В этом случае кривая распределения длин рифелей описывается функцией с одним параметром — средней длиной рифелей.

Проверка применимости формулы (3.1) для расчета \bar{L}_p проведена по данным натуральных и экспериментальных исследований. Корреляция измеренных и вычисленных средних длин рифелей в диапазоне скоростей потока $U=0,1 \dots 2,5$ м/с, глубин $H=0,01 \dots 20,0$ м и диаметров частиц грунта $D=0,2 \dots 2,0$ мм — средняя, коэффициент корреляции $r=0,66$ (рис. 3.4). Разброс зна-

чений обусловлен как недостаточной точностью определения длин рифелей для натуральных условий, так и заведомо переменной величиной β'_3 , определяемой вертикальными эпюрами составляющих скорости потока. Среднее значение β'_3 , вычисленное с помощью формулы (3.1) по фактическим длинам рифелей, составляет 0,73,

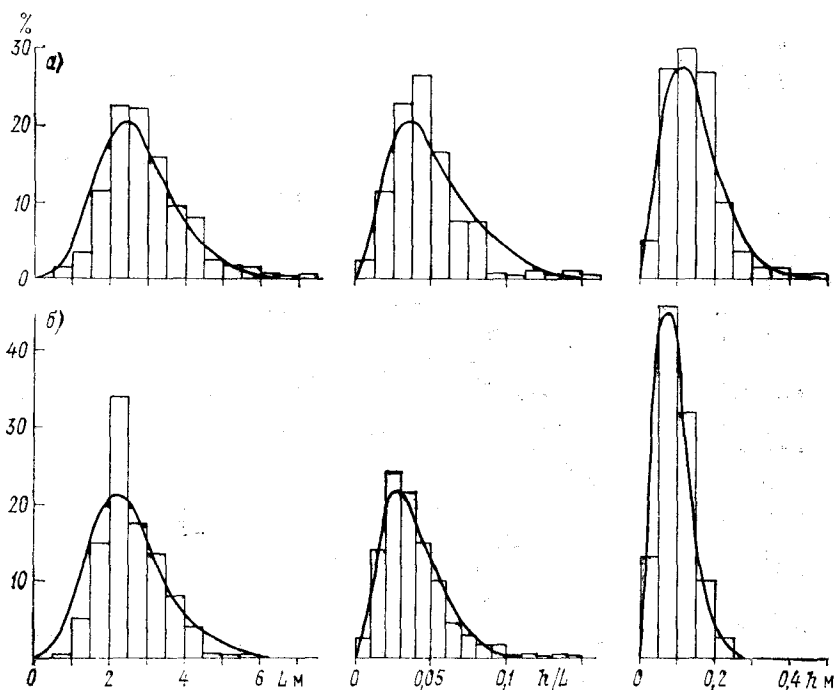


Рис. 3.2. Гистограммы морфометрических параметров рифелей верхней Оби.

a — 11.07.85 г., Усть-Песчанский перекат; *б* — 13.07.85 г., протока Рыбачья. Для длин рифелей L гистограммы аппроксимируются гамма-распределением с параметрами: $a - \bar{L} = 2,8$; $\sigma = 1,08$; $\alpha = 2,8$; $\beta = 2,4$; $b - \bar{L} = 2,5$; $\sigma = 1,00$; $\alpha = 2,5$; $\beta = 2,5$; для крутизны рифелей — гамма-распределением с параметрами: $a - \bar{h}/L = 0,051$; $\sigma = 0,03$; $\alpha = 0,051$; $\beta = 58,6$; $b - \bar{h}/L = 0,038$; $\sigma = 0,022$; $\alpha = 0,038$; $\beta = 81,2$; для высот рифелей h — распределением Вейбулла с параметрами: $a - \bar{h} = 0,13$; $\sigma = 0,072$; $\mu = 1,9$; $\lambda = 38,8$; $b - \bar{h} = 0,087$; $\sigma = 0,044$; $\mu = 2,06$; $\lambda = 119,0$.

что незначительно расходитсся с теоретическим значением 0,55. Отдельные значения β'_3 отличаются от среднего в 2 раза и более. Большой разброс значений коэффициента β'_3 приводит к существенному снижению точности расчетов по формуле (3.1). Более простые эмпирические формулы

$$L_p = 0,7H \quad (3.3)$$

и

$$L_p = 1,9\sqrt{UH} \quad (3.4)$$

дают приблизительно те же результаты. Однако формула (3.1) имеет большое значение для понимания механизма формирования рифелей и создает возможность увеличить точность расчетов при устранении неопределенности в параметрах.

Анализ решения системы (2.19) показывает (см. рис. 2.8), что на участке сочленения областей развития рифелей и малых гряд

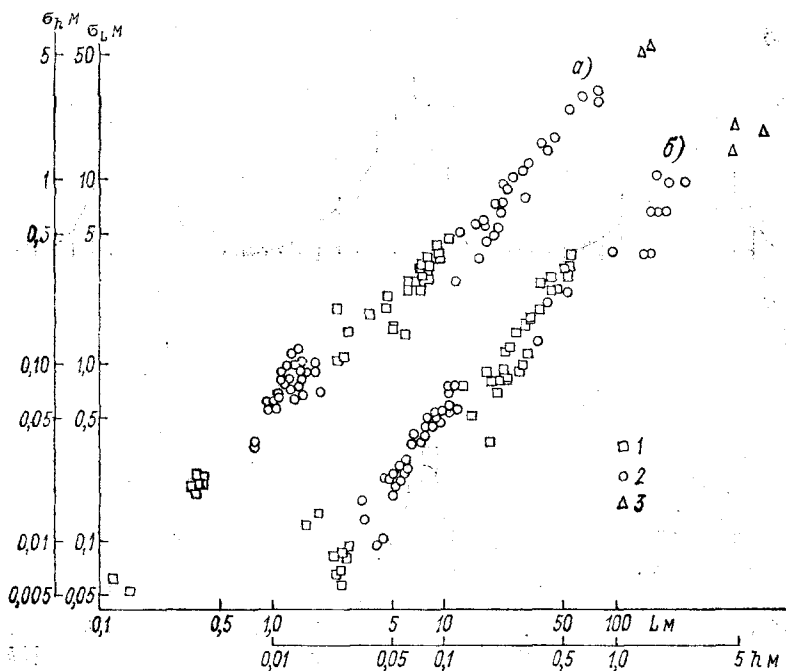


Рис. 3.3. Связь средней длины \bar{L} (а) и высоты h (б) рифелей (1), дюн (2) и заструг (3) со средними квадратическими отклонениями длин и высот этих донных форм.

образуется локальный максимум. Длины соответствующих этому максимуму рифелей описываются формулой (3.1) с коэффициентом $\beta'_3 = 1,2\beta_3$. Такие трехмерные рифели широко распространены в русле р. Терека ниже устья р. Сунжи. Они также выделяются в русле р. Нигер, но не образуют там обширных полей. Эмпирические данные показывают, что шаг трехмерных рифелей примерно в 2 раза больше шага двумерных рифелей.

Кривая распределения высот рифелей, по предложению Ванга и Чена [137], аппроксимируется распределением Вейбулла—Гнеденко

$$dp = \mu \lambda h^{\mu-1} \exp(-\lambda h^\mu) dh. \quad (3.5)$$

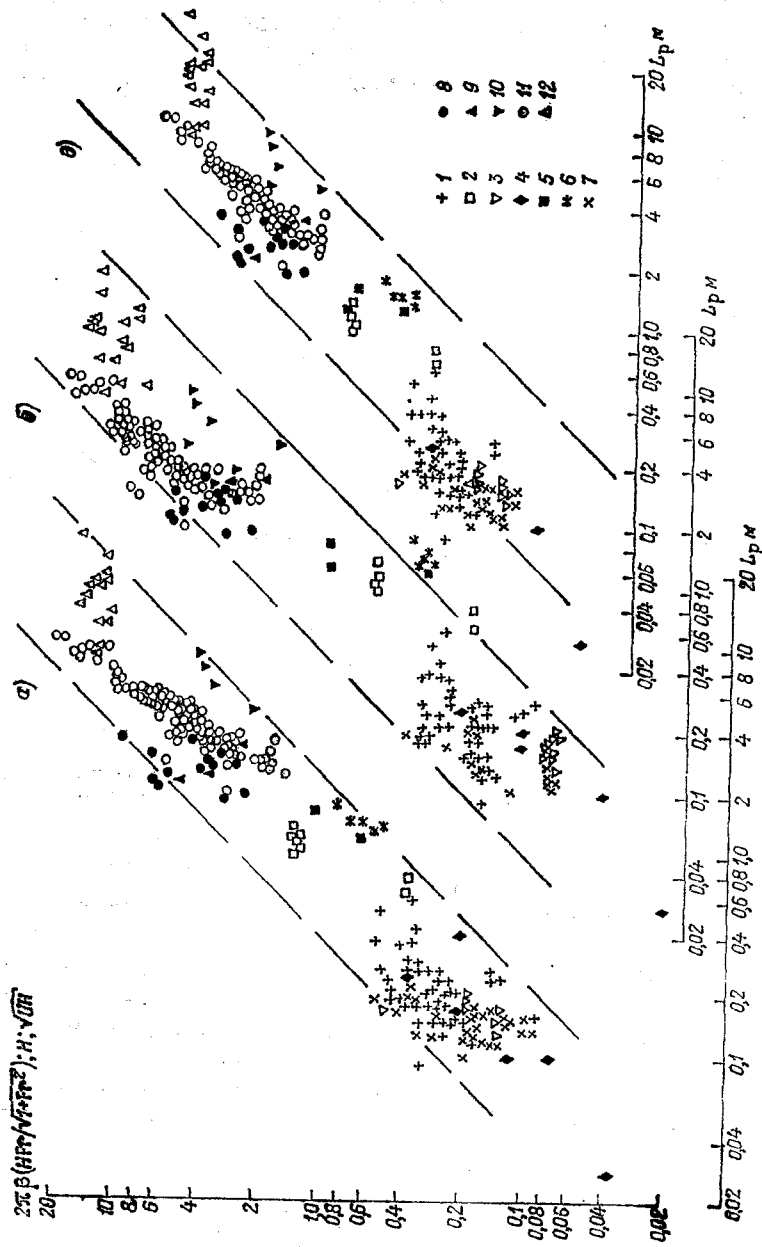


Рис. 3.4. Связь фактических длин рифелей L_p с длинами, рассчитанными по формулам: а — (3.1); б — (3.3); в — (3.4).

Экспериментальные данные, которые получили: Гай, Саймонсон (1); Нордін (2); Хонг, Карим, Кеинеди (3); Клаувер (4); Ли, Джобсон (5); Ханг, Чен (6); Ванонг, Хванг (7); натурные данные, полученные на реках: Лена (8), верхняя Обь (9), средняя Обь (10), Нигер (11), Кама (12) (измерения на средней Оби выполнены Н. И. Алексеевским, на Камае — Б. А. Ивановым).

Коэффициенты μ и λ связаны с \bar{h}_p и $\sigma^2_{h_p}$ соотношениями $\sigma^2_{h_p}/\bar{h}_p^2 = \Gamma(2/\mu+1)/\{\Gamma(1/\mu+1)\}^2 - 1$; $\bar{h}_p = \lambda^{-1/\mu} \Gamma(1/\mu+1)$. Данные натуральных и экспериментальных исследований показывают малую изменчивость коэффициента вариации высот рифелей, его среднее значение $C_{vh} \approx 0,5$ (см. рис. 3.3 б). Тогда кривая распределения высот рифелей, так же как и длин, определяется одним параметром — средней высотой рифелей.

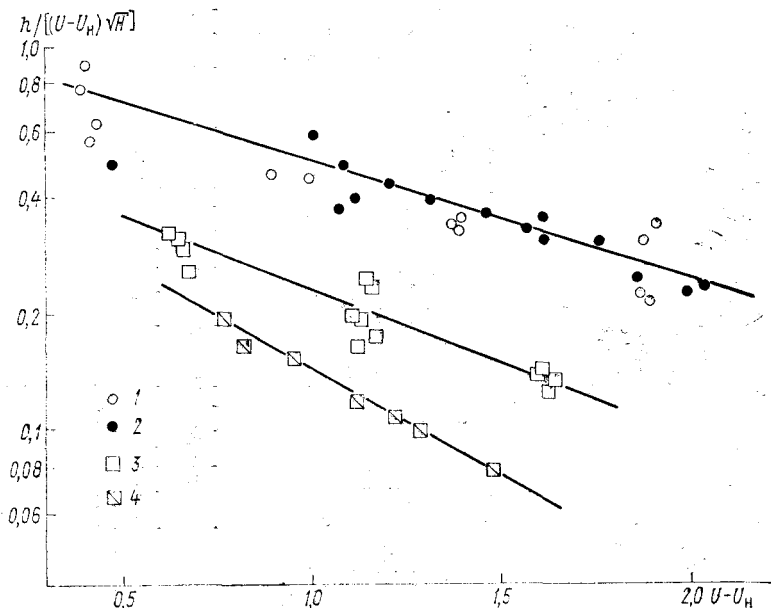


Рис. 3.5. Зависимость высоты h рифелей и дюн от определяющих факторов — глубины H , скорости потока U и неразмывающей скорости U_n .

(Обозначение шкалы абсцисс $\frac{U - u_n}{u_n}$; значения увеличить в 2,5 раза)

1 — дюны р. Терек, 2 — дюны р. Нигер, 3 — рифели р. Терек, 4 — рифели р. Лены.

Линейное приближение в решении уравнений гидравлики методом малых возмущений не дает возможности получить выражение для высот рифелей. Нелинейные подходы в этой теории еще недостаточно разработаны. Однако большое количество эмпирических данных и исследования Ялина, Карахана [139], В. К. Дебольского, Л. Д. Когана, Н. А. Михайловой [22] позволяют предложить следующую аппроксимацию зависимости высот рифелей от гидравлических характеристик:

$$\frac{h_p}{H} = a \frac{U - u_n}{\sqrt{gH}} \exp\left(-b \frac{U - u_n}{U_n}\right). \quad (3.6)$$

Для рифелей р. Лены коэффициенты a и b соответственно равны 1,6 и 0,5 (рис. 3.5). Стохастический характер распределения

высот и длин рифелей обуславливает вероятностную связь между ними с широким диапазоном значений крутизны рифелей h/L (рис. 3.6).

Важным параметром является средняя крутизна низового откоса рифелей h_p/L_p . Для верхней Оби это значение не превосходит 0,40 (угол откоса 20°), а модальное значение составляет 0,1—

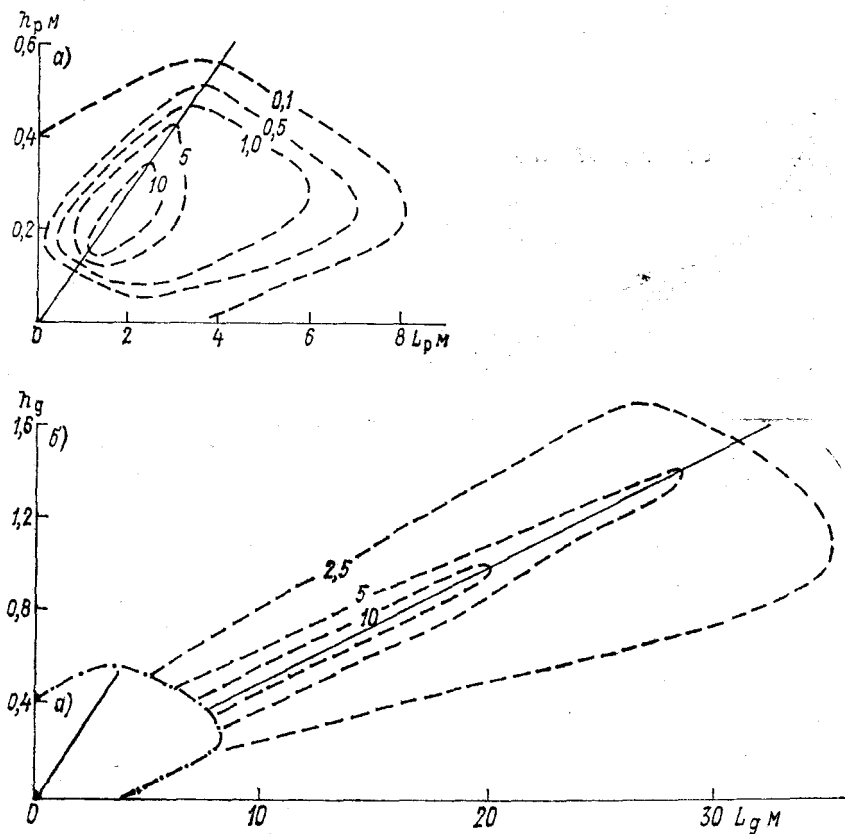


Рис. 3.6. Связь между высотами h и длинами L рифелей (а) и дюн (б) на р. Лене, пгт Мохсоголлох.

Изолиниями показаны повторяемость, % сочетаний высот и длин.

0,15 (угол откоса $6-9^\circ$). Это средние значения крутизны низового откоса, при эллиптическом профиле откоса в верхней части профиля крутизна меньше средней, а в нижней — существенно больше.

Рифели, которые формируются в экспериментальных лотках при малых относительных глубинах потока $H/h_p=2 \dots 10$, часто треугольной формы, с крутым низовым откосом, близким по крутизне к углу естественного откоса. Такая форма рифелей не характерна для больших рек, где значения H/h_p обычно превышают 200—700.

Вид кривых распределения для морфометрических параметров рифелей подобран исходя из гипотез о характере случайного процесса, их формирующего. Гамма-распределение при $c_V = \text{const}$ описывает пуассоновские процессы, в число которых входит и сальтация влекомых наносов. Распределение Вейбулла—Гнеденко появляется как предельное распределение максимума. Распределение высот рифелей также достаточно хорошо описывается гамма-распределением. Очевидно, еще большего совпадения тео-

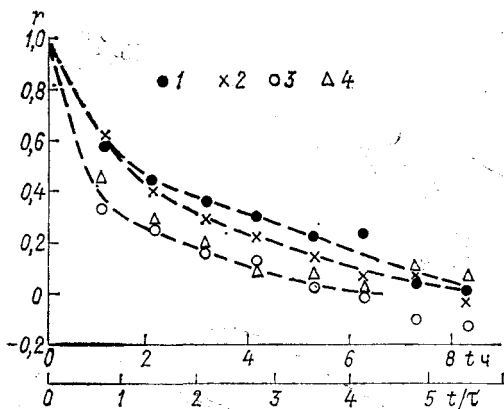


Рис. 3.7. Изменение коэффициентов корреляции r рядов длин (1), высот (2), крутизны (3) и асимметрии (4) одних и тех же рифелей на р. Оби (Усть-Ануйский перекал) при увеличении интервала времени t между промерами.

τ — период рифелей, ч.

ретических и эмпирических кривых можно добиться, используя трех- и четырехпараметрические распределения.

Изменения морфологии рифелей при их перемещении вниз по руслу были исследованы на спаде половодья в 1985 г. на р. Оби ниже слияния рек Бии и Катунь. На акватории с помощью поплавков, расставленных через 20—30 м, закреплялись продольные профили длиной 70—100 м. Это позволило с достаточной точностью проходить по одному и тому же продольнику на катере с эхолотом через каждый час 10—12 раз в день. На соседних по времени эхограммах без особых затруднений определялось положение одних и тех же рифелей в последовательные моменты времени.

Подобные детальные натурные измерения показывают, что средние значения морфометрических параметров рифелей (длина L_p ; высота h_p ; асимметрия L_H/L_B и крутизна h_p/L_p) и их дисперсии мало изменяются во времени при неизменных гидравлических характеристиках. В то же время индивидуальная морфология конкретных рифелей значительно изменяется под влиянием случайных факторов (рис. 3.7). Коэффициенты корреляции пар рядов морфологических параметров одних и тех же рифелей в разные моменты времени быстро уменьшаются с увеличением продолжительности отрезка времени, разделяющего эти ряды: Для промежутка времени 2 ч ($\sim 1,5$ периода рифелей τ) коэффициенты корреляции для высот и длин рифелей уменьшились до 0,4,

а для крутизны и асимметрии — до 0,3. Столь существенное изменение конфигурации донных форм делает малодостоверным определение положения тех же рифелей через длительные промежутки времени. Такой анализ требует повторения промеров дна не реже, чем через 1 ч. Для периода 6 ч (4τ) коэффициенты корреляции для рядов крутизны и асимметрии переходят через ноль, а для промежутка 8—9 ч (6τ) через ноль переходят и коэффициенты для рядов длин и высот. Иными словами, за такой промежуток

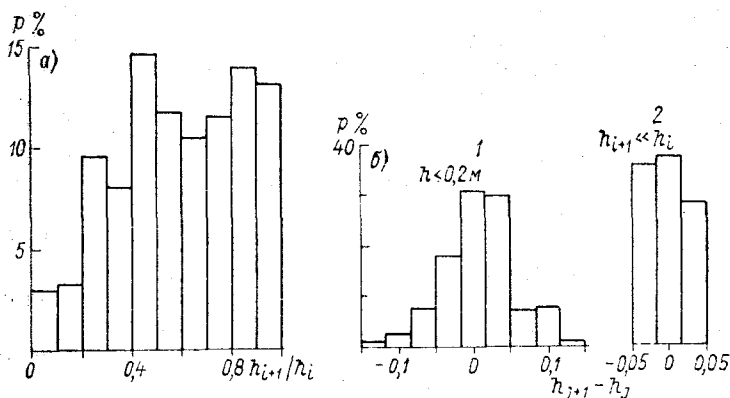


Рис. 3.8. Повторяемость p соотношений высот двух соседних рифелей (а) и изменчивость во времени высоты малого рифеля ($h < 0,2$), расположенного ниже малого (1) и ниже большого (2) рифеля (б).

времени происходит полная трансформация конкретных рифелей при сохранении средних геометрических характеристик всего комплекса донных форм.

Кривая распределения парных отношений высот нижележащих рифелей к высотам вышележащих показывает, что все пары рифелей распадаются на две группы (рис. 3.8 а): 1) высоты примерно одинаковые — среднее отношение $h_{x+1}/h_x \approx 1,0$; 2) высоты рифелей существенно различны: $h_{x+1}/h_x < 0,6$. При этом в первую группу входят исключительно малые рифели, высотой $\leq 0,2$ м, во вторую — малые и большие рифели (высотой $> 0,2$ м). То, что большие и малые рифели обычно чередуются, указывает на наличие взаимовлияния соседних рифелей. Пара больших рифелей, даже единожды возникнув, быстро разрушается. Когда большой рифель расположен выше малого, то увеличивается стабильность малого рифеля в «тени» большого: для малых рифелей в целом дисперсия σ^2 разностей высот одного и того же рифеля в соседние моменты времени (через 1 ч) составляет 0,00255, а для малых рифелей, расположенных ниже больших $\sigma^2 = 0,00117$ (различие дисперсий значимо по F -критерию с достоверностью 95 %) (см. рис. 3.8 б).

3.2. Малые и средние гряды

Б. Ф. Сنيщенко [91] к грядам относит донные формы с длинами порядка 10 глубин потока. В номенклатуре проблемного комитета Американского общества гражданских инженеров грядями (*dunes*) называются донные формы, размеры которых занимают промежуточное положение между рябью и барами [125].

Линейная теория неустойчивости малых возмущений показывает (см. рис. 2.8), что в диапазоне длин волн между рифелями и большими грядями расположена обширная область трехмерных донных форм, в пределах которой нет явно выраженного одного или нескольких максимумов. Близки вероятности превращения любого из этих возмущений в донную форму. Спектральный анализ протяженных рядов отметок дна рек (см. рис. 1.4) показывает, что функции спектральной плотности в области малых и средних гряд имеют вид «белого шума», с отдельными максимумами спектральной плотности. На этих профилях выделяются донные формы в широком диапазоне длин $L_1 = 10H \dots 1000H$.

Единый массив малых и средних гряд из-за большого диапазона длин входящих в него форм приобретает иерархическое строение: более мелкие гряды могут сформироваться на поверхности более крупных, которые в свою очередь моделируют поверхность еще более крупных гряд и т. д. Усложнение строения гряд по мере увеличения их размеров создает качественные различия в морфологии и динамике более крупных и более мелких гряд. Поэтому необходимо микроформы, расположенные на разных ступенях иерархического комплекса, выявлять и рассматривать в рамках самостоятельных структурных ячеек структурного уровня микроформ.

Общепринятая номенклатура малых и средних гряд разных ступеней иерархии еще не разработана, хотя они выделяются многими исследователями, работающими на натуральных объектах. Чаще всего различают порядки гряд [104], начиная нумерацию с самых мелких. Н. И. Алексеевский [2, 3] обозначает гряды разных иерархических ступеней буквами русского алфавита, при этом буква «А» присваивается побочным перекатам — большим грядам, а более мелкие гряды по мере их упрощения и уменьшения длины обозначаются Б, В, Г и Д. Автором [81, 88] предложено давать каждому грядовому комплексу название: дюны — это малые гряды, поверхность которых моделируется рифелями; заструги — малые гряды, осложненные дюнами; шалыги — средние гряды, на поверхности которых расположены заструги.

Следует особо подчеркнуть, что иерархический грядовый комплекс с широким диапазоном длин волн и усложняющимся строением более крупных форм образуется на речном дне при установившихся гидравлических характеристиках потока. Такая характеристика его строения, как сложность, обусловлена не наличием реликтовых форм (хотя последние могут присутствовать), а возможностью наложения гряд разной длины.

Для малых и средних гряд необходимо выделить две основные стадии развития: активную и пассивную. В активной стадии гряда образуется и трансформируется вихревой структурой потока, отображением которой в размываемом грунте она является. В пассивной стадии гряда определенной длины трансформируется по-лем скоростей, в котором не могут образоваться вихревые структуры и отображающие их гряды этой длины. Пассивные гряды часто трансформируются при перемещении по их поверхности более мелких активных или пассивных гряд.

Дюны хорошо выражены в русле р. Нигер ниже устья р. Бенуэ. Их морфология и динамика исследованы в половодье — межень 1978—1979 гг. [80, 84]. На этом примере рассмотрим основные характеристики морфологии и динамики этих малых гряд.

В активную стадию развития дюны представляют собой трехмерные гряды, практически изометричные в плане, с отношением длины к ширине $L_1/L_2 \approx 1,0$. В вертикальной плоскости как в продольном, так и поперечном направлении, склоны дюн выпуклые, форма профиля эллипсоидная (см. рис. 1.3). Однако низовой откос даже активных дюн иногда бывает прямым или вогнутым. В поперечном разрезе активные дюны обычно симметричны. В продольном разрезе 83 % дюн обладают положительной асимметрией, из них половина — значительной ($L_B/L_H > 1,6$), а четверть — малой ($L_B/L_H < 1,2$). Среди дюн с отрицательной асимметрией четверть обладают большой асимметрией, и около половины — малой. Близкую к симметричной форму [$-0,1 < (L_B - L_H)/L < 0,1$] имеют 46 % всех активных дюн р. Нигер.

Распределение активных дюн по длинам и высотам описывается теми же кривыми распределения (3.2) и (3.5), что и для рифелей. Близки к постоянным коэффициенты вариации длин ($C_{VL} = 0,4$) и высот ($C_{Vh} = 0,5$) дюн (см. рис. 3.3).

Теория неустойчивости малых возмущений в линейном приближении не дает возможности получить теоретическую формулу для длины наиболее вероятных дюн. Анализ эмпирического материала по длинам активных дюн на реках Амазонка, Нигер, Терек (рис. 3.9) показал, что для расчета длин дюн применима формула вида (3.1)

$$\bar{L}_d = \beta'' H F r.$$

Однако коэффициент β'' оказывается разным для разных рек и имеет тенденцию увеличиваться с увеличением размера реки. Поскольку образование малых и средних гряд не связано с волнами свободной поверхности, а определяется гидравлическими сопротивлениями, то связь β'' с вертикальной эпюрой скоростей может быть только косвенной, через влияние параметров рифелей на шероховатость дна. На подобное влияние указывал Ричардс (129) при объяснении формирования мегаряби. Обычно $\beta'' = 30 \dots 40$.

Обработка того же эмпирического материала показывает, что средние высоты дюн описываются зависимостью (3.6) (коэффициенты 3,2 и 0,3).

Связь высот и длин активных дюн также имеет стохастический характер, мода крутизны активных дюн составляет 0,04, что значительно меньше, чем для рифелей (см. рис. 3.6).

Крутизна низового откоса активных дюн меньше, чем у рифелей — в 78 % случаев $h_d/L_n < 0,1$ (6°). Исследование поля скоростей во время половодья над активными дюнами показывает

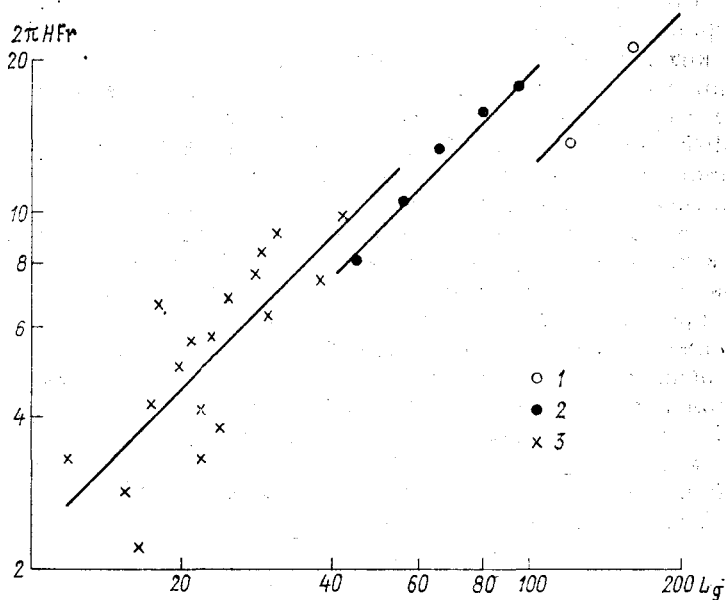


Рис. 3.9. Связь длин дюн на реках Амазонка (1), Нигер (2), Терек (3) с гидравлическими характеристиками потока.

(см. рис. 2.2 а), что присоединенного вихря в подвалье таких гряд не образуется из-за малой крутизны низового откоса. При этом поле фактических скоростей над грядой связано со скоростями, обусловленными рельефом дна, обратной зависимостью: коэффициент корреляции $r = -0,69$. Это свидетельствует о наличии грядообразующего вихря над активной грядой.

На спаде половодья, по мере уменьшения глубин и удельного расхода потока, происходит трансформация поля скоростей над дюнами и изменение формы дюн. Поле скоростей начинает определяться рельефом дна: коэффициент корреляции фактических скоростей потока и обусловленных рельефом дна становится равным 0,8. Развитие дюн вступает в пассивную стадию, когда их морфология и динамика обусловлены не структурой потока, отображением которой являются дюны, а полем скоростей, обусловленных существованием донных гряд.

В русле р. Нигер по характеру трансформации пассивных дюн выделяются две области: 1) область замедленной трансформации и 2) область ускоренной трансформации.

В области замедленной трансформации при существенном уменьшении расхода воды, глубины и скорости потока, морфология дюн — высота и длина каждой индивидуальной гряды, также как и средние их характеристики и кривые распределения, изменяются гораздо медленнее, чем на стадии активных дюн. Эта область охватывает глубокие плёсовые долины с глубиной $H > 7$ м. Характерным примером является профиль, приведенный на рис. 3.10, где при уменьшении глубины от 16,5 до 8,7 м и скорости потока от 1,9 до 0,4 м/с сохранились не только средние характеристики, но и морфология отдельных дюн в условиях высокой их динамичности. Кривые повторяемости высот, длин, крутизны и асимметрии дюн в этой области при изменении гидравлических характеристик потока практически не изменяются.

Область ускоренной трансформации дюн расположена в основном на перекатах, побочнях и осередках с глубиной $H < 5 \dots 6$ м. При уменьшении расхода воды и глубины потока трансформация пассивных дюн происходит быстрее, чем активных. Значительная разница в скорости течения над разными участками дюны приводит к увеличению скорости смещения гребня и перекосу гряды. Она быстро приобретает асимметричную «классическую» треугольную форму со слегка выпуклым пологим верховым и вогнутым низовым откосом крутизной до $30\text{—}35^\circ$, близкой к углу естественного откоса для песка в воде. В подвалье дюны образуется присоединенный вихрь с обратными придонными течениями, поддерживающими крутой низовой откос. Формирование присоединенного вихря увеличивает дифференциацию скорости вдоль дюн. Пригребневая часть верхового откоса, где скорость течения больше, и низовой откос, где существенную роль играют гравитационные процессы, смещается вниз по течению быстрее, чем прилобная часть верхового откоса, находящаяся в зоне воздействия присоединенного вихря верхней гряды. Дюна удлиняется, одновременно происходит уменьшение ее высоты.

Скорость и характер трансформации пассивных дюн во многом обусловлены их начальной высотой и крутизной. Более высокие и крутые дюны быстрее приобретают асимметричную форму. Более низкие и пологие часто остаются симметричными. При отсутствии процессов, поддерживающих форму таких дюн, они сглаживаются и сливаются с крутыми дюнами. Происходит процесс скачкообразного удвоения длины гряды, который был детально рассмотрен Н. С. Знаменской [28].

Одновременно с потерей симметрии дюны утрачивают ярко выраженную трехмерность. Соседние (поперек потока) дюны сливаются, их гребни образуют единую, слегка волнистую, линию, скошенную в сторону плеса. Дюны становятся существенно двухмерными. По мере понижения уровня воды в процесс слияния вовлекаются все больше трехмерных дюн. Шаг двухмерных дюн увеличивается от 1,5—2,0 шагов трехмерных дюн в начале их ускоренной трансформации до 10 и более в его конце (рис. 3.11).

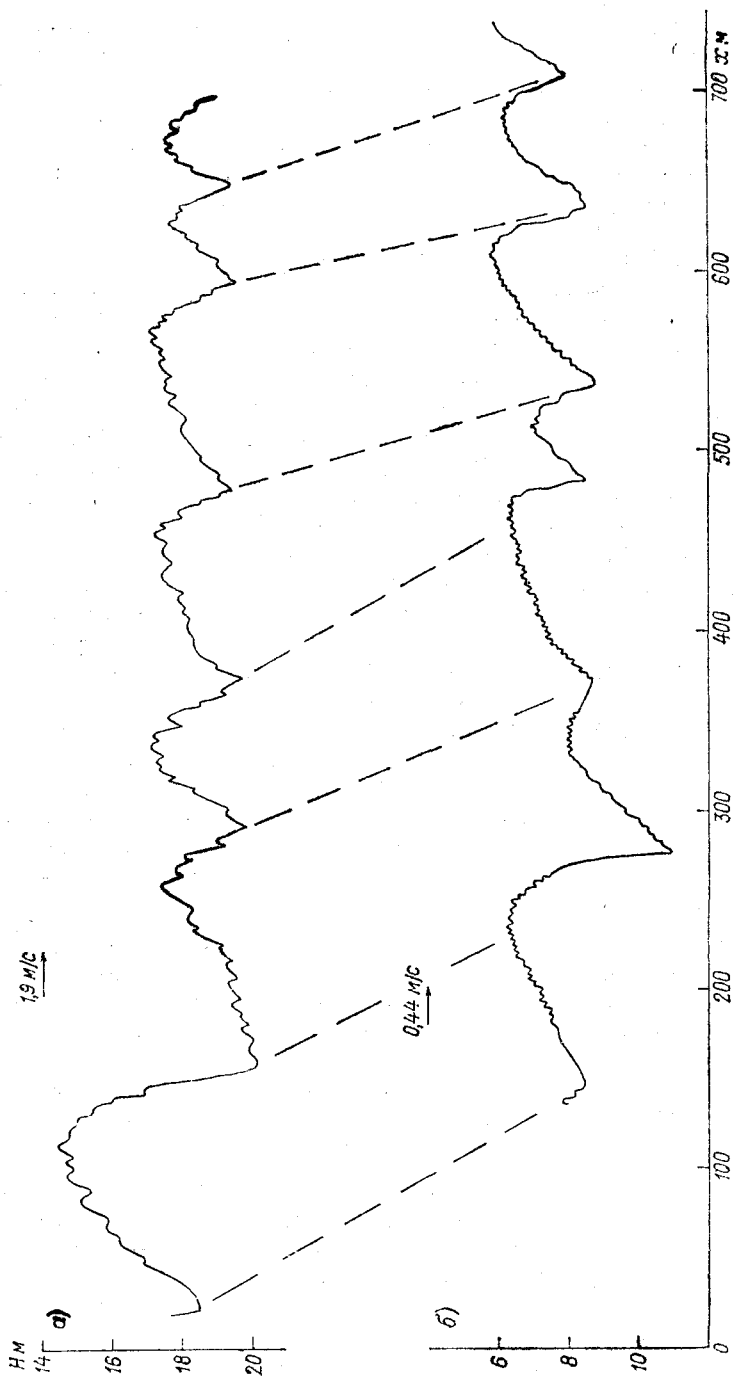


Рис. 3.10. Замедленная трансформация дна в глубокой плесовой ложине русла р. Нигер у пгт Герегу за период от пика половодья (07.10.78 г.) (а) до межени (11.04.79 г.) (б).

Неглубокие плесовые лощины образуют в русле р. Нигер область неравномерной трансформации дюн. Здесь в начале спада половодья трансформация дюн замедлена, а в конце спада — ускорена. Для этой области характерен процесс увеличения высоты дюн в начале их ускоренной трансформации. Более высокие пассивные дюны смещаются быстрее, чем более низкие, и наползают на их верховые откосы. За счет такого наложения высоты гребней этих дюн увеличиваются.

По мере слияния и выполаживания пассивных двухмерных дюн в период межени на выровненных участках дна в русле р. Нигер начали формироваться активные трехмерные дюны, размеры которых соответствовали гидравлическим характеристикам потока. При этом быстро смещающиеся вниз по течению активные дюны новой генерации стали основным фактором смещения двухмерных пассивных дюн (рис. 3.12).

Описанные изменения дюн обуславливают гистерезисный вид связей их морфометрических параметров с гидравлическими характеристиками потока. Связи такого рода являются типичными для дюн многих рек. Например, они описаны Алленом [104] для р. Везер, Б. Ф. Снисченко для р. Полометь [43].

Заструги, шалыги выделяются и изучаются немногими исследователями [2, 50]. Часть их относят к реликтовым формам донного руслового рельефа, что иногда обосновано.

Кривые распределения длины заструг хорошо описываются гамма-распределением, но достаточной информацией об их высоте автор не располагает. Средняя длина заструг и шалыг возрастает с увеличением водности реки. Данные об изменении размеров заструг на участке р. Нигер от пгт Герегу до пгт Аджакута при изменении водности реки в течение гидрологического года получены в результате повторных промеров дна на закрепленном продольнике по неглубокой плесовой лощине. Для уменьшения степени субъективности ряды отметок дна подвергнуты спектральному анализу. На кривых спектральной плотности отметок дна $S(k_1)$, выделена область первого максимума, соответствующая застругам. Она ограничена волновыми числами, которые соответствуют двум минимумам функции. Длина заструг определена по волновому числу k_m , соответствующему максимуму спектральной плотности S в этой области. Средняя высота заструг \bar{h}_3 вычислена по доле дисперсии ряда, относящейся к этой области: $\bar{h}_3 = \sqrt{\int S(k_1) dk_1}$. Длина заструг, зафиксированная при подъеме половодья, практически не изменяется с уменьшением расхода воды и уровня. Высота заструг увеличивается на подъеме и пике половодья, во время спада остается практически постоянной и лишь в конце спада и во время межени, когда средняя глубина воды в плесе становится меньше 4,0 м, заструги начинают расплываться. В это же время существенные изменения претерпевает форма заструг: из симметричных гряд с пологими выпуклыми откосами они становятся резко асимметричными. Вер-

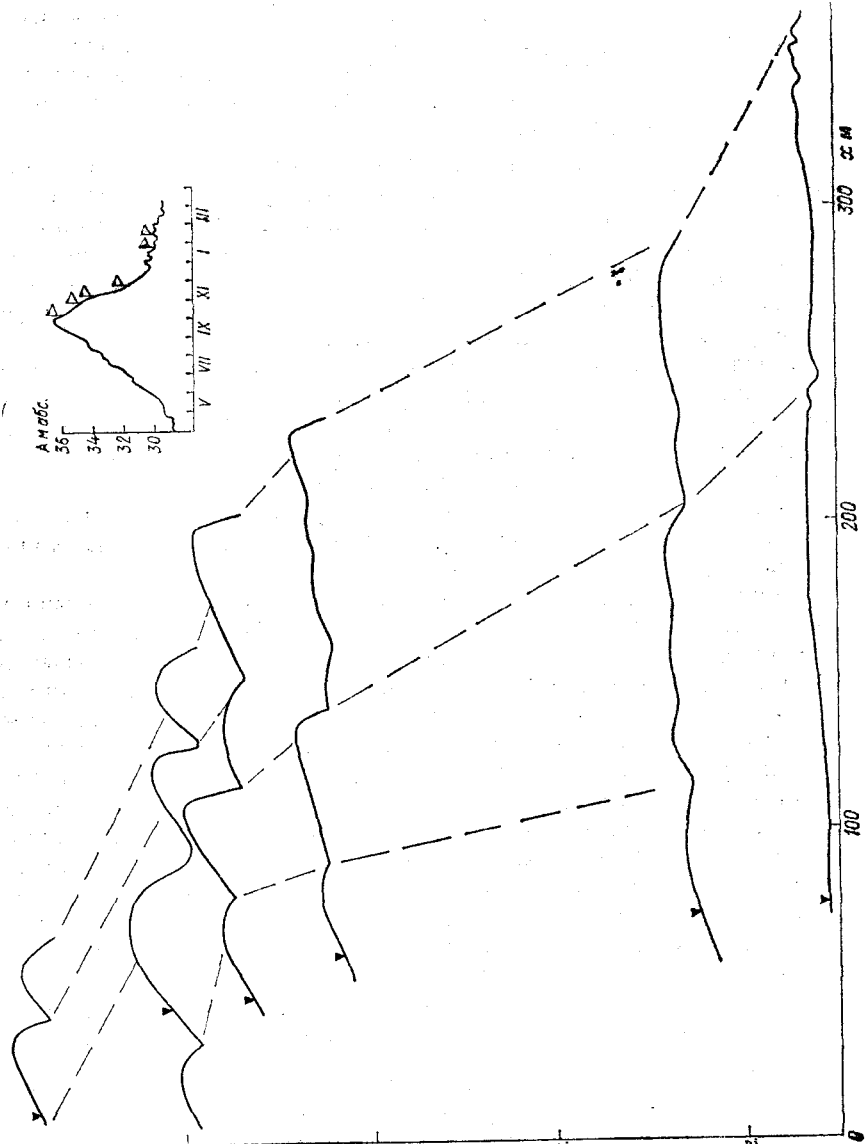
Дата
30.09.78г.

30.10.78г.

30.11.78г.

30.12.78г.

30.01.79г.



300 см

200

100

0

ховой откос выполаживается, становясь практически горизонтальным, длина его приближается к шагу заступки. Крутизна низового склона заступки достигает угла естественного откоса $33-35^\circ$. Скорость смещения заступок вниз по течению довольно значи-

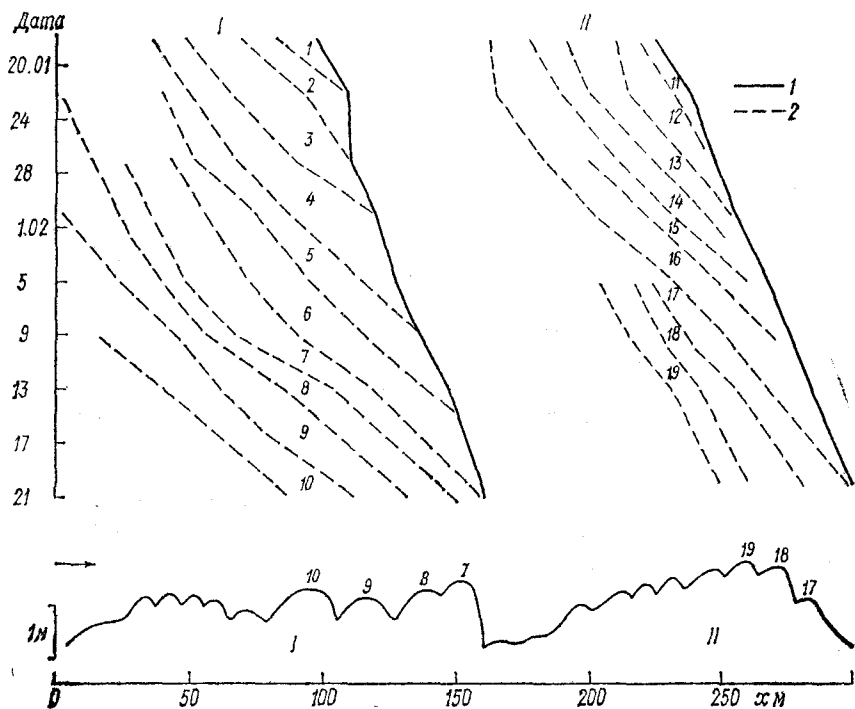


Рис. 3.12. Смещение активных трехмерных дюн (1—19) по поверхности пассивных двухмерных дюн (I, II) на р. Нигер во время межени в 1979 г. Пространственно-временные траектории движения ложбин между двухмерными (I) и трехмерными (2) дюнами.

тельна: на пике половодья она достигает $4,5$ м/сут, на спаде половодья — $2,3$ м/сут, в межень — $0,3$ м/сут.

Совместное рассмотрение зависимостей средних высот рифелей и гряд разной сложности от определяющих гидравлических факторов (см. рис. 3.5) показывает, что для всех донных форм характерно наличие двух ветвей этой зависимости. Прослеживается ветвь увеличения относительной высоты h/H (или крутизны h/L) донных форм с ростом относительной скорости потока $U - u_{н}$ и, после достижения максимума, ветвь уменьшения отно-

Рис. 3.11. Ускоренная трансформация дюн в р. Нигер на правом борту осередка у пгт Аджакута на спаде половодья.

Треугольником обозначена отметка дна $27,0$ м абс.

На врезке — изменение уровня воды А. Флажком обозначено положение профилей.

сительной высоты (крутизны), т. е. смыва донных форм при дальнейшем увеличении $U - u_{кр}$. Однако смыв рифелей начинается при меньшей скорости потока, чем смыв малых и средних гряд, и чем крупнее гряда, тем большая скорость потока необходима для их смыва. В результате возможны гидравлические условия, когда на дюнах не будут выделяться рифели (или будут очень слабо выражены), на поверхности заструг не будет дюн и т. д. Предложенная выше номенклатура малых и средних гряд, основанная на их положении в иерархическом ряду, лишена в этом случае единства признаков типизации.

Подобные условия складываются в русле р. Терека ниже устья р. Сунжи во время паводков. Здесь формируется сложный комплекс донных форм, включающий рифели, дюны, заструги. Но в условиях больших скоростей потока (2,5—3,0 м/с) и высокой подвижности донных грунтов (средний диаметр частиц 0,3—0,4 мм) этот комплекс неустойчив и постоянно перестраивается. Одна и та же более крупная гряда в разные моменты времени при мало изменяющихся скорости и глубине потока может иметь неосложненные, гладкие склоны и может моделироваться более мелкими грядами, которые в свою очередь могут иметь гладкие откосы или быть покрыты рифелями (рис. 3.13). В этом случае номенклатура донных форм определяется в те периоды их формирования, когда они наиболее сложно построены. Для периодов более простого строения гряд их номенклатура уточняется по построенным для наиболее сложных форм связям с гидравлическими характеристиками потока.

Сочетание рифелей и гряд с разной высотой, крутизной и тенденцией развития в различные фазы гидрологического режима приводит к сложной картине изменений общего гидравлического сопротивления русла в ходе изменения гидрологических условий. На р. Нигер коэффициент сопротивления λ ($\lambda = 2g/C_0^2$) уменьшается с увеличением числа Рейнольдса Re в конце подъема уровня в половодье и достигает минимальных значений на пике половодья (рис. 3.14). В это время все малые и средние гряды имеют симметричный продольный профиль с пологим низовым откосом, где не образуется присоединенного вихря. Они не создают сопротивления формы, лишь незначительно увеличивают сопротивление по длине. Наибольшая крутизна свойственна в это время рифелям, h/L достигает 0,08. В их подвалах образуются присоединенные вихри, которые отрываются от придонной области и всплывают на поверхность потока, формируя здесь изометричные бугры диаметром 4—5 м, часто с обратными течениями. Вероятно, гидравлическое сопротивление определяется шероховатостью рифелей. Сопротивление достигает максимума в конце периода замедленной трансформации дюн, при значениях Re 8—9·10⁶, когда λ составляет 0,02. В конце спада половодья и в межень сопротивление русла уменьшается. Это объясняется уменьшением роли рифелей в формировании сопротивления русла. В это время высота рифелей становится меньше, в заиленных подвалах более круп-

ных гряд они вообще исчезают. Главный вклад в сопротивление русла начинают вносить резко асимметричные крутые двухмерные дюны и заструги, в подвальях которых появляются присоединенные вихри. Однако протяженность вихревых зон на единицу длины русла в это время меньше, чем в период развития рифелей, а с понижением уровня воды и объединением гряд она еще

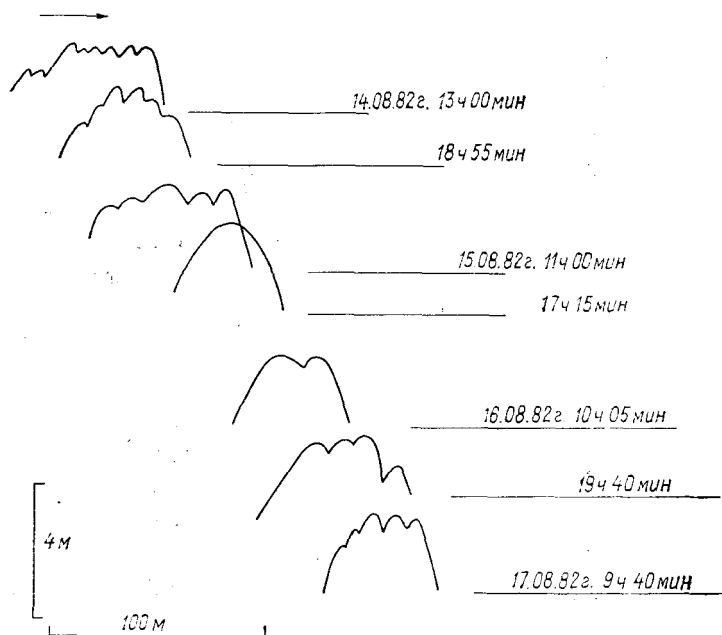


Рис. 3.13. Изменение сложности перемещающегося комплекса заструга — дюны на р. Тереке (гидрологический пост Парабоц) при скорости потока 1,7 м/с и глубине 6,3 м.

уменьшается. Коэффициент сопротивления во время межени составляет $\lambda = 0,002$.

Н. С. Знаменская, анализируя критерии разделения рифелей и дюн [29], приходит к выводу, что эти русловые формы относятся к одному классу, структурному уровню. Наши данные показывают, что черты сходства, несомненно, существуют. Самые мелкие дюны по размерам приближаются к рифелям, зависимости длин рифелей и дюн от основных гидравлических характеристик имеют одинаковую структуру. Однако их различия, с точки зрения автора, более существенны: 1) активные рифели как двухмерны, так и трехмерны; активные дюны только трехмерны; 2) на диаграмме $\text{Im}(c) = f(k_1, k_2)$ рифели и дюны занимают разные области; 3) зависимости коэффициента гидравлического сопротивления от числа Рейнольдса для рифелей и дюн имеют раз-

ный вид. Поэтому, исходя из принципа эмерджентности, целесообразно относить рифели и дюны (а также средние гряды) к разным структурным уровням.

Морфология донных форм более крупных размеров обычно сильно влияет на морфологию более мелких форм, расположенных на них. На р. Нигер рифели, расположенные на дюнах, в пригребневой части дюн характеризуются большей длиной и

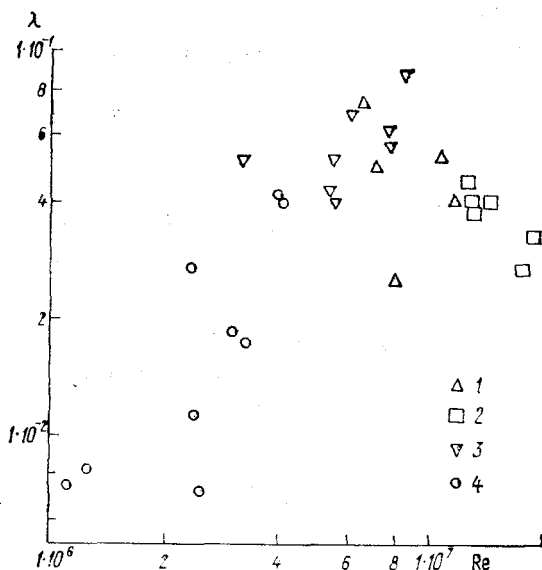


Рис. 3.14. Зависимость коэффициента сопротивления λ от числа Рейнольдса в русле р. Нигер (пгт Аджакута) на разных фазах гидрологического режима.

(На оси ординат значения уменьшить в 5 раз).

1 — подъем волны половодья, 2 — пик волны, 3 — спад половодья, 4 — межень.

высотой, чем в ложбинах. Изменчивость размеров рифелей на дюне при этом больше, чем вариация скорости и глубины потока. Особенно существенное влияние на размеры мелких донных форм оказывают гряды с крутым низовым откосом, ниже которого формируется присоединенный вихрь (валец). В области обратных и малых скоростей происходит отложение тонких алевритовых наносов и рифели не формируются.

В то же время средние размеры (длина и высота) мелких донных форм практически не связаны с размерами более крупной гряды, на которой они располагаются. Такие связи для донных форм рек Нигер, Ока, Енисей характеризуются коэффициентами корреляции — 0,3... 0,3, редко они превышают 0,5 (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Матрица коэффициентов корреляции длин/высот крупных русловых форм со средними длинами/высотами расположенных на них более мелких русловых форм

| Русловая форма | Ранг | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------|------|---|---|---|---|---|---|---|---|
|----------------|------|---|---|---|---|---|---|---|---|

р. Нигер (только длина)

| | | | | | | | | | |
|-------------------|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|
| Меандр | 1 | 1,0/— | — | — | — | — | — | — | — |
| Узел разветвления | 2 | 0,5/— | 0,5/— | —0,2/— | —0,1/— | —0,1/— | —0,2/— | — | — |
| Побочень | 3 | —0,2/— | 1,0/— | 1,0/— | 0,6/— | —0,3/— | —0,2/— | — | — |
| Песчаная волна | 4 | —0,1/— | 0,1/— | 0,6/— | 1,0/— | 0,6/— | —0,2/— | — | — |
| Шалыга | 5 | —0,1/— | —0,3/— | —0,3/— | 0,6/— | 1,0/— | — | — | — |
| Заструга | 6 | —0,2/— | —0,2/— | —0,2/— | —0,2/— | — | 1,0/— | 0,2/— | 0,2/— |
| Дюна | 7 | —/— | —/— | —/— | —/— | —/— | 0,2/— | 1,0/— | 0,3/— |
| Рифель | 8 | —/— | —/— | —/— | —/— | —/— | 0,2/— | 0,3/— | 1,0/— |

р. Енисей

| | | | | | | | | | |
|----------|---|-----|-----|-----|-----|-----|----------|---------|----------|
| Заструга | 6 | —/— | —/— | —/— | —/— | —/— | 1,0/1,0 | 0,4/0,7 | 0,5/—0,4 |
| Дюна | 7 | —/— | —/— | —/— | —/— | —/— | 0,4/0,7 | 1,0/1,0 | 0,5/0,4 |
| Рифель | 8 | —/— | —/— | —/— | —/— | —/— | 0,5/—0,4 | 0,5/0,4 | 1,0/1,0 |

р. Ока

| | | | | | | | | | |
|----------|---|-----|-----|-----------|-----|-----|-----------|------------|-----|
| Побочень | 3 | —/— | —/— | 1,0/1,0 | —/— | —/— | 0,43/—1,0 | 0,09/0,0 | —/— |
| Шалыга | 5 | —/— | —/— | 0,72/0,0 | —/— | —/— | 0,68/0,40 | 0,35/—0,05 | —/— |
| Заструга | 6 | —/— | —/— | 0,43/—0,1 | —/— | —/— | 1,0/1,0 | 0,43/0,33 | —/— |
| Дюна | 7 | —/— | —/— | 0,09/0,1 | —/— | —/— | 0,43/0,33 | 1,0/1,0 | —/— |

Сложность строения грядового комплекса оказывает существенное влияние на его динамику, что отражается на расходе влекомых наносов, перемещающихся в виде донных форм.

Метод расчета стока влекомых наносов по деформации (переформированию) речного дна известен с конца XIX века. Б. В. Поляков использовал для этого переформирования в системе плес—перекат [66]. Г. В. Лопатин [49] при изысканиях на реках Волге, Луге и Кемке в 1934 г. рассчитывал расход влекомых наносов q_s по данным о высоте h и скорости смещения c_T гребней донных гряд

$$q_s = (1 - p) \sigma h c_T, \quad (3.7)$$

где σ — коэффициент формы гряды ($\approx 0,5—0,6$), p — пористость донных отложений. По мере распространения эхолотов в изыскательской практике формула (3.7) стала широко использоваться в научных и проектных разработках.

Применение формулы (3.7) базируется на допущении, что расход влекомых наносов равен расходу наносов, перемещающихся в форме гряд, т. е. частицы наносов, смытые с верхового откоса гряды, откладываются на ее низовом откосе. При использовании для расчетов данных о морфологии и динамике более крупных гряд, по поверхности которых перемещаются более мелкие, предполагается, что материал, слагающий мелкие гряды на верховом откосе крупной гряды, также полностью аккумулируется на ее низовом откосе.

Такое допущение правомерно при изучении движения гряд в пассивной стадии развития с крутыми низовыми откосами, близкими к углу естественного откоса в воде, где перемещение частиц наносов происходит в основном под действием силы тяжести. Если у донных форм всех типов в иерархическом комплексе формируются крутые низовые откосы, то результаты расчета расхода влекомых наносов не зависят от выбора типа донных форм, по динамике и морфологии которых проводится расчет. Так, во время межени в русле р. Нигер трехмерные дюны и рифели перемещаются по поверхности двухмерных дюн и их материал полностью откладывается на крутом низовом откосе двухмерных дюн, способствуя их пассивному смещению вниз по реке (см. рис. 3.12). Расход наносов, перемещаемых в виде дюн разных морфологических типов, одинаков: он составляет $1,45 \cdot 10^{-5}$ м³/с на 1 м фронта как для трехмерных, так и для двухмерных дюн. Для такого случая справедливы методы расчета скорости смещения крупной формы по данным о морфологии и динамике более мелких форм, предложенные Н. С. Знаменской [26] и З. Д. Копаляни [45].

Однако даже во время межени не все донные формы руслового рельефа характеризуются крутизной низового откоса, достаточной для отложения всех попадающих сюда частиц наносов. А во время половодья и паводков, когда переносится основная масса влекомых наносов, донные гряды обычно симметричны,

крутизна низового откоса существенно меньше угла естественного откоса песка в воде. В этом случае некоторая доля влекомых наносов транзитом проходит подвалья рифелей, так же, как рифели частично проходят по низовым откосам дюн, а дюны — по низовым откосам заструг. В таких условиях расчеты по формуле (3.7) дают существенно заниженную оценку реального расхода наносов, тем более заниженную, чем более крупные донные формы из иерархического комплекса используются для расчетов. Для р. Нигер в половодье 1978 г. расход влекомых наносов, рассчитанный по дюнам, составил $5,5 \cdot 10^{-5}$ м³/с, по застругам — $1,17 \cdot 10^{-5}$ м³/с. На р. Лене у пгт Мохсоголлох на спаде половодья 1986 г. расход наносов по рифелям составил $39,5 \cdot 10^{-5}$ м³/с, по дюнам — только $9,54 \cdot 10^{-5}$ м³/с на 1 погонный метр ширины русла.

Анализ этого явления показывает, что динамика иерархически построенного комплекса донных русловых форм во многом зависит от транзита частиц наносов в ложбинах между рифелями, перемещения рифелей в ложбинах между дюнами и т. д. Скорость смещения гребней донных форм может варьировать в широких пределах, становиться равной нулю и даже отрицательной (смещение вверх по реке), в зависимости от соотношения расхода влекомых наносов в той или иной форме на верховых и низовых откосах гряд. Возможны также любые соотношения скорости смещения донных форм разных рангов, в том числе более быстрое смещение гребней более крупных гряд, чем расположенных на них более мелких гряд за счет аккумуляции наносов на низовом откосе крупной гряды, транзитом проходящих по низовым откосам мелких гряд. При этом длина более крупной гряды увеличивается при неизменных гидравлических характеристиках потока. Возможна также обратная ситуация, в которой за счет повышенного транзита наносов на низовом откосе гряды ее длина уменьшается. Наблюдается также дифференциация скорости смещения донных форм разной крутизны из-за различных условий перемещения по их поверхности более мелких форм или частиц наносов. Так, на верхней Оби рифели с крутизной низового откоса 0,15—0,25 смещаются вниз по течению в 2—2,5 раза быстрее, чем рифели с крутизной низового откоса 0,05—0,15 при одинаковых гидравлических условиях.

При определении расхода наносов по параметрам донных форм в период их активного развития необходимо учитывать положение этих форм в иерархическом ряду. Если имеется информация о скорости смещения и высоте рифелей, дюн без рифелей или более крупных простых гряд, то дополнительно необходимо учитывать только расход влекомых наносов, транзитом проходящих по низовым откосам этих гряд

$$q_{s1} = (1 - p) \sigma_1 h_1 c_{r1} + q_{тр1}. \quad (3.8)$$

При использовании крупных гряд, осложненных более мелкими, необходимо, как отмечено Н. И. Алексеевским [3], рассчи-

тывать расход влекомых наносов как сумму расходов наносов, переносимых в форме всех гряд иерархического комплекса. Кроме того, необходимо учитывать положение более мелких гряд на более крупных, а также оценивать расход влекомых наносов, проходящих транзитом по низовым откосам гряд

$$q_{sN} = (1 - p) \sigma_N h_N c_{rN} + q_{trN} = (1 - p) \sigma_N h_N c_{rN} + \\ + [(1 - p) \sigma_{N-1} h_{N-1} c_{r(N-1)}]_{tr} + [(1 - p) \sigma_{N-2} h_{N-2} c_{r(N-2)}]_{tr} + \dots + \\ + [(1 - p) \sigma_1 h_1 c_{r1}]_{tr} + q_{tr1}. \quad (3.9)$$

Расход наносов, проходящих транзитом по низовому откосу донных форм и не участвующих в их перемещении q_{tr} , практически не поддается прямому измерению в полевых условиях. В лаборатории q_{tr} может быть измерен по разности объемов наносов, аккумулирующихся в отстойнике и транспортируемых в форме гряд. По данным 96 экспериментов [132], где расход наносов измерялся по наполнению отстойника $q_{факт}$ и рассчитывался по формуле (3.7) — $q_{рассч}$ в 57 % случаев $q_{факт} > q_{рассч}$, т. е. наблюдается транзит наносов. При этом $q_{факт}$ превышал $q_{рассч}$ в 50 % экспериментов с песком диаметром 0,93 мм, когда частицы наносов не взвешивались, а перемещались только во влекомом состоянии. В экспериментах коэффициент транзитности наносов $K_{tr} = (q_{факт} - q_{рассч}) / q_{факт}$ достигал 0,85 [132]. Транзит частиц наносов при рифельном дне происходил в 29 % экспериментов, транзит частиц наносов и рифелей в ложбинах дюн — в 65 % экспериментов.

По данным полевых наблюдений возможна косвенная оценка q_{tr} . Если в потоке развиты в основном пологие гряды, поверхность которых покрыта рифелями, но отдельные гряды достигли предельной крутизны низового склона, близкой к углу естественного откоса, то последние могут рассматриваться как локальные отстойники для транзитных наносов. Тогда $K_{tr} = (F_n - F_p) / F_n$. Здесь F_n и F_p — площадь намыва наносов на низовом откосе крутой гряды и площадь размыва на верховом ее откосе.

Коэффициент транзитности стока влекомых наносов K_{tr} может быть определен также по скорости изменения морфологии одной и той же гряды, смещающейся вниз по руслу. Если исходить из предположения, что время полной утраты грядами их начальной морфологии t_{tr} (см. рис. 3.7) соответствует времени полной замены наносов в гряде, то $K_{tr} = \tau / t_{tr}$, где τ — период смещения гряды на полную длину. Время полной трансформации гряд t_{tr} можно оценить по переходу коэффициентов корреляции рядов морфологических элементов одних и тех же гряд в разные моменты времени через ноль.

В первом приближении зависимость коэффициента транзитности от средней крутизны низового откоса гряд $\text{tg } \alpha$ описывается формулой $K_{tr} = \exp(-0,64 \text{tg}^2 \alpha)$, которая позволяет вычислить скорость смещения донных форм разных типов по расходу влеко-

мых наносов в форме частиц q_s и морфологическим параметрам более мелких донных форм. Если использовать для вычисления расхода влекомых разнозернистых наносов формулу вида $q_s = aU^n$, а для расчета скорости течения при неизменной глубине потока формулу $U = q/H$, где q — удельный расход воды, то скорость смещения рифелей и гряд, не осложненных более мелкими донными формами, можно рассчитать по формуле

$$c_{r1} = na \frac{U^n}{H}; \quad (3.10)$$

скорость смещения дюн с рифелями (или заструг с дюнами) по формуле

$$c_{r2} = n(n+1)a(1-p)\sigma_1 h_1 \frac{U^n}{H^2} + naK_{\text{тр1}} \frac{U^n}{H+h_1}; \quad (3.11)$$

скорость смещения заструг с дюнами и рифелями по формуле

$$\begin{aligned} c_{r3} = & n(n+1)(n+2)a(1-p)^2 \sigma_1 h_1 \sigma_2 h_2 \frac{U^n}{H^3} + \\ & + n(n+1)a(1-p)\sigma_2 h_2 K_{\text{тр1}} \frac{U^n}{(H+h_1)^2} + \\ & + n(n+1)a(1-p)\sigma_1 h_1 K_{\text{тр2}} \frac{U^n}{(H+h_2)^2} + naK_{\text{тр1}} K_{\text{тр2}} \frac{U^n}{H+h_2+h_1}. \end{aligned} \quad (3.12)$$

Проверка формул (3.10)—(3.12) и оценка параметров a и n осуществлялись на основе более чем 40 измерений морфологии гряд, скорости их перемещения и гидравлических характеристик потока на реках Лена (пгт Мохсоголлох), Нигер (пгт Аджокута), Обь (исток — р. Ануй). При $n=4$ и $a=3,7 \cdot 10^{-4}$ получено удовлетворительное совпадение рассчитанных и фактических скоростей смещения донных форм разных типов. Если не учитывать в вычислениях иерархическую структуру донного рельефа русла и транзит наносов, несоответствие рассчитанных и фактических значений возрастает (рис. 3.15).

Существенной особенностью динамики сложного комплекса донных форм является возможность изменения скорости смещения крупных гряд только за счет случайного изменения морфологии мелких гряд при неизменных гидравлических характеристиках потока. Так, согласно формуле (3.11), увеличение высоты и крутизны рифелей приводит к быстрому уменьшению значения второго члена в формуле и существенному уменьшению скорости смещения дюн. Уменьшение высоты и крутизны рифелей приводит к увеличению скорости смещения дюн, а при полном смыве рифелей скорость смещения дюн нужно рассчитывать уже по формуле (3.10). Высота и длина конкретных донных форм при неизменной глубине и скорости потока варьируют в очень широких

пределах как в пространстве, так и во времени. Например, на р. Тереке у с. Парабоч во время паводка летом 1982 г. в течение одних суток при неизменных скорости и глубине потока высота дюн на застругах изменялась от 0 до 1,2 (см. рис. 3.13). Соответственно скорость смещения заструг варьировала от $70 \cdot 10^{-5}$ м/с в периоды наличия дюн до $160,0 \cdot 10^{-5}$ м/с в периоды их смыва. Подобные пульсации скорости сложных гряд делают неоднознач-

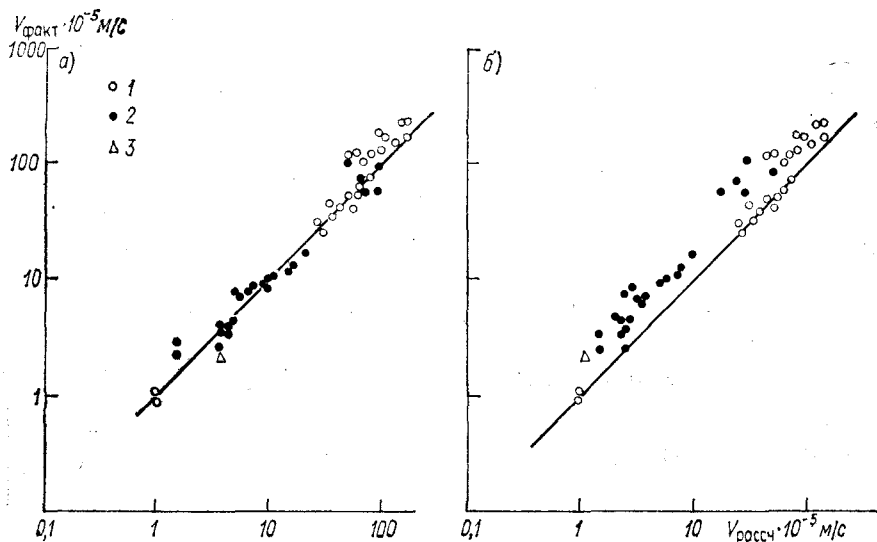


Рис. 3.15. Связь фактических и рассчитанных скоростей перемещения рифелей (1), дюн (2) и заструг (3) при учете (а) и без учета (б) сложности грядового комплекса.

ной оценке расхода влекомых наносов даже с использованием формул типа (3.10)—(3.12), если повторные промеры для выявления изменчивости морфологии гряд выполнялись не достаточно часто.

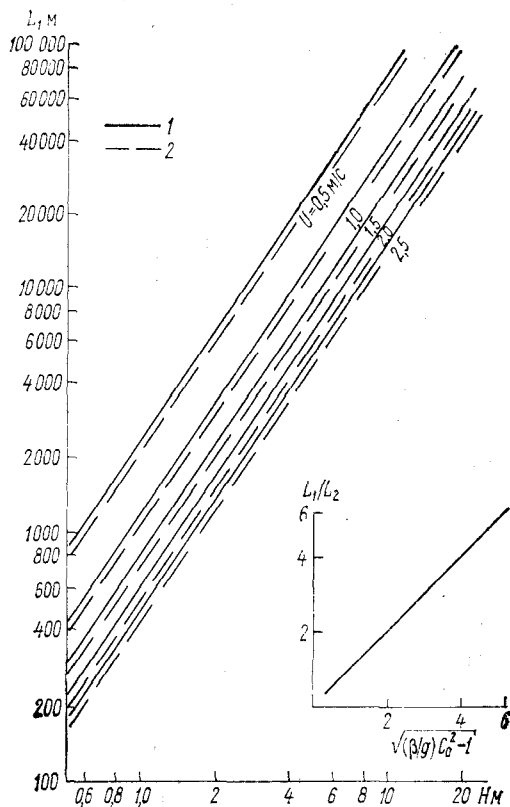
3.3. Большие гряды

Большие гряды имеют размеры порядка ширины потока. Этот структурный уровень образуют как сложенные русловым аллювием грядовые формы — ленточные гряды, побочни, осередки, так и грядовые формы, перекрытые пойменным аллювием.

На морфологию и динамику больших гряд, сложность их строения, соотношение с более мелкими и более крупными формами большое влияние оказывают региональные и локальные условия формирования руслового рельефа. Эмпирический подход к изучению больших гряд приводит к громоздким морфологическим и морфодинамическим классификациям [90], которые оказываются тем не менее недостаточно пригодными при переходе на

другой природный объект. Необходимо развитие теории образования больших гряд, поиск теоретического обоснования связи их основных морфологических параметров с гидравлическими характеристиками потока. В первом приближении эта задача решается путем численного исследования системы уравнений (2.11) в области локального максимума скорости роста амплитуд возмущений отметок дна, определяющего длину и ширину наиболее вероятных больших гряд. Решение уравнения (2.25) в диапазоне скорости потока $U = 0,5 \dots 3,0$ м/с, глубины $H = 0,5 \dots 50,0$ м, диаметра донных грунтов $0,1-100$ мм, коэффициента в формуле И. Л. Розовского $1/\beta$ $1-20$ показывают (рис. 3.16), что максимальная длина больших гряд возрастает с увеличением глубины потока и уменьшается с увеличением скорости потока и его шероховатости.

Рис. 3.16. Зависимость длины больших гряд от глубины H и скорости U потока.
 1 — $C_0 = 40,0$; 2 — $C_0 = 35,0$.



сти. Ширина больших гряд определяется соотношением интенсивности поперечной циркуляции и шероховатости потока. Графики на рис. 3.16 могут быть аппроксимированы формулами:

$$L_1 = 0,21 C_0^2 H Fr^{-1,1} \quad \text{при } 0,07 < Fr \leq 0,5; \quad (3.13)$$

$$L_1 = 2,1 C_0^2 H \exp(-3,1 Fr) \quad \text{при } 0,5 < Fr \leq 0,9;$$

$$L_1/L_2 = \sqrt{(\beta/g) C_0^2 - 1}. \quad (3.14)$$

Расположение форм в русле зависит от соотношения ширины доминирующих больших гряд L_2 и ширины русла b : $K_\Phi = b/L_2$. Если $K_\Phi \leq 0,5$, то в русле формируются побочни, расположенные

вдоль берегов в шахматном порядке. С увеличением K_{Φ} в корневых частях побочной образуются побочные протоки, а при $K_{\Phi} = 1,0$ заканчивается оформление русла с цепочкой осередков. В диапазоне $1,0 < K_{\Phi} < 1,5$ цепочка осередков сочетается с серией побочной, причлененных к берегам и т. д. (рис. 3.17). Поскольку большие гряды характеризуются непрерывным двухмерным спектром и суперпозицией форм разных размеров, то конфигурация русловых форм усложняется (рис. 3.18).

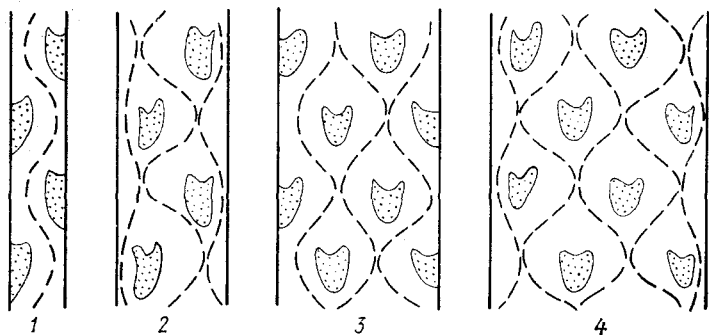


Рис. 3.17. Морфология русла при разных соотношениях ширины русловых форм L_2 и ширины русла b .

1 — $b/L_2 = 0,5$; 2 — $b/L_2 = 1,0$; 3 — $b/L_2 = 1,5$; 4 — $b/L_2 = 2,0$.

Большие гряды могут существовать в активном или пассивном состоянии. При активном развитии большая гряда перемещается как единое целое и представляет собой отображение в размываемом ложе потока формирующей ее вихревой структуры. Состояние активного развития больших гряд реализуется только во время высоких паводков. В эти периоды складываются характерные размеры этих аккумулятивных образований — длина и ширина. Высота больших гряд увеличивается с увеличением расхода воды так же, как и высота малых и средних гряд.

Однако после превышения скоростями потока пороговых значений начинается смыв даже больших гряд. Лисл [122] описывает катастрофический паводок на малых реках Калифорнии, когда перекаты были размывы, плесовые ложины заполнились наносами. Ширина русел увеличилась, амплитуда больших гряд резко уменьшилась. По мере спада паводка первоначальный рельеф восстановился.

Критерием активного состояния больших гряд является форма свободной поверхности потока над ними. Если длинные волны на поверхности потока находятся в противофазе длинным волнам отметок речного дна, это указывает на активное перемещение больших гряд за счет размыва в плесах и аккумуляции на перекатах. Такая ситуация была зафиксирована в русле р. Нигер осенью 1957 г. во время половодья с максимальным расходом

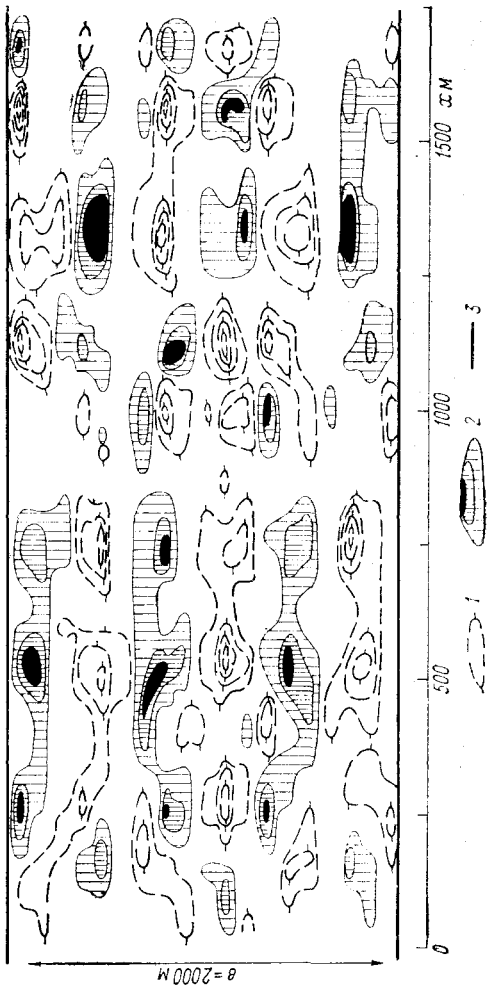


Рис. 3.18. Морфология больших гряд, рассчитанная с учетом непрерывного амплитудного спектра отметок дна.
 1 — осередки и побочни, 2 — плесовые ложбины (изолинии через условную единицу глубины), 3 — берега русла.

воды 37 000 м³/с. В период прохождения более низкого половодья 1978 г., при максимальном расходе воды 20 000 м³/с свободная поверхность потока становилась практически ровной, уклоны были одинаковы и в плесах, и на перекатах. Активного перемещения больших гряд не наблюдалось.

Таким образом, динамика больших гряд во многом определяется гидрологическим режимом реки. В русле нижнего Нигера побочни формируются в местных расширениях русла, часто в выбоинах берегов. В многоводные годы здесь происходит отрыв стрежня потока от берега, в выбоине образуется тиховод или даже водоворотная зона. Происходит аккумуляция наносов и зарождаются побочни. В многоводный период многолетнего цикла водности реки побочни увеличиваются в размерах и начинают перемещаться вниз по руслу со скоростью 100—150 м/год. На участках перегиба основного русла или выхода у берега коренных пород побочни часто отрезаются от ведущего берега и превращаются в осередки. Если зарождение побочни в выбоине берега произошло в маловодный период цикла водности, то в последующие маловодные годы побочень размывается. В течение одного гидрологического года также происходит существенное переформирование побочней и осередков. Так, осередок у пгт Аджакута (см. рис. 2.3) в половодье покрывается слоем воды 3—4 м. Направление потока над ним определяется конфигурацией пойменных берегов. До 56 % общего расхода воды проходит по правой, более прямой, протоке. Оголовок осередка разрастается вверх по течению, иногда примыкает к правому берегу в области его выбоины. Ухвостье осередка вытягивается вниз по течению (до 200 м за 1978 г.). В межень осередок обсыхает, и уже его форма определяет направление струй в потоке. Увеличивается расход воды в более искривленной левой протоке (до 52 % общего расхода). Размывается оголовок осередка. В маловодный год ухвостье также размывается и тогда уменьшаются размеры осередка. При многоводной межени осередок смещается вниз по реке (на 250 м за 1978—1979 гг.).

Для больших гряд наиболее характерно пассивное развитие, когда большая гряда имеет сложное строение, ее поверхность моделируется иерархически построенным комплексом гряд. Волны свободной поверхности находятся в фазе с изменениями отметок дна. Происходят размыв гребней перекатов и аккумуляция в плесах. Одновременно при перемещении более мелких донных форм на гребень большой гряды поставляются наносы, в результате чего она может пассивно сползать вниз по течению за счет аккумуляции этих наносов на низовом откосе. Влияние средних и малых гряд на морфологию и динамику больших при пассивном перемещении последних детально проанализировано Н. С. Знаменской [26].

В свою очередь влияние больших гряд на малые гряды и рифели проявляется за счет дифференциации глубины и скорости потока в пределах больших гряд. Поэтому на гребнях больших гряд

малые гряды мельче, чем на верховых откосах. На низовых откосах малые гряды обычно не формируются из-за неустойчивости грунта на крутом откосе. В ложбинах между большими грядами ниже крутого откоса часто формируется застойная зона, где накапливаются тонкие наносы, и на тонкозернистых грунтах образуется рябь.

Большие гряды — относительно стабильные русловые образования. В благоприятных ландшафтно-климатических условиях на их поверхности поселяется растительность, откладывается тонкий наил, образуется пойма. Крупные грядовые формы руслового рельефа — побочни и осередки — преобразуются в еще более стабильные макроформы — пойменные массивы на выпуклых берегах излучин и острова. Они начинают определять форму русла в плане. Однако не только большие, но и средние гряды могут стабилизироваться в процессе поймообразования.

Выделение больших гряд в отдельный структурный уровень руслового рельефа делается на основе следующего: 1) область больших гряд морфологически обособлена от областей других структурных уровней русловых форм на двухмерном теоретическом спектре и на одномерных эмпирических спектрах; 2) для больших гряд вид зависимостей размеров от основных гидравлических характеристик существенно отличается от соответствующих зависимостей для малых и самых малых гряд; 3) для больших гряд характерна сравнительно небольшая продолжительность активного состояния и преобладание пассивного развития, что приводит к проявлению в их динамике закономерностей, обусловленных морфологией и динамикой более мелких русловых форм.

Метод малых возмущений для области развития больших гряд приводит к непрерывному двухмерному спектру. Однако широта диапазона длин неустойчивых возмущений создает возможность (как и в случае с малыми и средними грядами) наложения более коротких форм на более длинные и образования больших гряд на разных иерархических ступенях.

3.4. Самые большие гряды

Наблюдения в экспериментальных лотках позволили А. И. Лосиевскому [79] выделить продольные параллельные вихревые шнуры, которые вытягиваются вдоль всего русла и разбивают поток на серию относительно автономных ячеек. В последнее время этим структурам уделено большое внимание. Имамото и Йшигаки [115] наблюдали с помощью трассера и передвижной кинокамеры возникновение таких циркуляционных ячеек в лотке с переменным наклоном боковых откосов. Размеры ячеек зависели от заложения откоса. На поверхности потока сходящиеся течения формировали продольные зоны повышенных скоростей, расходящиеся течения — зоны пониженных скоростей. Касательные напряжения на дне и откосах русла были наибольшими

в области нисходящих потоков и наименьшими в области восходящих.

Неза и Накагава [124] в прямолинейном лотке с помощью двухкомпонентного лазер-доплер анемометра и эхолота зафиксировали последовательность образования таких вихрей и связанных с ними продольных форм руслового рельефа. Первых два вихря сформировались в углах между дном и вертикальными стенками лотка. В области восходящих течений образовались продольные песчаные гребни, в области нисходящих — борозды. Каждый пристенный вихрь инициировал формирование соседнего вихря, действие которого на дно потока также привело к образованию гребня и борозды. Процесс продолжался с обеих сторон лотка, пока все дно потока не было покрыто продольными структурами. Продольные придонные скорости потока, крупность и расход донных наносов в бороздах были больше, чем на гребнях, а интенсивность турбулентности — меньше. Тсуимото [135] показал, что возникновение продольных структур возможно в любом месте потока, а не только в пристенной области. Так, изменение донного касательного напряжения при появлении на дне потока зон наносов разной крупности приводит к появлению продольных вихрей.

В речных руслах наблюдаются формы рельефа, которые характеризуются прямолинейностью и значительной протяженностью вдоль русла по сравнению с их шириной. Это прямолинейные плесовые лощины вдоль прямого высокого коренного берега с цепью отмелей и островов, расположенных вдоль противоположного берега русла (односторонние разветвления по Р. С. Чалову [101]). Примером является русло р. Малой Северной Двины ниже г. Великий Устюг. Это продольные цепочки соединенных между собой отмелей и островов, расположенные посередине русла, с более глубокими плесами у обоих берегов (Верхняя Обь в районе с. Фоминского, р. Лена в районе г. Жиганска). Таких цепочек отмелей и островов может быть две (р. Большая Северная Двина в области Зеленецких перекаатов) и более (дельта р. Енисей). Р. С. Чалов [10] предложил называть такие разветвления параллельно-рукавными.

Подобный облик имеют русла с хорошо развитой пойменной многорукавностью — обычно развиты два параллельных основных рукава у бортов долины, разделенные пойменным массивом. Иногда протяженных параллельных рукавов бывает несколько, при этом расположенные дальше от бортов долины рукава обладают меньшей водностью, чем прибортовые.

Такие русловые формы, характерной особенностью которых является существенно удлиненная форма ($L \gg 40b$) и тенденция к расположению наиболее углубленных элементов (плесов) в прибортовых частях долины, предлагается относить к структурному уровню самых больших гряд.

Самые большие гряды образуются в расширениях речных долин, где пойма часто затопляется (отношение $b/H \gg 500 \dots 700$).

Подобные условия обычно отмечаются в низовьях речных долин, где во время послеледниковой трансгрессии сформировались ингрессионные заливы в тектонических депрессиях с интенсивными современными погружениями, в зонах существования глубоких и длительных подпоров на реках.

Морфологию и эволюцию самых больших гряд рассмотрим на примере устьевого участка р. Енисея (рис. 3.19). Здесь в преде-

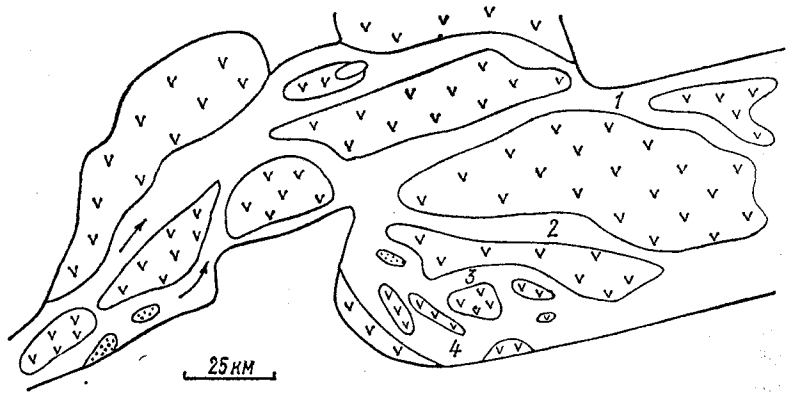


Рис. 3.19. Самые большие гряды в низовьях р. Енисея.

1 — Дерябинский Енисей, 2 — Малый Енисей, 3 — Большой Енисей, 4 — Каменный Енисей.

лах Муксунинско-Крестовского расширения долины реки за вторую половину голоцена сформировалось русловое разветвление, состоящее из четырех магистральных рукавов: Дерябинского (левого), Малого, Большого (центральных) и Каменного (правого) Енисея. Рукава разделены вытянутыми массивами поймы, рассеченными мелкими протоками. Анализ истории развития этого разветвления [93] показывает, что на первом этапе здесь формировалась серия больших гряд, расположенных в шахматном порядке. В дальнейшем происходило отмирание поперечных проток и объединение больших гряд в вытянутые вдоль потока самые большие гряды, разделяющие расположенные по периферии объединенного массива магистральные рукава. Подобный же процесс формирования параллельно-рукавного разветвления на Верхней Оби в районе с. Фоминского описан К. М. Берковичем, С. Н. Рулевой, Р. С. Чаловым [10].

В руслах с хорошо развитыми самыми большими грядами проявляется тенденция к обособлению отрезков русел значительной протяженности. Взаимовлияние таких русел уменьшается, каждое из них развивается самостоятельно. Так, в одном рукаве могут формироваться излучины (р. Ахтуба), а в другом — разветвления (р. Волга). Подобные особенности самых больших гряд позволяют отнести их к отдельному структурному уровню руслового рельефа.

3.5. Структурная классификация рельефа речного русла

В результате решения линеаризированных уравнений плановой гидравлики методом малых возмущений получено непрерывное поле неустойчивых флюктуаций отметок дна русла в широком диапазоне продольных и поперечных волновых чисел. Оно распадается на 4 области, которые выделяются на непрерывном двухмерном спектре амплитуд неустойчивых волн по наличию локаль

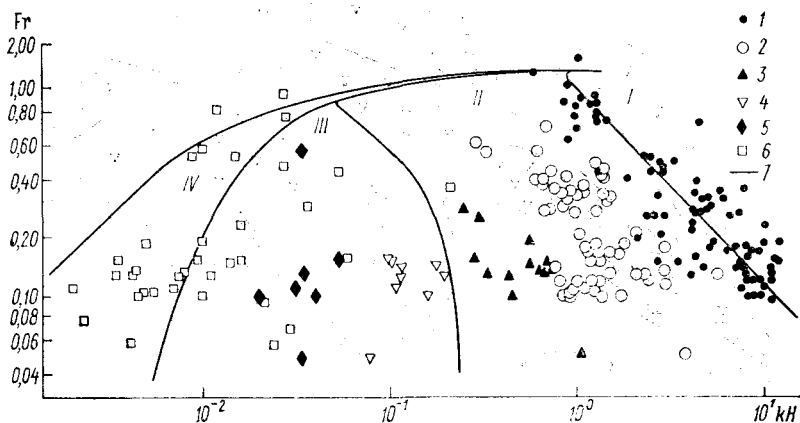


Рис. 3.20. Области формирования грядовых форм руслового рельефа I — самые малые гряды (1 — рифели); II — малые и III — средние гряды (2 — дюны, 3 — заструги, 4 — шалыги, 5 — песчаные волны); IV — большие гряды (6 — побочни); 7 — границы между областями.

ных максимумов скорости увеличения амплитуд волн. Этим теоретически выделенным областям неустойчивых волн в речном русле соответствуют реально существующие динамически устойчивые грядовые русловые формы, которые объединяются в структурные уровни самых малых; малых и средних; больших и самых больших гряд (рис. 3.20). Таким образом, наиболее неустойчивые в начальный период своего развития флюктуации отметок дна в результате взаимодействия потока и русла становятся динамически устойчивыми русловыми формами. В силу широкого диапазона изменения длин волн неустойчивых флюктуаций отметок дна и размеры динамически устойчивых русловых форм также изменяются в широких пределах.

Рифели (самые малые гряды) образуются в результате неоднородности потока с шероховатым ложем в вертикальной плоскости и наличия волн на свободной поверхности. Размеры рифелей, согласно формуле (3.1), определяются глубиной и кинетичностью потока, а также видом вертикальной эпюры пульсаций скорости (в основном продольной и вертикальной составляющей).

Образование малых и средних гряд является следствием наличия у потока шероховатости ложа. Их размеры определяются

глубиной и кинетичностью потока, а также коэффициентом шероховатости русла реки. Малые и средние гряды расположены в широкой области между рифелями с $kH=1,4/Fr$ и большими грядами, минимальные размеры которых описываются линией $kH=1,6g/C_0^2 \exp(1,8 Fr)$. В этом диапазоне происходит наложение более мелких гряд на более крупные и образование гряд разной сложности, которые объединяются в структурные ячейки дюн,

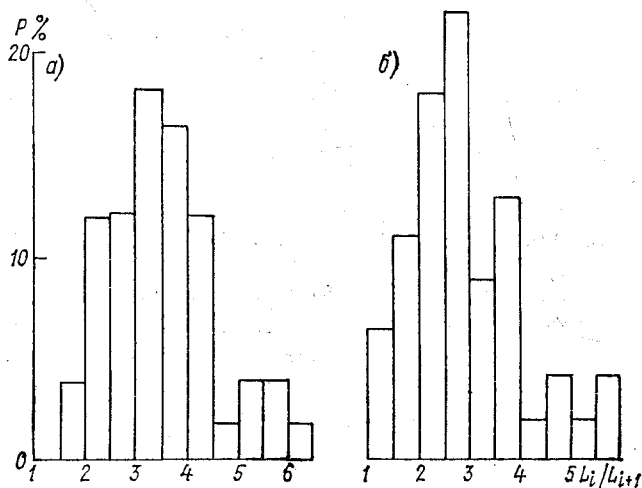


Рис. 3.21. Гистограмма соотношений длин русловых форм соседних рангов L_i/L_{i+1} .

а — для малых и средних гряд, б — для больших гряд.

заструг, шалыг и т. д. Обработка данных измерений размеров малых и средних гряд разных типов на 50 участках различных рек показывает (рис. 3.21 а), что среднее соотношение размеров гряд соседних рангов $L_i/L_{i+1}=3,7$. Шаг дюн больше шага рифелей в среднем в 6 раз. Малые гряды трехмерны и изометричны: $L_1/L_2=1,0$. Средние гряды вытянуты по потоку, степень их вытянутости увеличивается с увеличением длин гряд. Граница между малыми и средними грядами проходит в области длин волн $kH=1,2(2g/C_0^2)^{0,3} \exp(-2,0 Fr)$.

Большие гряды образуются в потоке с шероховатым руслом при наличии поперечной циркуляции. Их размеры также изменяются в широких пределах в границах $kH=1,6 g/C_0^2 \exp(1,8 Fr)$ и $kH=3,0 g/C_0^2 Fr^{1,1}$. Соответственно происходит формирование русловых образований сложной формы. Среднее соотношение размеров больших гряд соседних рангов составляет 3,2 (см. рис. 3.21 б).

Большие гряды — двухмерные русловые образования, их вытянутость L_1/L_2 возрастает с увеличением шероховатости русла и уменьшением интенсивности поперечной циркуляции.

Самые большие гряды располагаются в области $kH < 3,0g/C_0^2Fr^{1,1}$, они характеризуются значительной вытянутостью: $L_1/L_2 > 20 \dots 40$.

Общая сложность комплекса русловых форм (количество типов русловых форм) определяется гидравлическими характеристиками потока и составляет

$$N = 1,0 - 1,8 \lg [2g/(C_0^2 Fr^2)].$$

В диапазоне изменений $U=1,0 \dots 3,0$ м; $H=1,0 \dots 50,0$ м и $C_0=40 \dots 70$, N варьирует от 5 до 9.

В рамках предложенной структурной классификации грядового рельефа выделяются следующие гидравлически определенные структурные уровни (структурные ячейки): 1) рябь; 2) самые малые гряды (рифели); 3) малые и средние гряды (дюны, заструги, шалыги, ...); 4) большие гряды (песчаные волны, побочни — осередки — ленточные гряды, ...); 5) самые большие гряды (односторонние, параллельнорукавные, пойменные разветвления). В то же время модифицированная и уточненная классификация Н. Е. Кондратьева включает в себя структурные уровни ультрамикроформ, микроформ, мезоформ, макроформ, мегаформ. Р. С. Чалов [97] предложил иерархическую систему руслового рельефа, состоящую из звеньев: долина реки — пойма — форма русла — грядовая форма руслового рельефа. Грядовые формы подразделяются на микро-, мезо- и макроформы. Выделяются также вторичные и сложные формы русла. Классификация Американского общества гражданских инженеров включает в себя морфологический тип русла (*river channel pattern*) — крупные гряды, определяющие конфигурацию меженного русла (*bars*) — мелкие донные формы (*bed forms*). Эти три морфодинамические классификации при всем разнообразии терминологии оперируют одними и теми же понятиями. Все они построены по принципу относительности размеров и признаков. В качестве базового принимается один и тот же элемент: макроформа — форма русла — *river channel pattern*. Относительно макроформы — формы русла по мере уменьшения размеров и/или потери качественных признаков (наличия поймы) выделяются мезоформы (макро- и мезогряды, бары) и далее, микроформы и ультрамикроформы (микрогряды, донные формы). Увеличение размеров относительно макроформы позволяет выделить мегаформы — сложные формы русла. Поэтому для выявления возможности сопоставления гидравлической и морфодинамической классификаций руслового рельефа необходимо рассмотреть соотношение формы русла (макроформы) с гидравлически обусловленными грядовыми формами.

ФОРМА РЕЧНОГО РУСЛА И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЕ ФАКТОРЫ

Понятие «форма русла» (морфологический тип русла) еще недостаточно устоялось в литературе по теории и прикладным вопросам руслового процесса. Часто в качестве его синонимов выступают понятия «макроформа», «тип руслового процесса». Определение формы русла отсутствует даже у авторов, широко использующих это понятие [54]. В то же время оно часто употребляется в «русловой» литературе, в том числе — при построении морфологических и морфодинамических классификаций речных русел.

Формой речного русла (в плане) является конфигурация русла, определенная бортами долины и/или наиболее устойчивыми элементами руслового рельефа, которые управляют как меженным, так и половодным речным потоком. Форма русла часто обусловлена созданными в ходе русловых процессов русловыми формами, но в дальнейшем закрепленными поймообразованием. Такие русловые макроформы как бы выходят за пределы собственного русла.

Мезоформы (бары), обычно не покрытые пойменным наилком и растительностью, динамичны во время половодья. Они часто устойчивы по отношению к меженному речному потоку и в основном управляют им. Поэтому можно говорить о меженной форме русла, определяемой конфигурацией мезоформ.

Общепринятой является классификация форм русел К. И. Росинского, И. А. Кузьмина [77], с уточнениями О. В. Андреева и И. А. Ярославцева [6] и Леопольда и Уолмена [120]: русла разделяются на прямолинейные, меандрирующие и разветвленные на рукава.

4.1. Прямолинейные русла

Прямолинейные русла наименее изучены. Они в основном характерны для горных и полугорных рек с развитыми аллювиальными формами. Большая крупность аллювия таких рек приводит к тому, что образование русловых форм и их активное переформирование возможно только во время наиболее мощных паводков. Поэтому процесс поймообразования не увеличивает устойчивость русловых форм. Пойменный аллювий, закрепленный растительностью, легко размывается потоком, способным переносить валунно-галечный материал. Форма половодного русла определяется

в основном нерусловыми литолого-тектоническими факторами, часто обуславливающими прямолинейность бортов долины на значительном расстоянии. Форма меженного русла у таких рек определяется соотношением ширины затопляемого днища речной долины и размеров русловых форм (см. рис. 3.17).

Сохранению прямолинейности берегов реки способствуют высокая противоэрозионная стойкость коренных бортов и/или большая скорость смещения русловых форм вниз по течению.

В последнем случае циркуляционное поле скоростей у побочней и осередков не оказывает размывающего воздействия на берега реки из-за малого времени этого воздействия на конкретный участок берега. В качестве иллюстрации можно привести морфологию русла р. Алабуги (Киргизия) ниже ее слияния с р. Пчан [63]. Наличие обширной котловины в верхней части долины реки привело к тому, что в верховья этого участка реки не поступают влекомые валунно-галечные наносы. Сток влекомых наносов формируется за счет переважающего аллювиальных отложений на террасах. Увеличение стока влекомых наносов по долине реки при неизменном уклоне дна долины ($\sim 8\%$) и водности потока ($Q=25\ldots 30 \text{ м}^3/\text{с}$) вызвало закономерное изменение морфологии русла. В области абсолютного дефицита наносов большая скорость вертикальных деформаций русла реки (до $0,3 \text{ м/год}$) обусловила развитие врезанных излучин с характерной скоростью горизонтальных деформаций и размыва коренных пород $4\text{—}5 \text{ м/год}$. В области относительного насыщения потока влекомыми наносами (средний годовой удельный расход $\sim 0,5 \text{ кг}/(\text{с}\cdot\text{м})$) стали возможны аккумуляция наносов и формирование побочней. При скорости смещения побочней вниз по течению $30\text{—}50 \text{ м/год}$ сформировались прямолинейные участки русла. При меньшей скорости смещения побочней ($10\text{—}20 \text{ м/год}$) большая скорость врезания русла ($15\text{—}20 \text{ см/год}$) привела к образованию врезанных излучин. Дальнейшее насыщение русла влекомыми наносами (до $190\text{—}200 \text{ тыс. м}^3/\text{год}$) и расширение днища долины до $800\text{—}1000 \text{ м}$ обусловили формирование сложного осередкового русла. Осередки смещаются вниз по течению со скоростью $60\text{—}80 \text{ м/год}$, в результате коренные берега размываются со скоростью не более $0,5 \text{ м/год}$ и сохраняют прямолинейность. При этом скорость размыва русловых форм (в том числе покрытых пойменным наилком и растительностью) достигает 25 м/год .

Прямолинейное русло — явление на равнинных реках достаточно редкое, так как здесь процесс образования поймы обычно приводит к усложнению формы русла. Обычно прямолинейное русло наблюдается у врезанных в прочные коренные породы рек при структурном контроле бортов долины. Реже формируется свободное (в пойменных берегах) прямолинейное русло протяженностью $>20\ldots 40$ ширин русла. Сохранению прямолинейной формы русла в этих условиях способствует особое сочетание факторов руслообразования. В европейской части СССР обычным является унаследованное развитие речного русла в озерных котло-

винах, ложбинах стока ледниковых вод, долинах рек большей палеоводности. Пойменный аллювий современной реки имеет малую мощность, откладывается на неаллювиальном, часто плохо-размываемом, субстрате, и прямолинейное русло в пойменных берегах определяется литологическим фактором (например, р. Сухона в Кубенской котловине). В. В. Иванов [30] выделяет прямолинейные в пойменных берегах русла рек, несущих малое количество влекомых наносов. Здесь, несмотря на благоприятные гидравлические условия, не формируются побочни, осередки, циркуляции потока вокруг которых могла бы вызвать размыв пойменных берегов. Возможен и на равнинной реке настолько интенсивный перенос влекомых наносов, что размыв прямолинейных берегов не происходит из-за быстрого движения аккумулятивных образований.

4.2. Меандрирующие русла

Морфологии и динамике меандрирующих рек посвящено наибольшее количество «русловой» литературы. Для этой формы русел создана подробная морфологическая, морфогенетическая и морфодинамическая типизация, изучены вопросы гидравлики потока на повороте, основные характеристики динамики излучин и размыва их берегов.

Изгиб потока может быть первичным по отношению к образуемому в нем русловому рельефу. Эти первичные изгибы могут быть обусловлены геолого-геоморфологическими условиями — первичным рельефом и литологией территории, которую осваивает поток. Крупные излучины русла Каргалинского прорыва р. Терек появились в результате обтекания потоком повышенных участков дельтовой равнины, а более мелкие сформировались среди плавней с их неаллювиальными тяжелосуглинистыми грунтами. Макроизлучины р. Яны в зоне Куларского хребта с шагом 5—12 км соответствуют по размерам не водности реки (свободные излучины здесь характеризуются шагом 2,0—2,5 км), а средним размерам куполовидных поднятий, осложняющих форму Куларского свода. Наличие первичного изгиба и циркуляционные течения, им вызванные, влияют на морфологию и динамику как самого первичного изгиба, так и русловых форм, развивающихся в его пределах. Врезанные макроизлучины р. Яны в пределах Куларского хребта на протяжении 1 млн лет перемещаются в продольном и поперечном направлениях как свободные излучины (со скоростью 2—3 мм/год), хотя водность реки не соответствует их размерам [71]. На р. Юг (выше устья р. Кичменги) крутизна свободных излучин реки с размерами, соответствующими современной ее водности, закономерно изменяется по длине макроизлучин, сохранившихся с периода повышенной водности. Осредненные по отрезкам безразмерной длины S/S_0 (S_0 — длина макроизлучины по руслу) значения углов входа для свободных излучин

максимальны на перегибах макроизлучин и минимальны в ее вершине (рис. 4.1).

Более часто извилистая форма русла возникает в результате стабилизации грядовых форм, появления на них растительности и образования поймы. Наиболее отчетливо это видно, если про-

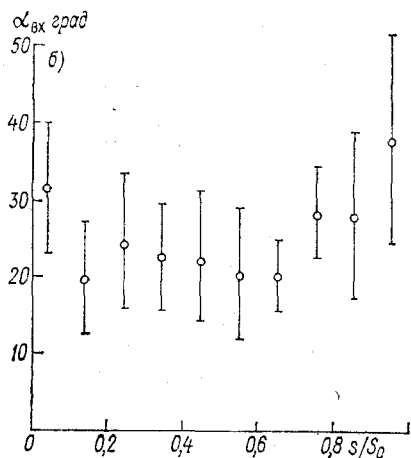
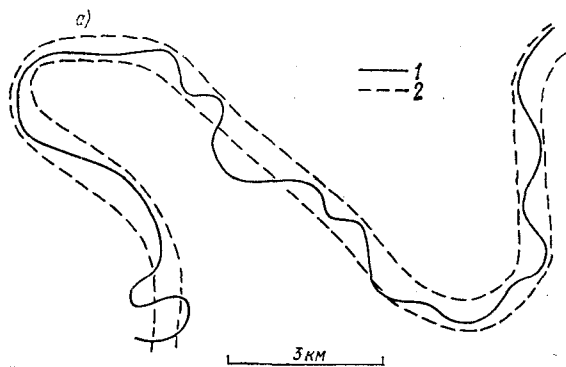


Рис. 4.1. Макроизлучины и современные меандры р. Юг (а) и изменение среднего в интервале $0,1S_0$ (для 20 макроизлучин) входящего угла α_{vx} свободных излучин (б).

1 — ось современного русла, 2 — борта макроизлучин.

следить за изменением морфологии русла на значительном протяжении одной и той же реки. Река Вычегда в верхнем течении (до 770 км от устья) характеризуется свободномеандрирующим руслом с ленточными грядами и песчаными волнами (рис. 4.2). С увеличением ширины русла до 200 м и среднего годового расхода воды до $140 \text{ м}^3/\text{с}$ в извилистом русле на основе ленточных гряд формируются расположенные в шахматном порядке по-

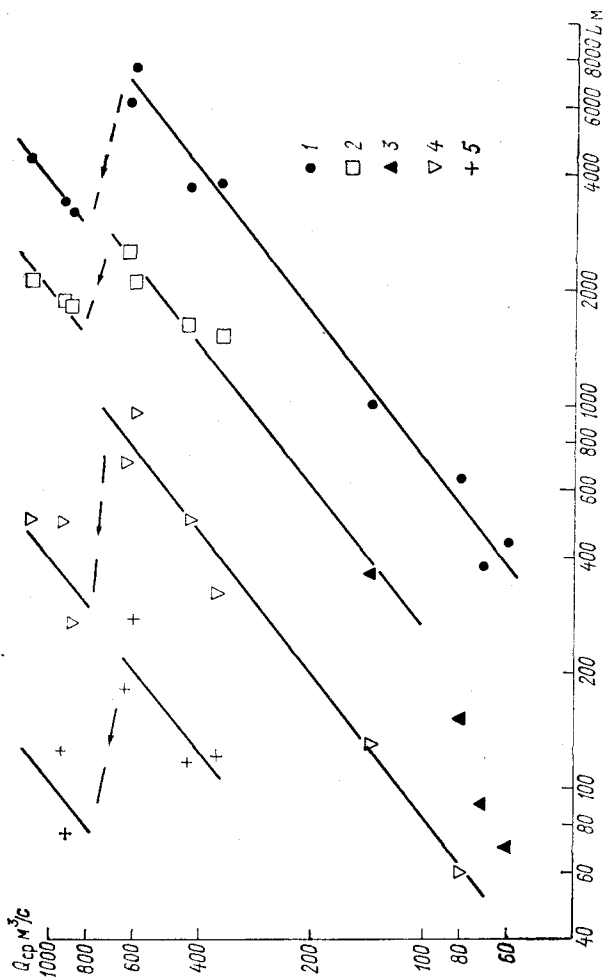


Рис. 4.2. Увеличение размеров излучин и русловых форм по длине р. Вычегды по мере увеличения водности реки и изменение иерархического комплекса русловых форм при стабилизации лобочной и формировании на их основе излучин русла.

1 — излучинны, 2 — лобочны, 3 — ленточные гряды, 4 — песчаные волны, 5 — шалыги.

бочни, шаг которых в 2—2,5 раза меньше шага излучин. Эти побочни осложнены песчаными волнами, которые имеют шаг в 2,5—4,0 раза меньше шага побочней. По мере увеличения расхода воды в реке и ширины русла размеры свободных излучин и побочней с песчаными волнами увеличиваются. Это приводит к все большему контролю формы русла бортами долины, так как шаг излучин увеличивается до размеров литологически однородных участков бортов долины. Свободные излучины становятся вынужденными и адаптированными, а на расстоянии 200 км от устья уже не выявляются в литологически обусловленных изгибах днища долины. Увеличение размеров побочней и уменьшение скорости их смещения вниз по руслу приводит к поселению на них пионерной растительности. Уже на расстоянии 400 км от устья на большинстве побочней р. Вычегды формируются небольшие острова, а некоторые наиболее крупные побочни полностью зарастают, покрываются пойменным аллювием и превращаются либо в острова, либо формируют излучины. На некоторых участках реки (например, в 145—155 км от устья, в районе Княжинских и Шономских перекатов) шаг свободных излучин русла и перемещающихся по ним побочней практически одинаков [95]. Ниже 200-го км от устья практически все крупные побочни стабилизируются и начинают определять извилистую форму русла. Происходит резкое уменьшение размеров излучин при увеличении водности реки (см. рис. 4.2). Соответственно на этом участке происходит уменьшение размеров побочней, но не настолько резкое, так как диапазон их размеров широкий. Соотношение шагов излучин и побочней уменьшается до 1,5—1,7 и только в устье реки увеличивается снова до 2,0. Размер песчаных волн на побочнях также уменьшается, но не так резко, как излучин. Таким образом, в устьевой зоне р. Вычегды иерархический комплекс русловых форм оказывается сдвинутым на один ранг в сторону более мелких форм по сравнению с комплексом руслового рельефа среднего течения реки. При этом сохраняются относительные морфологические характеристики входящих в него образований.

Форма русла существенно влияет на морфологию и динамику побочней и осередков (мезоформ). Особенности перемещения побочней перекатов на излучине русла рассмотрены Н. И. Маккавеевым [52]. На основе схемы потенциального течения на участке им выделены зоны ускорения (вдоль одного берега от вогнутого к выпуклому) и зоны замедления (от выпуклого к вогнутому) потока, на которые накладываются области разворота донных струй к вогнутому и от выпуклого берега за счет поперечной циркуляции. В соответствии с этим Н. И. Маккавеев выделяет одну зону замедления движения побочня у выпуклого берега низового крыла излучины, остальные участки русла побочень проходит с ускорением. Р. С. Чалов [95] детально исследовал смещение побочней перекатов на двух излучинах русла р. Вычегды. Им установлена гораздо большая скорость смещения побочней вдоль вогнутых берегов (до 250 м/год) при малой скорости

(~25 м/год) смещения побочней вдоль выпуклых берегов излучин.

На пологих излучинах с менее развитой системой поперечных течений и малой вероятностью отрыва потока от выпуклого берега излучины движение побочней больше соответствует схеме распределения зон ускорения и замедления при потенциальном обтекании изгиба. На пологой излучине р. Вычегды в 49—57 км от устья при смещении побочней Заостровского, Усть-Вилегодского и Ципушкинского перекаатов вдоль левого вогнутого берега скорость движения побочней уменьшается от начала изгиба до его вершины от 600 до 40 м/год, а далее по длине низового крыла излучины увеличивается до 400 м/год. Побочень в вершине излучины на протяжении нескольких лет может сохранять стабильное положение. Более сложный характер имеет перемещение побочней вдоль выпуклого берега. Здесь фиксируются области ускорения смещения побочней на верховом крыле излучины и его замедления на низовом. Однако в вершине излучины максимум скорости движения побочней не отмечается. Здесь происходит стабилизация низового крыла надвигающегося сверху вдоль выпуклого берега побочня перед стабильным побочнем в вершине излучины у вогнутого берега. Таким образом, и на пологой излучине потенциальная схема обтекания реализуется в смещении побочней с существенными изменениями, связанными с взаимовлиянием морфологии и динамики побочней.

И. В. Попов обнаружил уменьшение диапазона изменения шага ленточных гряд с увеличением крутизны излучин, в пределах которых эти ленточные гряды располагаются [67]. В. С. Боровков на основе лабораторного эксперимента показал влияние кривизны потока на размеры, форму и динамику донных форм. В криволинейном русле уменьшается и длина, и высота донных форм, но при больших числах Фруда [11].

Сложный характер взаимного влияния формы русла на морфологию и динамику грядовых русловых форм, которые в свою очередь воздействуют на форму русла и ее изменение, отмечается для извилистого русла р. Терека ниже устья р. Сунжи.

Средний шаг излучин русла λ составляет 1750 м (σ_L 240 м), коэффициент формы излучин S/λ в среднем равен 1,4. По своей морфологии и динамике излучины подразделяются на две группы: устойчивые и неустойчивые. В пределах устойчивых излучин русло характеризуется соотношениями $R/b > 2,0$. Стрежень потока располагается вдоль вогнутого берега. У выпуклого берега аккумулируются наносы, формируется песчаный пляж.

Устойчивые излучины перемещаются вниз по течению реки со скоростью до 10 м/год. Одновременно происходит поперечное смещение излучин, достигающее 5 м/год. Скорость продольного и поперечного смещения этих излучин определена критерием R/b . При $R/b \sim 3$ скорость смещения излучин максимальна; при больших и меньших значениях R/b уменьшается подвижность излучин (рис. 4.3). При ширине потока $b=500..600$ м радиус кривизны

R составляет 400—700 м. Соотношение R/b в этом случае меньше 2; в отдельных случаях оно уменьшается до 0,7. В пределах таких излучин динамическая ось потока неустойчива. Она располагается периодически у вогнутого или выпуклого берега излучины. У противоположного берега формируется побочень или осередок, постепенно превращающийся во фрагмент поймы. Сохранение

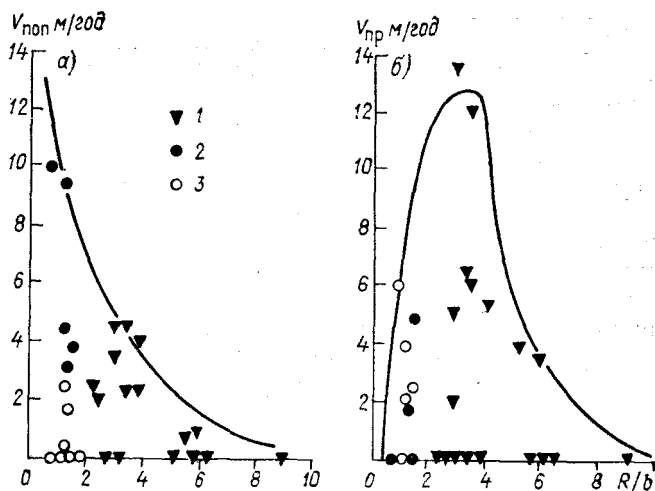


Рис. 4.3. Скорость поперечного (а) и продольного (б) смещения излучин р. Терека в зависимости от крутизны (характеризуемой отношением радиуса кривизны R к ширине русла b) и расположения побочней на излучине.

1 — устойчивые излучины, 2 — неустойчивые излучины с побочнем у выпуклого берега, 3 — устойчивые излучины с побочнем у вогнутого берега.

у берега пойменных проток приводит через некоторое время к перемещению в эту зону основного стока реки. При этом происходит переработка пойменного массива вплоть до его полного размыва. Период расположения стрежня потока у одного берега не превышает 20 лет.

Неустойчивые излучины, располагаясь непосредственно друг за другом, развиваются сопряженно, т. е. миграция динамической оси потока к одному берегу на верхней излучине вызывает изменение положения стрежня в противоположном направлении на нижележащей излучине. На длинных и пологих изгибах русла неустойчивость оси потока возникает локально. Формирование относительно стационарного побочня вызывает локальный ускоренный размыв берега и образование местного расширения русла. В этом расширении наблюдается блуждание стрежня потока.

Устойчивые излучины могут перейти в группу неустойчивых, если произойдет их сжатие (в условиях преобладания продольного смещения верхнего крыла излучины по сравнению со сме-

щением нижнего крыла) и уменьшение радиуса кривизны до $R/b < 3$. Обычно это происходит при существенных переформированиях участка русла, расположенного выше устойчивой излучины или при укреплении берега в ее нижнем крыле. Возникающее при этом отложение наносов у вогнутого берега дестабилизированной излучины сопровождается увеличением радиуса кривизны оси потока, и излучина вновь становится устойчивой.

Динамика неустойчивых излучин зависит от положения зоны аккумуляции наносов. Если она расположена у выпуклого берега, то возрастает (до 10 м/год) скорость поперечного смещения излучины. Накопление речных наносов у вогнутого берега, образование здесь стабильного побочня или осередка приводит к резкому уменьшению скорости поперечного перемещения излучины. Скорость продольного смещения неустойчивых излучин обычно невелика вследствие их большой крутизны.

В силу длительности эволюции излучин, разных стадий их развития, влияния большого количества природных факторов форма извилистого русла характеризуется большой сложностью. Отдельные излучины «правильной формы» встречаются редко, еще реже — группа таких излучин. Многообразие форм излучин породило многочисленные термины, их описывающие: синусоидальные, круговые, эллиптические, петлеобразные, пальцевидные, омеговидные, сундучные, сложные, сегментные, синусомобразованные, асимметричные, заваленные, незавершенные, прорванные, симметричные, закручивающиеся, раскручивающиеся, ограниченные, деформированные, остроугольные и т. п.

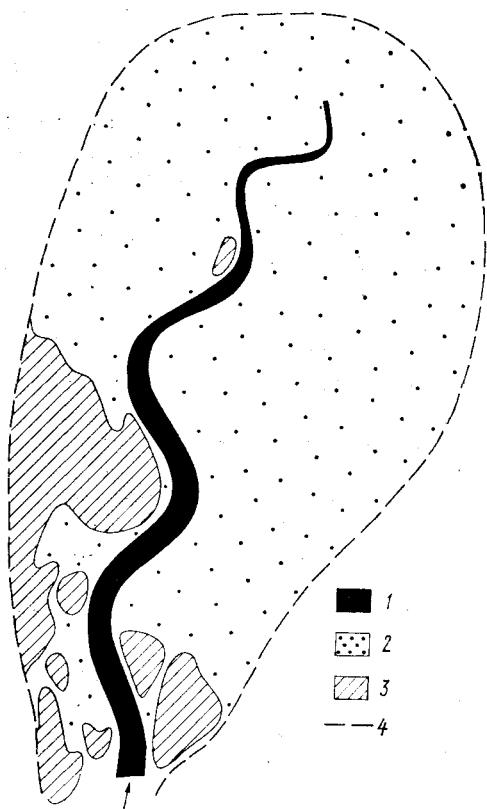
Для характеристики сложной формы извилистого русла применяются функции спектральной плотности рядов азимутов кривизны оси русла [134]. «Простая» форма излучины наиболее точно описывается синусом-генерированной кривой Леопольда и Лангбейна [119]

$$\theta = \theta_0 \sin \frac{2\pi s}{S_0}.$$

Преобразование Фурье рядов азимутов θ также приводит к разложению сложной формы на простые составляющие. Высказывается гипотеза об обусловленности каждой из простых составляющих формы извилистого русла определенным диапазоном расхода воды в реке. Каждый проходящий по реке расход воды отображается в форме русла в виде простой излучины, шаг которой пропорционален расходу, а амплитуда пропорциональна повторяемости расхода и его эрозионной способности. Суперпозиция простых излучин создает сложную форму меандрирующего русла [83]. Эта гипотеза находит подтверждение в более сложной форме русел тех меандрирующих рек, для которых кривая руслоформирующего расхода имеет многопиковый вид [25].

Сложность меандрирующего русла также проявляется в упорядоченном изменении морфологии и динамики излучин вдоль русла реки. Такие организованные «серии» излучин были выде-

лены Р. С. Чаловым [95] на реках Вычегде и Лене по закономерному уменьшению или увеличению радиусов кривизны последовательных излучин или извилин динамической оси потока. Излучины



объединяются в серии также по закономерному однонаправленному изменению шага λ , или коэффициента выраженности излучин S/λ . В серии насчитывается 6—10 излучин. Такая их протяженность указывает на неслучайность образования серий. Особенно отчетливо выделяется серийность в извилистости переуглубленных бороздин на устьевых барах рек (рис. 4.4).

В сериях излучин с уменьшающейся вниз по течению крутизной одна — две верхние крутые излучины обычно перемещаются как вдоль, так и поперек оси долины. Последующие более пологие излучины в ос-

Рис. 4.4. Серия излучин подводной бороздины на устьевом баре р. Индигирки.

1 — переуглубленная бороздина, 2 — мелководья устьевого бара, 3 — отдели, 4 — границы бара.

новном смещаются в продольном направлении (рис. 4.5). Скорость продольного смещения минимальна у верхней излучины серии и увеличивается вниз по течению. В результате вся серия растягивается за счет уменьшения длины последней излучины.

В отдельных случаях смещается только одно из крыльев пологих излучин, что вызывает чередование растягивающихся и сжимающихся излучин.

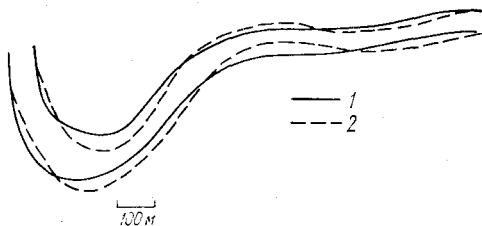


Рис. 4.5. Динамика серии излучин р. Терека.

1 — береговая линия 1958 г., 2 — береговая линия 1979 г.

4.3. Разветвленные русла

Русла рек, разветвленных на рукава, характеризуются наибольшим многообразием форм. Наиболее подробная морфодинамическая классификация таких русел разработана Р. С. Чаловым [101].

Н. И. Маккавеев отметил, что если русло двухрукавное, то побочни, расположенные в шахматном порядке у разных берегов вышележащего русла, надвигаются на узел разветвления и попеременно перекрывают исток то одного, то другого рукава. Поэтому рукава периодически то активизируются, то отмирают [52]. В случае многорукавного русла этот эффект значительно усложняет режим русловых переформирований в рукавах. Уменьшение водности отдельных рукавов по отношению к единому руслу приводит к уменьшению размеров всех русловых форм иерархического комплекса. В этой связи структурный анализ рельефа в многорукавном русле необходимо проводить в каждом рукаве отдельно.

Существенно также взаимовлияние руслового режима рукавов в многорукавном русле. Р. С. Чалов на примере разветвлений русла нижней Лены показал, что в руслах со сложными сопряженными разветвлениями наблюдается изменение относительной роли каждого из двух основных рукавов при прохождении разных расходов воды. При высоком уровне основная доля расходов воды сосредоточивается в рукавах одной системы, здесь происходят наиболее активные переформирования. При низком уровне основная доля речного стока переходит в противоположные рукава [95]. В сложном разветвлении дельты Енисея сезонное и многолетнее перераспределение стока воды между рукавами определяет тенденцию их развития [1]. Эпюры руслоформирующих расходов (в понимании Н. И. Маккавеева) оказываются разными для разных рукавов разветвления. В более многоводном рукаве — Большом Енисее — наибольший сток наносов проходит при меньших расходах воды, чем в менее многоводном рукаве — Каменном Енисее. В таком случае возможно преимущественное развитие менее многоводного рукава и заиление более многоводного. Взаимовлияние рукавов в многорукавном русле и перераспределение стока воды между ними во времени оказывают большое влияние на тенденции развития рукавов при изменении гидрологического режима. Расчеты, проведенные для дельты Енисея при регулировании его стока каскадом водохранилищ, показывают, что в результате изменения эпюр руслоформирующих расходов в некоторых рукавах увеличиваются расходы воды, при которых происходит наибольший сток наносов. Такие рукава будут активизироваться. В других рукавах наибольший сток наносов проходит при расходах воды меньших, чем при ненарушенном стоке. Это увеличивает вероятность заиления рукавов [1].

Морфология и динамика русла, разветвленного на рукава, определяется положением в иерархическом ряду тех гидравлически

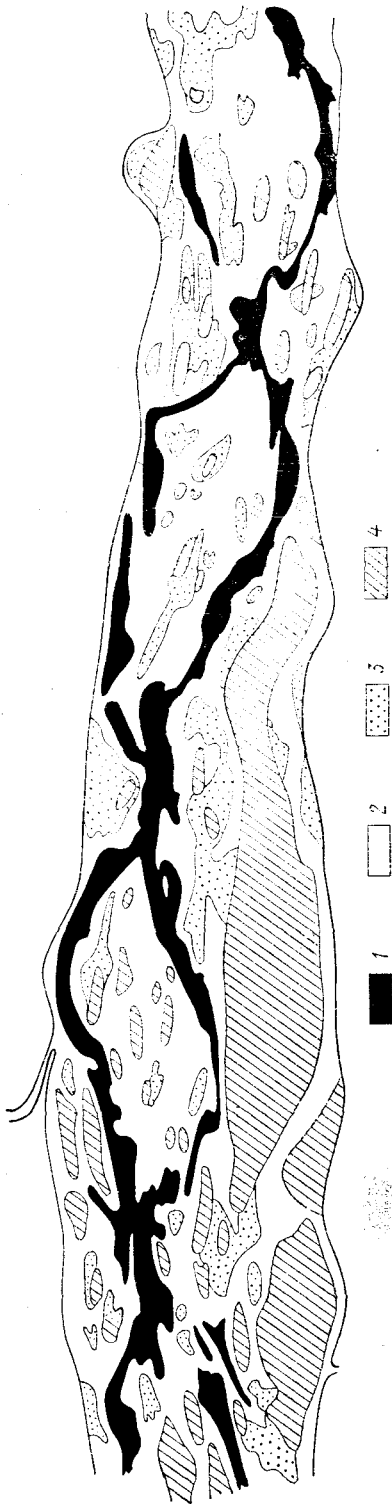


Рис. 4.6. Морфология комплекса руслового рельефа верхней Оби в районе устья р. Ануй.

1 — плесовые лощины, 2 — мелководья, 3 — осередки и побочки, 4 — острова.

обусловленных грядовых русловых форм, которые стабилизируются процессом поймообразования. Если такая стабилизация происходит на структурном уровне самых больших гряд, то формируется русло с мегаформами: параллельно-рукавные разветвления или пойменная многорукавность, или, вблизи устья реки, дельтовая многорукавность. Если форма русла определяется стабилизированными русловыми формами на структурном уровне больших гряд, то возникает русло с одиночными, простыми сопряженными разветвлениями, если пойма образуется на всем комплексе больших гряд. Тогда количество основных рукавов зависит от соотношения b/L_2 : при $b/L_2 < 0,50$ русло меандрирует; при $0,5 < b/L_2 < 1,0$ — образуется двухрукавное русло; при $1,0 < b/L_2 < 1,5$ — трехрукавное и т. д. (см. рис. 3.17). Существование иерархии больших гряд осложняет форму русла. Наиболее сложные разбросанные разветвления образуются на тех реках, где стабилизация и образование поймы захватывает и средние гряды. Примером является русло верхней Оби в районе устья р. Ануй (рис. 4.6). Здесь широко распространены донные формы — рифели ($L \sim 2,5$ м), дюны ($L \sim 20$ м), заструги ($L \sim 70$ м) [89]. Средние гряды (шалыги) с шагом $L \sim 250$ м обсыхают во время межени, становятся барханообразными или каплевидными осередками и побочными. Многие формы таких размеров покрылись пойменным аллювием, стабилизировались, превратились в небольшие острова и определяют форму русла. Острова средних размеров ($L \sim 1100$ м) также относятся к структурному уровню средних гряд, именно они определяют конфигурацию русла верхней Оби. Только крупные острова и островные массивы относятся к структурному уровню больших гряд, имеют среднюю длину $L \sim 3000$ м. Наиболее крупные массивы (мегаформы) — скопления островов, разделенные участками относительно более узкого собранного русла [9], имеют шаг 6000—8000 м, относятся к самым большим грядам.

4.4. Факторы, определяющие форму русла

Система поток — русло в основе своей диссипативная. Для участка русла, не претерпевающего в среднем за характерные промежутки времени однонаправленных изменений, диссипация энергии ε_0 может быть выражена через внешние параметры системы — расход воды Q и уклон свободной поверхности I .

$$\varepsilon_0 = \rho g Q I. \quad (4.1)$$

С другой стороны, диссипация энергии может быть выражена через внутренние параметры системы. По гипотезе А. Н. Колмогорова удельная диссипация энергии $\varepsilon = k(u'^3)/\lambda$, где u' — средняя квадратическая скорость, определяемая по энергии турбулентности; λ — характерный линейный масштаб системы; k — коэффициент. Эта гипотеза, выдвинутая из соображений подобия, пол-

ностью соответствует представлениям о виде диссипативного члена в уравнениях гидравлики

$$\varepsilon_0 = \frac{\rho g}{C_0^2} \frac{U^3}{H} F, \quad (4.2)$$

где U — средняя скорость потока, H — средняя глубина, F — площадь живого сечения, ρ и g — плотность воды и ускорение свободного падения.

Коэффициент сопротивления C_0 в свою очередь является сложной функцией внешних факторов руслового процесса и морфологии русла:

$$C_0 = f(H/D; H/h_r; L_r/h_r; L_n/L_b; b/H \dots).$$

Из формул (4.1) и (4.2) получаем

$$QI_0 = \frac{1}{C_0^2} \frac{U^3}{HP} F.$$

Значения Q и I_0 задают по условиям в системе более высокого уровня, чем система поток — русло. Они практически неизменны в масштабе временного осреднения несколько десятков лет. В то же время морфометрические параметры русла при неизменных Q и I_0 могут встречаться в разнообразных сочетаниях. Исходя из данной работы [116] система поток — русло имеет как минимум 8 степеней свободы: ширина русла b , глубина H , расстояние от тальвега до ближайшего берега b_a , максимальная глубина H_m , извилистость (разветвленность) P , высота гряд h_r , длина гряд L_r , заложение низового откоса гряд L_n . Так как в русле обычно существуют несколько рангов русловых форм, то число степеней свободы (морфометрические характеристики русла и русловых форм) значительно увеличивается. Этому соответствует бесконечное количество состояний равновесия системы. Элементарные расчеты показывают, что если известны только значения Q и I_0 , то морфологический тип русла остается неопределенным. На рис. 4.7 показана область существования типов русла (в координатах извилистости и относительной ширины b/H) при $Q=100$ м³/с, $I_0=0,0003$, коэффициенте шероховатости $n=0,02$ и скоростях потока в диапазоне 0,6—2,5 м/с. В этой области располагаются все главные морфологические типы русел — прямолинейные, извилистые и разветвленные на рукава [85].

В то же время многочисленные факты доказывают, что морфологический тип каждого конкретного русла очень устойчив. Так, например, участок меандрирующей р. Истуит в среднем Уэльсе в октябре 1969 г. был спрямлен и превращен в канал, однако уже через 1 год начал восстанавливаться меандрирующий тип русла. В русло этой реки с 1800 по 1920 г. сбрасывались отходы горного производства. В результате узкое одорукавное меандрирующее русло к 1904 г. превратилось в широкое малоизвилистое русло с осередками и пойменной рукавностью. Но после

прекращения антропогенного воздействия прежний морфологический тип русла начал восстанавливаться и к 1978 г. русло реки снова стало узким и однорукавным (но еще малоизвилистым) [121]. Даже в нижних бьефах гидроузлов, несмотря на значительную перестройку руслового рельефа, морфологический тип русла иногда не изменяется. Так, в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС на р. Оби на 10-километровом участке глубинной эрозии

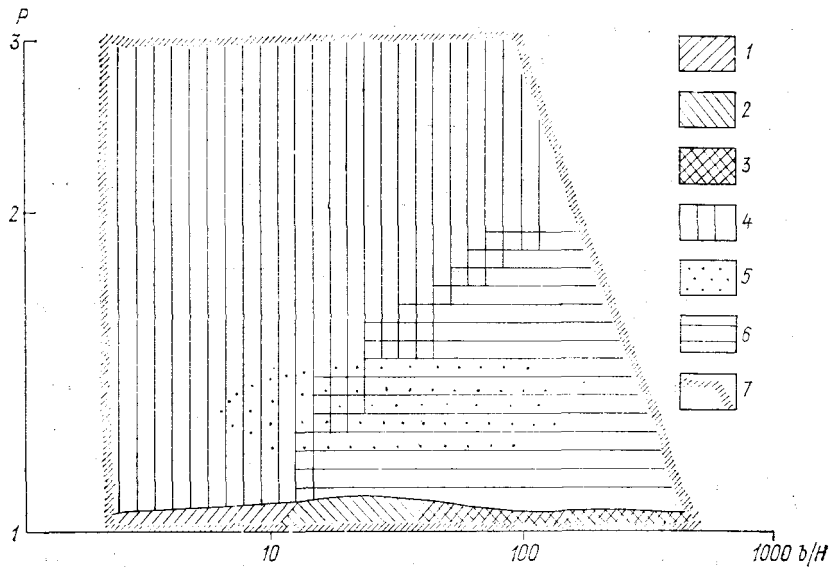


Рис. 4.7. Области существования морфологических типов русла.

1 — прямолинейного с ленточными грядами, 2 — прямолинейного с побочными, 3 — прямолинейного с осередками, 4 — меандрирующего, 5 — разветвленно-извилистого, 6 — многорукавного, 7 — границы областей изменения морфологии русла.

русло осталось многорукавным, хотя на некоторых участках произошло усложнение существующих, а на других — образование новых узлов разветвлений [95]. Так же консервативны во времени размеры отдельных элементов русла и русловых форм, осредненные за характерный период многолетней изменчивости стока. Лишь в результате очень значительных изменений стока воды и наносов, или ландшафта водосбора, морфологический тип русла конкретной реки кардинально изменяется.

Противоречие между бесконечным количеством возможных сочетаний структурных элементов руслового рельефа, с одной стороны, и большой устойчивостью морфологии конкретного русла и консервативностью размеров основных его геометрических параметров — с другой, объясняется наличием большого количества природных факторов, контролирующих морфологические параметры русла, с одной стороны, и географической определенностью руслового режима рек с другой.

В рамках существующих представлений о связях между морфологией речного русла и определяющими ее природными факторами можно предложить следующую последовательность уменьшения числа степеней свободы системы поток — русло, т. е. расчета размеров основных структурных элементов рельефа речного русла (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Факторы руслового процесса, необходимые для расчета морфологических элементов речного русла

| Зависимые переменные (из числа морфологических элементов русла) | Расчетные формулы | Независимые переменные | |
|---|---|--|--|
| | | из числа морфологических элементов русла | из числа факторов руслового процесса |
| L_r h_r | (2.39)*; (2.40)*; (2.49)*; (3.1)**; (3.6)** | b, H, P | $D, \sigma, \rho_s, \rho_w$, гидрограф, $t^\circ\text{C}$, Q, I_0, S |
| P H_m | (4.95)*; (4.129)*; (4.69)*; (4.112)* | b, H, h_r, L_r | $D, \sigma, \rho_s, \rho_w$, гидрограф, H_b, T , $t^\circ\text{C}, Q, I_0, S$ инженерно-геологические свойства грунтов берега, растительность |
| H | формула расхода воды | b, P, h_r, L_r | То же |
| b | гидролого-морфометрические зависимости | — | То же + ландшафт водосбора, гидрологический режим потока, история развития долины |

Примечания: 1. D — средний диаметр донных грунтов; σ — среднее квадратическое отклонение (сортированность) донных грунтов; ρ_s и ρ_w — плотности донных грунтов и воды; S — концентрация взвешенных наносов; H_b — высота берега; $t^\circ\text{C}$ — температура воды; T — время развития излучин. 2. Значок «*» — нумерация формул в работе [90]; значок «**» — нумерация формул в данной книге.

Несмотря на существование обратных связей — взаимозависимости переменных из числа морфологических характеристик русла, во всех расчетных формулах присутствуют переменные из числа внешних факторов руслового процесса. И количество информации об этих факторах должно увеличиваться по мере уменьшения числа степеней свободы системы и устранения неопределенности в морфологии элементов руслового рельефа. Количество внешних природных факторов, необходимых для устранения неопределенности состояния системы поток — русло, увеличивается примерно в 3 раза быстрее, чем уменьшается число степеней свободы (рис. 4.8).

Можно сформулировать принцип корректности руслового анализа, согласно которому для достижения необходимой точности расчета геометрии речного русла необходимо знать соответствующее количество внешних факторов руслового процесса. Располагая информацией о 9 факторах руслового процесса, можно рассчитать размеры элементов грядового рельефа. Для определения характеристики формы живого сечения русла и его извилистости необходимо уже порядка 20 внешних факторов. Полную морфологическую характеристику русла только теоретическим путем в настоящее время дать невозможно. Для определения важнейшего геометрического параметра русла — ширины b , приходится для конкретных ландшафтно-геоморфологических условий созда-

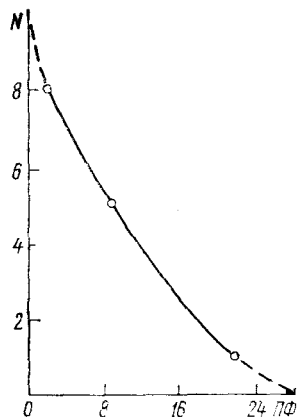


Рис. 4.8. Соотношение числа степеней свободы N системы поток—русло и числа известных внешних природных факторов (ПФ).

вать эмпирические гидролого-морфометрические зависимости (что резко увеличивает число фактически привлекаемых природных факторов).

Зависимости между геометрией русловых форм и определяющими их факторами, сведенные в табл. 4.1, по своему виду относятся к категории детерминированных, с обратными связями. С их помощью, имея необходимо полный набор внешних природных факторов руслового процесса, можно рассчитать один единственный комплекс морфометрических характеристик речного русла. Исходя из этой возможности М. А. Великанов [12] сформулировал принцип ограниченности естественных морфологических комплексов: русловые формы относительно устойчивы, а следовательно, типичны, если они возбуждают процессы, способствующие их возобновлению. М. А. Великанов полагал, что этот принцип создает основу для геоморфологической классификации русел. Н. И. Маккавеев отнес принцип ограниченности естественных комплексов к одному из основных законов русловых процессов, но сделал примечание, что возникает много вариаций основных форм, соответствующих разным стадиям развития морфологических комплексов, а также обусловленных периодическими или направленными изменениями руслообразующих факторов. К этому можно добавить, что даже при установившемся режиме формирования руслового рельефа имеет стохастический характер. Многие природные факторы имеют вероятностную природу. Каждая русловая форма входит в структурную ячейку, которая описывается характерными размерами и кривой распределения размеров.

ной кривой распределения делает неоднозначными естественные морфологические комплексы, размеры русловых форм варьируют в широких пределах. В общем случае можно оценить только параметры кривых распределения морфометрических характеристик русла. Это приводит к возникновению нового перспективного направления в теории и приложениях русловых процессов — изучению стохастических закономерностей взаимодействия потока и русла [65].

Выявление всего структурного иерархического комплекса русловых форм и расчет характерных размеров этих форм не приводят к определению морфодинамического типа русла. Для установления типа русла необходимо выявить структурный уровень (структурную ячейку), где произойдет стабилизация гидравлически определенных грядовых русловых форм, которые будут определять форму русла. Приведенные примеры показывают, что переход от грядовых русловых форм к закрепленным процессом поймообразования формам русла может происходить в широком диапазоне уровней иерархической организации руслового рельефа. Чем ниже этот уровень в иерархии, тем сложнее морфология образуемого русла при одинаковой сложности структуры руслового рельефа и соотношения размеров русловых форм и ширины русла. В то же время может происходить конвергенция морфологии форм русла, обусловленных стабилизацией русловых форм разных иерархических уровней. Например, р. Терек в низовьях, р. Выгедга в районе устья р. Вымь, р. Нигер в дельте меандрируют. Излучины русел этих рек морфологически подобны друг другу, а диапазоны соотношений шага излучин и ширины русла схожи. Однако же излучины нижнего Терека — это первичные формы русла, которые образовались при постепенном заиливании плавней, окружающих транзитные струи речного потока. Излучины р. Выгедга сформированы заросшими растительностью и покрытыми пойменным аллювием побочными (крупными большими грядами), а излучины рукавов в дельте р. Нигер образовались в результате стабилизации более мелких больших гряд — песчаных волн. Острова в дельте р. Енисей и на верхней Оби также морфологически подобны, так как их конфигурация и соотношение длины и ширины определяются гидравлической выгодностью каплевидной формы [118]. Но они принадлежат к разным структурным уровням руслового рельефа и подчиняются разным связям морфологических и гидравлических характеристик русла.

Таким образом, морфодинамический тип речного русла определяется, с одной стороны, гидравлически обусловленной (с учетом всей неоднозначности этой обусловленности) структурой грядового руслового рельефа, а с другой — ландшафтно-климатическими условиями на речном водосборе, которые определяют вероятность стабилизации русловых форм и образования на их основе форм русла. Ландшафтно-климатическими условиями определяются видовой состав пионерной растительности, поселяю-

подвижности активного слоя наносов на отмелях и сезонов укороенения растительности, мутность воды в реке в период затопления поймы, характер эволюционно-динамических рядов пойменной растительности, поемность и динамичность рельефа пойм. В результате различий этих условий скорость роста мощности пойменного аллювия изменяются от 1,0—1,5 м за 1000 лет в низовьях арктических рек [16] до 1,0—2,0 м за 10 лет в низовьях рек Терека и Аму-Дарьи. В дельтах рек Енисея, Таза, Яны на основании сопоставления съемок середины XIX—начала XX веков с современными выявлены осередки, на которых растительность не поселилась как минимум за 130 лет. В то же время в низовьях южных рек, например Терека, период полного превращения осередка в остров не превышает 20 лет, а поселение пионерной растительности происходит в первые же годы после замедления перемещения осередка по реке. Большое количество сочетаний гидравлических и географических условий образования руслового рельефа сильно сужает область применения принципа ограниченности естественных морфологических комплексов. Об этом свидетельствует слабая сопоставимость гидравлико-морфометрических зависимостей, полученных различными авторами на базе региональных морфологических и гидрологических измерений. Это является объективной причиной отсутствия теоретической основы классификации макроформ (форм русел), что отмечено Н. С. Знаменской в ряду других нерешенных задач теории руслового процесса [28].

Гидравлическая и ландшафтно-климатическая обусловленность формы речного русла объясняет существование двух параллельных структурных иерархических классификаций руслового рельефа (рис. 4.9): дополненной и уточненной морфодинамической классификации Н. Е. Кондратьева (ультрамикроформы — микроформы — мезоформы — макроформы — мегаформы) и Р. С. Чалова [97] (грядовые формы — формы русла), с одной стороны, и гидравлической классификации грядовых форм, с другой. Соотношение входящих в эти две классификации классов определяется обусловленным ландшафтно-климатическими факторами положением формы русла в иерархии обусловленных гидравлическими характеристиками потока структурных уровней руслового рельефа. Сочетание мало взаимозависимых групп факторов приводит к большому морфологическому и динамическому многообразию типов речных русел.

В этих условиях на одно из ведущих мест выдвигаются географические методы изучения форм русел. Разработки Н. И. Макавеева [52], Р. С. Чалова [95] показали, что конкретные сочетания руслообразующих факторов в пределах ландшафтной зоны, геолого-геоморфологического района, речного водосбора и его части, данного отрезка русла реки приводят к реализации вполне определенного морфодинамического типа русла и характера руслового режима реки. На основе территориальной общности факторов возможны региональные общие закономерности морфологии

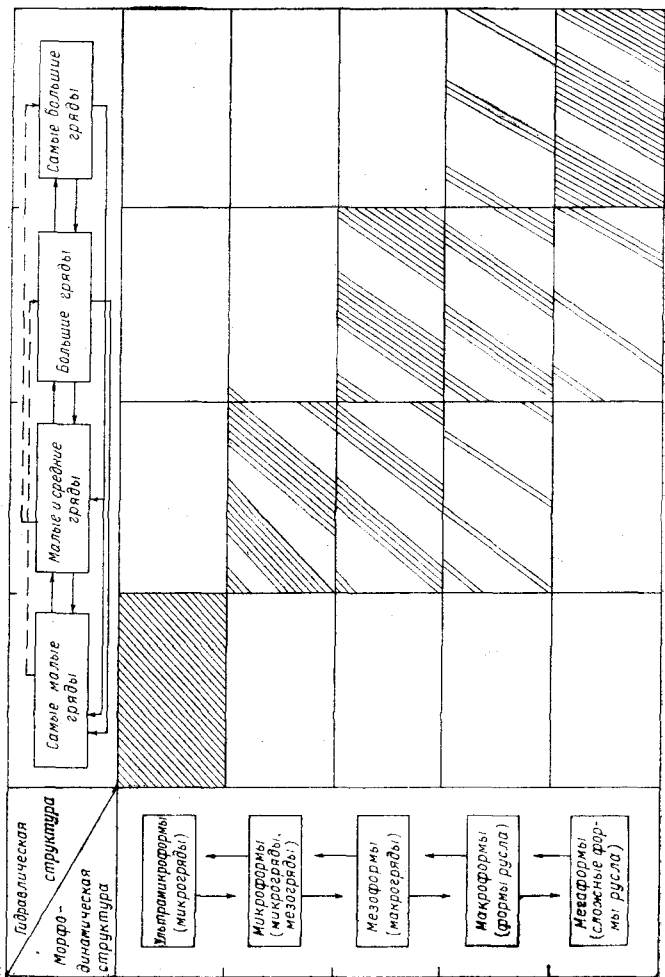


Рис. 4.9. Соотношение морфодинамической и гидравлической иерархической структуры руслового рельефа. Сплошные стрелки показывают основные связи, пунктирные — второстепенные; степень соответствия уровней организации руслового рельефа в разных таксономических системах пропорциональна густоте штриховки.

русел и характера русловых переформирований, локальные сочетания природных факторов приводят к местным особенностям руслового процесса.

На современном этапе развитие географического направления теории руслового процесса и ее прикладной составляющей предполагает выявление главных особенностей и форм проявления русловых процессов (морфологии и динамики речных русел) при конкретных сочетаниях природных и хозяйственных факторов по зонам страны, крупным регионам, в бассейнах больших рек и на отдельных реках. Для решения этой проблемы необходимо [47]: 1) разработать структурно-динамическую модель речного русла, более полно обосновать гидравлическую структуру рельефа русла и выявить соотношения между ее элементами; 2) установить комплекс форм проявления русловых процессов в различных природных условиях и определить интенсивности их деформаций; 3) выявить характер и направленность изменений морфологии и динамики речных русел под влиянием хозяйственной деятельности на водосборе, в долине реки, на ее берегах и в русле.

Конечной целью исследований является обоснование принципов учета руслоформирующей деятельности рек в различных природных условиях при различных видах хозяйственного использования рек и разработки генеральных схем рационального использования водных и связанных с ними земельных ресурсов с учетом общих и региональных особенностей русловых процессов, влияния местных и локальных природных и антропогенных факторов.

ПРИНЦИПЫ ОПТИМАЛЬНОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ РУСЛОВОГО РЕЛЬЕФА В ЦЕЛЯХ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

Регулирование речных русел является одним из немногих примеров управления сложными динамическими системами неживой природы.

Под оптимальным регулированием функционирования системы поток — русло понимается создание устойчивого режима работы хозяйственного объекта, расположенного в русле и на пойме в пределах зоны влияния потока, при максимальном использовании естественной направленности руслового процесса, минимальном ущербе природе и другим хозяйственным объектам и, при соблюдении этих условий, минимуме капитальных вложений и эксплуатационных затрат. Главными принципиальными трудностями на пути такой оптимизации являются высокая динамичность системы поток — русло, множественность внешних факторов, влияющих на функционирование системы, и наличие сложной внутренней организации системы.

Целью регулирования руслового процесса обычно является стабилизация на некоторый заранее оговоренный отрезок времени заданной структуры системы: поля скоростей и морфологии русла или гидрологического режима реки и режима русловых деформаций. Основными способами регулирования являются: 1) редукция руслового процесса путем создания необходимой жесткой морфологии русла с помощью гидротехнических сооружений; 2) активизация руслового процесса путем изменения либо морфологии русла, либо поля скоростей для достижения необходимой устойчивости русла с помощью самого потока; 3) создание искусственного русла с заданными параметрами.

Обычно в практике регулирования русел применяется в каждом конкретном случае сочетание этих способов.

5.1. Редукция руслового процесса

Редукция руслового процесса осуществляется либо путем армирования русла тяжелыми гидротехническими сооружениями, либо путем создания подпорных бьефов. В целом она является эффективным способом регулирования русел. Армирование русел имеет природный аналог — слабоизменяющиеся врезанные в скальные породы русла. Известно большое количество приемов строительства берегоукрепительных сооружений, с появлением новых материалов и технологий они совершенствуются. Армирование всего

русла реки (и берегов, и дна) применялось сравнительно редко в XVIII—XIX веках (некоторые средние реки Западной Европы [14]), в настоящее время на протяженных участках естественных русел оно вообще не применяется. Обычно осуществляется частичная редукция руслового процесса на одном из иерархических морфодинамических уровней руслового рельефа. Так, стабилизация формы русла — строительство набережных — осуществлено в большинстве городов, расположенных на берегах рек. Отдельные элементы стабилизации формы русла жесткими креплениями присутствуют практически во всех гидротехнических сооружениях.

При редукции руслового процесса путем стабилизации лишь части русла следует иметь в виду неоднозначность реакции русловых форм разных иерархических уровней на одни и те же изменения в системе поток — русло. Так, стабилизация формы русла может привести к активизации русловых переформирований на уровне внутрирусловых форм. Например, закрепление берегов слабоизвилистого русла р. Вислы (Польша) продольными сооружениями в конце XIX века привело к отторжению от берегов побочней, переформированию их в осередки и увеличению скорости их смещения вниз по реке. Стабилизация мезоформ — это уменьшение активной ширины русла, размыв вогнутых берегов, т. е. активизация изменений формы русла. Примером является закрепление побочней р. Бразос (США) в начале XX века тамариском, в результате чего резко уменьшилась пропускная способность реки [114]. Одновременно увеличивается глубина русла и скорости потока, это приводит к увеличению размеров и скорости смещения донных форм. Стабилизация донных форм — создание искусственной шероховатости русла — обычно применяется в каналах и быстротоках для уменьшения скорости течения. При регулировании естественных водотоков применяется редко. Теоретические исследования Б. А. Шуляка [99] показывают, что созданием закрепленного микрорельефа в потоке можно активизировать смещение частиц наносов из-за 10—30 %-го увеличения придонных скоростей над гребнями гряд.

Практически полностью и на всех иерархических уровнях руслового рельефа редукция руслового процесса достигается сооружением систем плотин со шлюзами, с помощью которых свободная река превращается в серию тиховодных подпорных бьефов. На шлюзованных реках достигаются значительные габариты судоходных путей, водохранилища часто имеют комплексное назначение. Этим методом достигнуто регулирование как небольших (например, р. Северский Донец), так и крупных рек (р. Миссисипи выше Огайо, р. Волга). В результате создания подпорных бьефов русловые процессы практически не проявляются, преобладает аккумуляция наносов и волновая переработка берегов [13].

Метод редукции руслового процесса удобен своей простотой и эффективностью, поэтому он достаточно широко применяется. Однако его нельзя назвать оптимальным. Реализация этого метода приводит к изменению сущности природного объекта — ре-

ки. При армировании русел делается попытка уничтожить главное свойство системы поток — русло — взаимодействие основных ее составляющих. Оно замещается односторонним воздействием неразмываемого русла реки на поток. При этом, если конфигурация и размеры жесткого русла не будут соответствовать гидравлическим характеристикам потока, то сооружения окажутся в неустойчивом режиме и постоянно будут подвергаться опасности разрушения потоком. Это не является редкостью в практике регулирования, особенно при неполностью стабилизированном русле.

При шлюзовании река исчезает как таковая, заменяется цепочкой слабопроточных озеровидных водоемов, при этом часто ухудшается качество вод, нарушаются условия обитания ихтиофауны. В пределах водохранилища происходят заиление, волновое разрушение берегов, активизация оползневых процессов, наблюдается целый комплекс неблагоприятных последствий сезонных и суточных колебаний уровня воды. Возникают проблемы нижних бьефов гидроузлов и зон переменного подпора [96]. Габариты судовых ходов жестко закрепляются, и в случае необходимости их увеличения система шлюзов должна реконструироваться. Редукция руслового процесса требует больших капитальных вложений и значительных эксплуатационных расходов.

5.2. Активизация руслового процесса

Метод регулирования системы поток — русло путем активизации руслового процесса имеет не менее продолжительное применение. Это сооружение многочисленных водостесняющих дамб и полузапруд на реках Западной Европы в XVIII—XX веках, перекрытие несудоходных рукавов рек, строительство струенаправляющих дамб и т. п. [14, 136]. Наиболее последовательно этот метод был реализован в России в XIX веке инженерами-путейцами для обеспечения судоходных условий на крупных русских реках, где использовать западноевропейский опыт было невозможно. В начале XX века В. М. Лохтин и Н. С. Лелявский обосновали методы выправления рек путем применения энергии потока, а Н. П. Пузыревский, В. Е. Тимонов и В. Г. Клейбер использовали дноуглубление в тех же целях [15]. Эти два основных подхода были в дальнейшем синтезированы в трудах советских гидротехников и специалистов по русловым процессам — М. В. Потапова, Н. И. Маккавеева, А. И. Лосиевского, Н. А. Ржаницына, В. В. Дегтярева, Р. С. Чалова.

Теоретической основой метода активизации руслового процесса является свойство системы поток — русло формировать устойчивые морфологические комплексы на базе малых изменений неустойчивых элементов рельефа русла и динамических структур потока при конкретном сочетании руслоформирующих факторов. Технически активизация руслового процесса — это спрямление изгибов русла; отторжение побочней и кос; разработка капитальных прорезей для перераспределения стока воды по рукавам или

по ширине русла; приведение русла к высокому коренному берегу; производство землечерпательных работ для местного увеличения (или уменьшения) скорости и глубины потока; сооружение бун и создание искусственной шероховатости для увеличения интенсивности аккумуляции; возведение струенаправляющих, водостесняющих, водорасслаивающих и наносоуправляющих сооружений; перекрытие рукавов в многорукавных руслах; периодическое уничтожение отмости на дне потока; изъятие наносов из зон их интенсивной аккумуляции по наносоотсасывающим прорезям и обводным каналам и т. п. Все эти мероприятия обычно не требуют предварительного знания конкретных параметров формируемого русла — достаточно правильно оценить тенденцию развития русловых деформаций и критические размеры русла. Однако это не означает, что для метода активизации руслового процесса не нужно существенного теоретического обоснования — именно при его применении необходимо знать тонкости взаимодействия потока и русла для того, чтобы направить русловой процесс в необходимую сторону. Так, Н. И. Маккавеев [68] формулирует следующие общие позиции, которые следует учитывать при трассировании прорезей на судоходных реках: изучение рельефа русла, поймы и коренных берегов, режима переформирования русла на данном участке реки, расположения при формирующем расходе воды зон ускорения и замедления течения (спада и подпора) по ширине и длине русла, особенностей возникновения местных циркуляционных течений в потоке, источников поступления в русло наносов (или наоборот — осветленной воды), путей перемещения скоплений наносов, характера грунтов берегов и дна. В каждом конкретном случае необходим учет специфических условий руслового процесса. Большое количество типичных сочетаний морфологии русла и определяющих русловой процесс факторов с рекомендуемыми комплексами выправительных сооружений рассмотрено Н. И. Маккавеевым и его сотрудниками [68].

Общими принципами, которыми следует руководствоваться при применении метода активизации руслового процесса, являются: создание условий для смещения зоны деформаций нежелательной направленности в другое место русла и стимулирование деформаций противоположного знака. Так, например, при активном размыве вогнутого берега излучины можно расположить вдоль берега наброску из тетраэдров для увеличения шероховатости и стимулирования аккумуляции наносов; создать системами струенаправляющих сооружений поперечную циркуляцию противоположного знака и также стимулировать аккумуляцию наносов; спрямить излучину и перенести процессы размыва в спрямляющий прокоп; осуществить у вогнутого берега искусственный гидронамыв; осуществить подрезку выпуклого берега; создать зону аккумуляции у вогнутого берега системой бун и т. д. Такое большое разнообразие способов регулирования русла позволяет в каждом конкретном случае выбрать наиболее эффективный и дешевый вариант системы сооружений. При активизации руслового

процесса можно стимулировать переформирование всего иерархического комплекса русловых форм так, что морфология русла на разных уровнях изменится согласованно. Однако и здесь следует иметь в виду разную скорость, а иногда и знак русловых деформаций форм на разных этажах их сложной структуры. Гораздо чаще применяются способы выправления русел, сочетающие редукцию руслового процесса на одних морфодинамических иерархических уровнях руслового рельефа с активизацией его на других уровнях. Так, Н. С. Лелявским был предложен метод выправления русла путем укрепления подмываемых берегов на излучинах. При этом активизируется русловой процесс на уровне донных форм, увеличивается расход наносов на участке выправления и увеличивается глубина русла. Применение этого способа существенно уменьшает объемы эксплуатационного землечерпания для поддержания судоходных глубин и предохраняет постройки вдоль берегов рек от размыва [15].

Следует учитывать также обязательную согласованную активизацию русловых деформаций противоположного знака на других сопряженных участках русла, предусматривать влияние этих наведенных деформаций на хозяйственные сооружения. В отдельных случаях, когда активизация руслового процесса приводит к избыточным деформациям, приходится применять последующую компенсационную стабилизацию руслового рельефа. Так, на реках Западной Европы, где проводилось массовое выправление русел двухсторонним стеснением полузапрудами, необходимо было укрепление дна рек полосами каменной наброски [14]. В таких случаях методы активизации и редукции руслового процесса фактически переходят из одного в другой.

При регулировании функционирования системы поток — русло методом активизации руслового процесса максимально может быть использован оптимальный путь управления системой — применение в целях выправления собственной энергии системы и возможность относительно малого изменения ее природных свойств. Однако неразработанность многих разделов теории руслового процесса приводит к тому, что строительство выправительных сооружений, особенно на крупных реках со сложным русловым режимом, сопряжено со значительным риском — вместо возбуждения проектируемых русловых переформирований могут возникнуть незапланированные, в результате которых может быть нанесен значительный ущерб. Поэтому активизация руслового процесса на средних реках проводится осторожно, в несколько этапов, с последовательным достижением необходимого эффекта и исправлением сопутствующих выправлению ошибок. На крупных же реках в основном применяется самый простой и безопасный способ — транзитное и эксплуатационное землечерпание с отдельными элементами выправления.

5.3. Создание искусственных русел

При высокой интенсивности русловых переформирований в естественном русле их регулирование средствами современной техники нецелесообразно, так как требует высоких капитальных и эксплуатационных затрат и ведет к полной трансформации русла. В этих условиях оптимальным является создание искусственного русла (канала), расположенного рядом с естественным и питающегося водой из него. Аналогичное решение принимается в случае отсутствия подходящего естественного водотока для орошения, судоходства, водоснабжения в данной местности. В таком канале можно создать удобный для хозяйственных нужд гидрологический и русловой режим. При проектировании каналов с размываемым руслом решаются две взаимосвязанные проблемы: выбор размеров канала, достаточных для пропуска необходимого количества воды и (или) судов заданных габаритов, и обеспечение малой заносимости каналов. Обе проблемы решались и в настоящее время решаются подбором «устойчивых» при заданном расходе воды ширины и глубины канала и обеспечения в канале «незаиляющей» скорости потока. Теоретической основой этого является принцип ограниченности морфологических комплексов и построенные на нем метод гидравлико-морфометрических зависимостей в СССР и режимная теория в англо-американской литературе. Однако в силу разнообразия природных факторов, определяющих начальные и граничные условия описывающих русловой процесс уравнений, для предвычисления устойчивых параметров искусственного русла часто недостает информации и эти параметры рассчитываются неверно. Влияние многих существенных факторов руслоформирования, например гидрологического режима, до конца не исследовано.

Гораздо более оптимальным представляется путь создания в крупных каналах удобного для их эксплуатации руслового режима, который обеспечивал бы стабильность формы русла, локальную устойчивость мезоформ (в местах расположения водозаборных и т. п. сооружений) и максимально активное перемещение донных форм, влекомых и взвешенных наносов. При наличии судоходства должны выдерживаться габариты судового хода. Наибольшую сложность представляет собой решение первой задачи, так как здесь необходима запланированная редукция руслового процесса. Целесообразно создание пологого извилистого русла канала с частичным креплением вогнутых берегов излучин с помощью гидротехнических сооружений с элементами повышенной шероховатости. Одновременно извилистое русло обеспечивает предсказуемый режим переформирований мезоформ и активизацию перемещения донных форм. Если количество поступающих в канал наносов тем не менее превышает транспортирующую способность потока, то следует либо сделать более изменчивым гидрологический режим — ввести попуски, либо активизировать процессы аккумуляции наносов в отстойниках.

Таким образом, главным инструментом регулирования функционирования системы поток — русло является активизация процессов взаимодействия потока и русла. При этом возникает возможность использовать энергию руслового потока (в случае правильной оценки естественной направленности русловых переформирований) для создания удобного для человека режима деформаций речного русла и сохранения русла как природного объекта со всем присущим ему ландшафтно-экологическим комплексом. Другие методы регулирования русел — редукция руслового процесса и создание искусственных русел, необходимо использовать как вспомогательные, в том случае, когда невозможно добиться нужного эффекта основным методом.

5.4. Проблемы регулирования русла в низовьях р. Терека методами активизации руслового процесса

Наиболее эффективна активизация русловых процессов путем воздействия на форму русла, изменения как плановой конфигурации русла, так и формы продольного профиля. В этом случае русловой рельеф на более низких иерархических ступенях организации будет изменяться согласованно. Такой способ активизации руслового процесса эффективен на реках с большой интенсивностью русловых переформирований и сложной структурой руслового рельефа, и применяется, например, в низовьях р. Терек. Терек переносит в среднем 17,1 млн т наносов при годовом стоке воды 8,54 км³. За последние 500 лет в пределах дельтовой равнины р. Терек 7 раз изменялось положение системы магистрального рукава. Цикл развития каждой системы включал в себя прорыв вод по новому направлению в пониженную часть дельтовой равнины (часто стимулированной сооружением пионерного прокопа), озерно-плавневый период, образование наносами реки наложенной возвышающейся над местностью гривы наносов, в пределах которой формируется русло. Последний цикл развития магистрального рукава начался в 1914 г. Каргалинским прорывом, по которому и назван магистральный рукав. Русло Каргалинского прорыва прошло все периоды своего развития: озерно-плавневого (1914—1939 гг.), выполаживающегося многорукавного русла (1940—1962 гг.), одорукавного повышающегося русла (1963—1977 гг.) [5].

Постоянное увеличение отметок дна русла при аккумуляции наносов привело к уменьшению пропускной способности русла. Так, в 1967 г. пропускная способность русла р. Терек ниже Каргалинского гидроузла (вершина магистрального рукава) составила 1350 м³/с, у с. Кутан-Аул (в 34,5 км ниже гидроузла) — 1240 м³/с, у с. Аликазган (в 84,3 км ниже гидроузла) — 400 м³/с. Максимальный расход воды во время паводка превысил 1600 м³/с, на нижнем участке реки в пределы дельтовой равнины из русла поступило более 3,5 км³ воды. Были затоплены населенные пунк-

ты, временные полевые станы, сельскохозяйственные угодья, про- рваны плотины рыбоводных озер. За 1954—1977 гг. убытки от затоплений ориентировочно составили 49,1 млн руб. [62].

Традиционная мера борьбы с наводнениями в низовьях р. Терека — сооружение противопаводковых дамб. В настоящее время обвалование существует по правому берегу реки до 83-го км от Каргалинского гидроузла, по левому берегу — до 100-го км (Аграханский полуостров). На участке 0—40 км валы обеспечивают пропуск 2000 м³/с воды, на участке 40—83 км — 1000—1800 м³/с. Однако обвалование не устраняет основной причины наводнений — аккумуляции наносов и размывов берегов. Более того, ограничение зоны разливов приводит к увеличению скорости роста поймы в межваловом пространстве и уменьшению живого сечения русла реки.

С середины 60-х годов в низовьях р. Терек начали применяться методы активизации русловых процессов. На вогнутых подмываемых берегах крутых излучин русла, перемещение которых могло привести к разрушению ограждающих дамб и прорыву потока в понижения местности, сооружается наброска из элементов макрошероховатости — бетонных тетраэдров. Они располагаются отдельными скоплениями на расстоянии 2—3 ширины русла и на участках наиболее интенсивных размывов. В большинстве случаев наброска тетраэдров активизирует местную аккумуляцию наносов и приводит к образованию русловых форм у вогнутых берегов излучин, что предохраняет их от размыва. Для снижения уровней паводочных вод проведено спрямление крутых изгибов русла. В условиях низовьев р. Терек проложенные в тяжелых плавневых отложениях узкие прямолинейные прорезы устойчивы, постепенно разрабатываются саморазмывом до ширины основного русла. В настоящее время сооружено 11 таких спрямлений, из них в 10 проходит весь сток воды и наносов или большая его часть, и только 1 занесено наносами. Длина русла уменьшилась на 4 км, максимальный уровень воды снизился у с. Кутан-Аул на 0,1 м, у Каргалинского гидроузла — на 0,7 м. С увеличением скорости в спрямляющих прорезях уменьшились размеры формирующихся там мезоформ. Они быстро смещаются вниз по течению в отличие от практически стабильных мезоформ основного русла р. Терек. Во время паводка размеры микроформ здесь значительно больше, чем в основном русле. В узких (ширина 30—50 м) прямолинейных каналах при глубине 6—8 м и скорости течения до 3,0 м/с формируются активные рифели и дюны. Интенсивность динамики иерархического комплекса русловых форм в спрямлениях существенно больше, чем в основном русле, что способствует отмиранию основного русла. В русле р. Терек непрямыми остались 5 изгибов с коэффициентом формы $S/\lambda = 1,4 \dots 1,6$. Их спрямление может уменьшить длину реки на 4,0 км. Расчеты, проведенные по модели выработанного продольного профиля [4, 86], показывают, что это приведет к дальнейшей активизации руслового процесса, понижению отме-

ток дна и максимального уровня воды на 1,0—1,2 м в вершине участка.

В нижней части русла р. Терека наиболее крупным спрямлением является канал-прорезь через Аграханский полуостров. С помощью этого канала устье р. Терека перенесено с мелководий Северного Каспия в приглубую зону Среднего Каспия. Идея создания такой прорези принадлежит Б. А. Шумакову, который в 1929 г. прошел маршрутом зону разливов Каргалинского прорыва, дал глубокий научный анализ процессов формирования русла и дельты р. Терека в новых условиях, а также составил прогноз заиления Аграханского залива и возможности нового катастрофического прорыва р. Терека в пониженную часть дельтовой равнины [100].

В результате сооружения прорези длина р. Терека сократилась на 25 км (северный участок русла общей протяженностью 30 км был заменен каналом длиной 5 км). Уровень воды в голове прорези понизился на 3 м. На нижнем участке русла сформировалась кривая спада свободной поверхности воды с уклоном в прорези $8 \cdot 10^{-4}$. Началась интенсивная эрозия дна и берегов прорези и русла реки. Уже через 1 месяц зона увеличения уклонов свободной поверхности воды и глубиной эрозии русла распространились на 20 км вверх по реке, через 13 месяцев после открытия прорези — на 45 км. Область максимального размыва, соответствующая области максимального увеличения уклона поверхности воды, через 1 год после открытия прорези располагалась в 10 км от устья реки (размыв здесь составил 2,1 м), через 2 года — в 15 км от устья (2,3 м), через 6 лет — в 20 км от устья (1 м), через 10 лет — в 26 км от устья (0,4 м). В целом в русле р. Терека было размыто в 1973 г. и с 1977 по 1987 г. 4,54 млн м³ наносов, из которых 3,94 млн м³ было вынесено в море, а остальные переотложились в русле [62].

Активизация руслового процесса на всех структурных уровнях при сооружении спрямления через Аграханский полуостров резко снизила угрозу наводнений в низовьях реки. В 1978—1989 гг. в низовьях р. Терека проходили паводки с максимальным расходом воды до 900 м³/с. Уровень Каспийского моря за этот период повысился на 1,3 м, но прорывов валов и затоплений местности за эти годы не происходило.

Однако масштабная активизация руслового процесса, кардинальное изменение формы русла в устьевой области реки отрицательно сказались на экологической обстановке в регионе. Вывод р. Терека в Средний Каспий привел к осушению северной части Аграханского залива. Здесь с середины 40-х годов формировалась причлененная дельта р. Терека и к 1977 г. залив был практически полностью заполнен речными наносами. Русло р. Терека терялось в заросших тростником плавнях с глубиной воды 5—30 см; сосредоточенный поток фиксировался только в рыбоходе, прорытом через Чаканные ворота до моря. В заливе оседали наносы практически всех фракций, поступающих из реки. Однако естественный процесс отмирания залива происходил медленно.

а после окончания Каргалинского цикла развития должна была сформироваться новая озерно-плавневая зона. В условиях техногенного перевода р. Терека в новое русло отмирание залива произошло катастрофически быстро. Зимой 1973 г. произошла гибель рыбы под осевшим льдом. Лишились привычных мест гнездования птицы, мест обитания звери. Исчезла мелководная хорошо прогреваемая акватория, служившая местом нагула молодежи ценных осетровых рыб. Начался скат молодежи осетровых в среднюю часть Каспия с соленостью воды до 13 ‰; существует точка зрения, что это приводит к их гибели. В настоящее время акватория северной части Аграханского залива заполнена водой в результате ингрессии сюда вод Каспия при подъеме его уровня. С р. Тереком залив соединен искусственным Кубякинским каналом. Это временно уменьшило остроту экологических проблем, связанных с активизацией русловых процессов в низовьях р. Терека. Однако после заиления Кубякинского канала и падения уровня моря эти проблемы опять возникнут. Пример нижнего Терека показывает, что оптимальность крупномасштабных проектов активизации русловых процессов существенно уменьшается из-за вовлечения в сферу их воздействия большого комплекса геоэкологических процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурный анализ рельефа речного русла выявляет двойственность свойств системы поток — русло и протекающего в ней руслового процесса.

1. При взаимодействии потока и русла в неизменных гидравлических условиях малые флюктуации отметок дна обладают начальной неустойчивостью в широком диапазоне длин волн. В ходе развития малых возмущений образуются грядовые русловые формы с динамически устойчивыми морфологическими параметрами.

2. Динамически устойчивый комплекс русловых форм обладает континуальными свойствами. Он образуется в результате действия единых для всех русловых форм законов гидродинамики. Континуум русловых форм характеризуется непрерывным двухмерным спектром амплитуд. Одновременно этот континуум обладает свойствами дискретности. В нем объективно выделяются отдельные формы, которые объединяются в иерархически построенные комплексы — структурные ячейки и структурные уровни: самые малые гряды; малые и средние гряды; большие гряды; самые большие гряды. Их принадлежность к континууму обуславливает взаимовлияние отдельных форм и их комплексов через их взаимодействие с русловым потоком. В то же время дискретные свойства и иерархическая организация структуры приводят к возникновению разных закономерностей развития русловых форм на разных структурных уровнях, например, разных типов связей морфологии русловых форм с определяющими факторами.

3. Структура рельефа речного русла определяется гидравлическими характеристиками потока и начальной морфологией русла. Это позволяет говорить об ограниченности естественных морфологических комплексов и однозначности организации рельефа речного русла. Однако сложность процессов взаимодействия потока и русла, множественность руслообразующих факторов приводят к опережающему увеличению числа природных факторов, знание которых необходимо для уменьшения числа степеней свободы системы поток — русло. Это создает некорректность руслового анализа, неопределенность в установлении структуры руслового рельефа в условиях недостаточной изученности руслообразующих факторов. Степень этой неопределенности увеличивается из-за неустановившегося характера взаимодействия потока и русла, а также вероятностной природы связей морфологии рус-

лового рельефа и гидравлических характеристик потока, что приводит к необходимости статистических подходов в исследованиях руслового процесса.

4. Трудно преодолимые сложности в установлении гидравлических связей в системе поток — русло компенсируются большой устойчивостью морфодинамических характеристик руслового рельефа речной долины, ландшафта речного водосбора, гидрологического режима реки и стока наносов, геолого-геоморфологических факторов руслового процесса. Под влиянием конкретного сочетания гидравлических факторов формируется иерархически построенная структура рельефа речного русла. Ландшафтно-климатические факторы приводят к стабилизации русловых форм на некотором структурном уровне. Сложение действия этих двух групп факторов определяет морфологический тип русла и его морфодинамическую иерархическую структуру: мегаформа — макроформа — мезоформа — микроформа — ультрамикроформа или сложная форма русла — форма русла — вторичная форма русла — макрогряды — мезогряды — микрогряды.

5. Географическая горизонтальная зональность руслообразующих факторов создает региональную общность форм проявлений законов образования структуры рельефа речного русла и его морфодинамики. На больших пространствах рек формируются русла одинаковых морфодинамических типов. Этому способствуют конвергентные свойства руслового рельефа, когда относительные морфометрические параметры русловых форм разных структурных уровней (и тем более, структурных ячеек), мало различаются. В то же время возможных сочетаний воздействия на русло гидравлических и географических факторов — бесконечное множество, значительное своеобразие имеет история развития рельефа речных долин. Это приводит к большому разнообразию морфодинамических типов речных русел и сложностям в разработке комплексной их классификации.

6. Многообразие морфодинамических речных русел и разнообразная хозяйственная деятельность человека в речных долинах создают необходимость регулирования режима русловых переформирований для обеспечения устойчивости инженерных сооружений в русле. Оптимальной как с точки зрения уменьшения затрат на сооружение объекта, так и сохранения реки как природного объекта, является активизация руслового процесса, использование естественного хода руслового процесса для создания необходимой устойчивой морфологии русла. Однако активизация руслового процесса на реках в крупных масштабах приводит к существенным геоэкологическим изменениям в связанных с рекой ландшафтных единицах и поэтому требует тщательной географической и экологической экспертизы.

Значения коэффициентов в формуле (2.25)

$$A_1 = B_1 + B_2 k_1^2 + B_3 y k_1^2;$$

$$A_2 = B_4 + B_5 k_1^2 + B_6 y k_1^2 + (B_7 + B_8 k_1^2 + B_9 y k_1^2) (\overline{i/k_1});$$

$$A_3 = B_{10} + B_{11} (1/k_1^2) + B_{12} y + B_{13} k^2 + B_{14} y k_1^2 + \\ + (B_{15} + B_{16} k_1^2 + B_{17} y k_1^2) (i/k_1);$$

$$A_4 = B_{18} + B_{19} (1/k_1^2) + B_{20} y + B_{21} k_1^2 + B_{22} y k_1^2 + \\ + (B_{23} + B_{24} y + B_{25} k_1^2 + B_{26} y k_1^2) (i/k_1);$$

$$A_5 = B_{27} + B_{28} (1/k_1^2) + B_{29} y + B_{30} k_1^2 + B_{31} y k_1^2 + \\ + (B_{32} + B_{33} y + B_{34} k_1^2 + B_{35} y k_1^2) (i/k_1);$$

$$B_1 = 1, 0; \quad B_2 = \beta_1 \overline{H} (\overline{H} + M); \quad B_3 = \beta_1 \overline{H} (\overline{H} + S);$$

$$B_4 = (\alpha_1 - \alpha_2 - 1) \overline{U}_1 - (\alpha - 1) (\overline{U}_1 M / \overline{H}); \quad B_5 = \beta_1 \overline{U}_1 \overline{H} M - \\ - \alpha_2 \beta_1 \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + M) + 2\beta_2 \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + M);$$

$$B_6 = \beta_1 (\alpha - 1) \overline{U}_1 \overline{H} M - \alpha_1 \beta_1 \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + 2S) - \\ - 2\beta_2 \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + S); \quad B_7 = -\delta \overline{U}_1 - 2f \overline{U}_1;$$

$$B_8 = -\beta_1 \delta \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + M); \quad B_9 = 2\beta_1 f \overline{U}_1 \overline{H} (\overline{H} + S);$$

$$B_{10} = (\alpha - 1) (\alpha_2 - 1) (\overline{U}_1^2 M / \overline{H}) + (\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_1 \alpha_2) U_1^2 - g (\overline{H} + M);$$

$$B_{11} = -2\delta f \overline{U}_1^2; \quad B_{12} = g (\overline{H} + S); \quad B_{13} = 2\beta_2 \overline{U}_1^2 \overline{H} M + \\ + \alpha_2 \beta_1 \overline{U}_1^2 \overline{H} M + 2\alpha_2 \beta_2 \overline{U}_1^2 \overline{H} (\overline{H} + M);$$

$$B_{14} = \alpha_1 \beta_1 \overline{U}_1^2 \overline{H} S - 2 (\alpha - 1) \beta_2 \overline{U}_1^2 \overline{H} M + \\ + 2\alpha_1 \beta_2 \overline{U}_1^2 \overline{H} (\overline{H} + 2S) - \beta_3 \overline{U}_1^2 H (H + S);$$

$$B_{15} = -2 (\alpha_2 + 1) f \overline{U}_1^2 + [(\alpha - 1) \delta + f] (\overline{U}_1^2 M / \overline{H}) + (\alpha_1 + 1) \delta \overline{U}_1^2;$$

$$B_{16} = \beta_1 \delta \overline{U}_1^2 \overline{H} M + 2\beta_2 \delta \overline{U}_1^2 \overline{H} (\overline{H} + M);$$

$$B_{17} = -\beta_1 f \overline{U}_1^2 \overline{H} (M - 3S) - 4\beta_2 f \overline{U}_1^2 \overline{H} (\overline{H} + S);$$

$$B_{18} = \alpha_2 g \bar{U}_1 (\bar{H} + M) + \alpha_2 (\alpha - 1) (\bar{U}_1^3 M / \bar{H}) - \alpha_1 \alpha_2 \bar{U}_1^3 + \\ + g \bar{U}_1 M; \quad B_{19} = \delta f (\bar{U}_1^3 M / \bar{H}) - \delta f \bar{U}_1^3;$$

$$B_{20} = g (1 - \alpha) \bar{U}_1 M + g \alpha_1 \bar{U}_1 (\bar{H} + 2S);$$

$$B_{21} = -\alpha_2 \beta_3 \bar{U}_1^3 \bar{H} (\bar{H} + 2M) - 2\alpha_2 \beta_2 \bar{U}_1^3 \bar{H} M;$$

$$B_{22} = (1 - \alpha) \beta_3 \bar{U}_1^3 \bar{H} M + \alpha_1 \beta_3 \bar{U}_1^3 (\bar{H} + 2S) \bar{H} - 2\alpha_1 \beta_2 \bar{U}_1^3 \bar{H} S;$$

$$B_{23} = 2\alpha_2 f \bar{U}_1^3 - \alpha_1 \delta \bar{U}_1^3 - (\alpha_2 + 1) f (\bar{U}_1^3 M / \bar{H}) + \\ + g \delta \bar{U}_1 (\bar{H} + M) - (\alpha - 1) (\bar{U}_1^3 M / \bar{H});$$

$$B_{24} = -2g f \bar{U}_1 (\bar{H} + S); \quad B_{25} = -2\beta_2 \delta \bar{U}_1^3 \bar{H} M - \beta_3 \delta \bar{U}_1^3 \bar{H} (\bar{H} + M);$$

$$B_{26} = 2\beta_3 f \bar{U}_1^3 \bar{H} (\bar{H} + S) + 2\beta_2 f \bar{U}_1^3 \bar{H} (M - 3S); \quad B_{27} = -\alpha_2 g \bar{U}_1^2 M;$$

$$B_{28} = \delta f (\bar{U}_1^4 M / \bar{H}); \quad B_{29} = -\alpha_1 g \bar{U}_1^2 S;$$

$$B_{30} = \alpha_2 \beta_3 \bar{U}_1^4 \bar{H} M; \quad B_{31} = \alpha_1 \beta_3 \bar{U}_1^4 \bar{H} S;$$

$$B_{32} = \alpha_2 f (\bar{U}_1^4 M / \bar{H}) - g \delta \bar{U}_1^2 M;$$

$$B_{33} = 2g f \bar{U}_1^2 S; \quad B_{34} = \beta_3 \delta \bar{U}_1^4 \bar{H} M;$$

$$B_{35} = \beta_3 f \bar{U}_1^4 \bar{H} (M - 3S); \quad f = g / (C_0^2 \bar{H});$$

$$\delta = \alpha \beta / \bar{H} - f; \quad y = k_2^2 / k_1^2; \quad M = \partial \bar{q}_1 / \partial \bar{U}_1;$$

$$S = \bar{q}_1 / \bar{U}_1;$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А. М., Сидорчук А. Ю. Метод расчета переформирований разветвленного русла при изменении гидрологического режима//Метеорология и гидрология.— 1987.— № 10.— С. 82—89.
2. Алексеевский Н. И. Характеристики руслового рельефа и их связь со структурой речной сети//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1987.— № 3.— С. 41—47.
3. Алексеевский Н. И., Горбатенко А. В. Физико-географические аспекты транспорта влекомых наносов на равнинных реках//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1989.— № 4.— С. 61—68.
4. Алексеевский Н. И., Михайлов В. Н., Сидорчук А. Ю. Гидролого-морфологическое обоснование оптимального регулирования русла в низовых р. Терек//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1985.— № 4.— С. 99—105.
5. Алексеевский Н. И., Михайлов В. Н., Сидорчук А. Ю. Процессы дельтообразования в устьевой области Терека//Водные ресурсы.— 1987.— № 5.— С. 123—128.
6. Андреев О. В., Ярославцев И. А. Моделирование русловых деформаций (основные положения)//Русловые процессы.— М., 1958.— С. 162—172.
7. Барышников Н. Б., Попов И. В. Динамика русловых потоков и русловые процессы.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 455 с.
8. Батугин С. А., Бирюков А. В., Кылатчанов Р. М. Гранулометрия геоматериалов.— Новосибирск: Наука, 1989.— 172 с.
9. Беркович К. М. Перекаты крупных равнинных рек и их связь с морфологией речной долины и русла реки//Проблемы морфодинамики.— М., 1983.— С. 12—20.
10. Беркович К. М., Рулева С. Н., Чалов Р. С. Русловой режим верхней Оби//География и природные ресурсы.— 1989.— № 4.— С. 54—61.
11. Боровков В. С. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях.— Л.: Гидрометеоздат, 1989.— 286 с.
12. Великанов М. А. Русловой процесс.— М.: Физматгиз, 1958.— 395 с.
13. Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем СССР.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 207 с.
14. Водарский Е. А. Выправление (регулирование) рек.— М.: Водный транспорт, 1939.— 286 с.
15. Вопросы гидротехники свободных рек//Сборник избранных трудов основоположников русской русловой гидротехники.— М.: Речиздат, 1948.— 363 с.
16. Гаррисон Л. М., Коротаев В. Н., Сидорчук А. Ю. Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины р. Енисей//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1981.— № 6.— С. 103—109.
17. Гринвальд Д. И., Никора В. И. Речная турбулентность.— Л.: Гидрометеоздат, 1988.— 152 с.
18. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород.— М.: Мир, 1971.— 421 с.
19. Гришанин К. В. Динамика русловых потоков.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 312 с.
20. Гришанин К. В. О механизме образования песчаных гряд//Тр. ЛИВТ.— 1962.— Вып. 34.— С. 5—14.
21. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 143 с.

22. Дебольский В. К., Коган Л. Д., Михайлова Н. А. Критические скорости потока и критерии форм транспорта наносов//Водные ресурсы.— 1975.— № 4.— С. 154—160.

23. Дебольский В. К., Долгополова Е. Н., Орлов А. С. Статистические характеристики динамики русловых потоков//Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях.— М., 1989.— С. 50—66.

24. Дебольский В. К., Котков В. М., Сеземан В. И. Нестационарность течения как дополнительный фактор, влияющий на деформацию русла//Тезисы докл. 3-й всес. конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и озер». Т. 1.— М., 1989.— С. 26—27.

25. Зайцев А. А. Исследование процесса меандрирования способом спектрального анализа//Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях.— М., 1981.— 261 с.

26. Знаменская Н. С. Грядовое движение наносов.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 188 с.

27. Знаменская Н. С. Донные наносы и русловые процессы.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 191 с.

28. Знаменская Н. С. Некоторые проблемы современных исследований руслового процесса//Гидрофизические процессы на реках, водохранилищах и окраинных морях.— М., 1989.— С. 83—96.

29. Знаменская Н. С. Системная методология как основа изучения руслового процесса//Динамика и термика рек и водохранилищ.— М., 1984.— С. 171—194.

30. Иванов В. В. Условия формирования, гидролого-морфологические зависимости и деформации относительно прямолинейных неразветвленных русел.— Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— М., 1989.— 26 с.

31. Изменение морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терека)/Р. В. Лодина, Д. В. Рашутин, А. Ю. Сидорчук и др.//Геоморфология.— 1987.— № 1.— С. 86—94.

32. Капитонов Н. М., Караушев А. В., Разумихина К. В. Изучение движения наносов в нижних бьефах ГЭС//Тр. ГГИ.— 1974.— Вып. 210.— С. 98—112.

33. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 271 с.

34. Картвелишвили Н. А. Потоки в недеформированных руслах.— Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 279 с.

35. Кереселидзе Н. Б. Некоторые вопросы плановой устойчивости русел//Изв. ТНИСГЭИ.— 1969.— Т. 18.— С. 40—45.

36. Клавен А. Б. Исследования структуры турбулентного потока//Тр. ГГИ.— 1966.— Вып. 136.— С. 65—76.

37. Клавен А. Б. Кинематическая структура турбулентного потока//Тр. ГГИ.— 1968.— Вып. 147.— С. 17—24.

38. Клавен А. Б. Моделирование русловых форм в потоках с открытой водной поверхностью//Тр. V Всес. гидролог. съезда. Т. 10.— Л., 1988.— С. 237—249.

39. Климонтович Ю. Л. Эволюция энтропии в процессах самоорганизации. *H*-теорема и *S*-теорема//Математические механизмы турбулентности.— Киев, 1986.— С. 46—60.

40. Коваленко В. В. Измерение и расчет характеристик неустановившихся речных потоков.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 159 с.

41. Колмогоров А. Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении//Докл. АН СССР.— 1941.— Т. 31.— С. 99—101.

42. Кондратьев Н. Е. О дискретности русловых процессов//Проблема русловых процессов.— Л., 1953.— С. 16—20.

43. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Снисченко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.— Л.: Гидрометеоздат, 1982.— 271 с.

44. Копалиани З. Д. Общие вопросы теории руслового процесса//Тр. V Всес. гидрол. съезда. Т. 10.— Л., 1988.— С. 78—89.

45. Копалиани З. Д. Приближенный метод расчета перемещений мезоформ речного русла//Тр. ГГИ.—1983.— Вып. 288.— С. 9—15.
46. Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Гостехиздат, 1955.— 560 с.
47. Ларионов Г. А., Сидорчук А. Ю., Чалов Р. С. Учение об эрозионных и русловых процессах: состояние, основные направления и задачи исследования//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.—1987.— № 2.— С. 16—21.
48. Ласточкин А. Н. Морфодинамический анализ.— Л.: Недра, 1987.— 256 с.
49. Лопатин Г. Б. Наносы рек СССР.— М.: Географиз, 1952.— 366 с.
50. Лысенко В. В. Динамика русловых форм Оби в зонах регулирования стока Новосибирского гидроузла//Тр. ЗапСибНИГМИ.— 1983.— № 60.— С. 64—69.
51. Лятхер В. М. Турбулентность в гидросооружениях.— М.: Энергия, 1968.— 408 с.
52. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 346 с.
53. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика.— Л.; М.: Речиздат, 1940.— 643 с.
54. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.— 264 с.
55. Марчук Г. И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды.— М.: Наука, 1982.— 320 с.
56. Месарович М. Основания общей теории систем//Общая теория систем.— М., 1966.— С. 15—48.
57. Михайлова Н. А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды.— Л.: Гидрометеониздат, 1966.— 232 с.
58. Михайлова Н. А., Харченко И. П. Лабораторные и натурные исследования турбулентности русловых потоков в низкочастотной области спектра.— М., 1976.— 9 с. Деп. в ВИНТИ, № 1313—76.
59. Михинов А. Е. Неустойчивость донных волн в деформируемом русле//Метеорология и гидрология.— 1983.— № 11.— С. 84—91.
60. Михинов А. Е. Определение элементов плановых и высотных деформаций больших земляных каналов по морфологическим характеристикам.— Автореф. дис. ... канд. техн. наук.— М., 1985.— 23 с.
61. Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.— 320 с.
62. Никулин А. С., Поволоцкий М. Я., Сидорчук А. Ю. Изменение пропускной способности русла в низовьях р. Терек//Водные ресурсы.— 1989.— № 6.— С. 56—61.
63. Панин А. В., Сидорчук А. Ю., Чалов Р. С. Катастрофические скорости формирования флювиального рельефа//Геоморфология.— 1990.— № 2.— С. 3—11.
64. Петросян О. П. Исследование влияния линейных размеров на турбулентную структуру руслового потока//Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства.— М., 1983.— С. 48—49.
65. Писарев Ю. В. Стохастические закономерности руслового процесса рек//Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях.— М., 1989.— С. 66—82.
66. Поляков Б. В. Исследование стока взвешенных и донных наносов.— Л.: Гостехиздат, 1935.— 129 с.
67. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 363 с.
68. Проектирование судовых ходов на свободных реках//Под ред. Н. И. Маккавеева.— М.: Транспорт, 1964.— 263 с.
69. Прокачева В. Г., Снисченко Д. В., Усачев В. Ф. Дистанционные методы гидрологического изучения зоны БАМа.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 224 с.
70. Пугачев В. С. Теория вероятностей и математическая статистика.— М.: Наука, 1979.— 496 с.

71. Развитие долины и русла р. Яны в зоне Куларского хребта в плейстоцене и голоцене/В. Н. Коротаев, Б. В. Матвеев, А. В. Панин и др.//Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология.—Таллинн, 1990.—С. 79—80.

72. Решение секции русловых процессов и наносов//Тр. V Всес. гидрол. съезда. Т. 10.—Л., 1988.—С. 395—398.

73. Ржаницин Н. А. Руслоформирующие процессы рек.—Л.: Гидрометеоздат, 1985.—263 с.

74. Розовский И. Л. Движение воды на повороте открытого русла.—Киев: Изд-во АН УССР, 1957.—188 с.

75. Ромашин В. В. Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами//Тр. ГГИ.—1968.—Вып. 155.—С. 56—63.

76. Россинский К. И., Дебольский В. К. Речные наносы.—М.: Наука, 1980.—216 с.

77. Россинский К. И., Кузьмин И. А. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел//Проблемы регулирования речного стока. Вып. 1.—М.; Л., 1947.—С. 88—130.

78. Русловой процесс/Н. Е. Кондратьев, А. Н. Ляпин, И. В. Попов и др.—Л.: Гидрометеоздат, 1959.—370 с.

79. Русловые процессы и путевые работы на свободных реках/Н. А. Доманевский, А. И. Лосиевский, Н. И. Маккавеев и др.—М.: Водный транспорт, 1956.—458 с.

80. Сидорчук А. Ю. Динамика грядового рельефа русла р. Нигера//Гидрофизические процессы на реках и водохранилищах.—М., 1985.—С. 162—168.

81. Сидорчук А. Ю. Динамика структуры рельефа речного русла//Тр. V Всес. гидрол. съезда. Т. 10.—Л., 1988.—С. 104—111.

82. Сидорчук А. Ю. Иерархия русловых форм: структура и динамика//Проблемы методологии геоморфологии.—Новосибирск, 1989.—С. 93—96.

83. Сидорчук А. Ю. Методика расчета горизонтальных деформаций меандрирующего русла при изменении гидрологического режима реки//Исследование русловых процессов для практики народного хозяйства.—М., 1983.—С. 113—115.

84. Сидорчук А. Ю. Морфология и динамика рельефа русла нижнего Нигера//Проблемы морфодинамики.—М., 1983.—С. 21—38.

85. Сидорчук А. Ю. Морфология речного русла и определяющие ее природные факторы//Системный подход в геоморфологии.—М., 1988.—С. 6—12.

86. Сидорчук А. Ю. Прогнозирование и предупреждение затоплений сельскохозяйственных земель паводковыми водами//Актуальные вопросы эррозиоведения.—М., 1984.—С. 207—222.

87. Сидорчук А. Ю. Речные излучины и теория чередующихся вихрей//Бюл. МОИП. Сер. геол.—1975.—№ 2.—С. 5—6.

88. Сидорчук А. Ю. Структура рельефа речного русла//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.—1984.—№ 2.—С. 17—23.

89. Сидорчук А. Ю. Условия формирования разветвленного русла Верхней Оби//Динамика русловых потоков. Вып. 98.—Л., 1987.—С. 40—46.

90. Сидорчук А. Ю., Михинов А. Е. Морфология и динамика руслового рельефа//Итоги науки и техники. Сер. гидрол. суши. Т. 5.—М., 1985.—161 с.

91. Снищенко Б. Ф. Парные связи параметров гряд и характеристики потока и русла//Тр. ГГИ.—1983.—Вып. 288.—С. 15—25.

92. Снищенко Б. Ф. Связь типов русел с формами речных долин//Геоморфология.—1979.—№ 1.—С. 18—26.

93. Современные процессы дельтообразования и этапы формирования дельты Енисея/Д. Б. Бабич, А. Л. Богомолов, Г. М. Заец и др.//Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9.—М., 1983.—С. 183—201.

94. Спиридонов А. И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития//Индикационные географические исследования.—М., 1970.—С. 92—104.

95. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов.—М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.—168 с.

96. Чалов Р. С. Исследования русловых процессов как составная часть проблемы охраны окружающей среды//География и природные ресурсы.—1983.— № 4.— С. 31—37.

97. Чалов Р. С. Факторы русловых процессов и иерархия русловых форм//Геоморфология.—1983.— № 2.— С. 16—26.

98. Шамов Г. И. Речные наносы.—Л.: Гидрометеониздат, 1954.—347 с.

99. Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости.—М.: Наука, 1971.—400 с.

100. Шумаков Б. А. Каргалинский прорыв по рекогносцировочному обследованию в 1929 году//Изв. Сев.-Кав. НИИ гидротехники и мелиорации.—1935.— Вып. 3—4.— С. 18—24.

101. Эрозионные процессы/Под ред. Н. И. Маккавеева, Р. С. Чалова.—М.: Мысль, 1984.—255 с.

102. Allen J. R. L. Current ripples, their relation to patterns of water and sediment motion.—Amsterdam: North-Holland Publ. Co, 1968.—433 p.

103. Allen J. R. L. Polymodal dune assemblages: an interpretation in term of dune creation-destruction in periodic flows//Sed. Geol.—1978.— Vol. 20, N 1.— P. 17—28.

104. Allen J. R. L. River bedforms. Progress and problems//Modern and ancient fluvial systems. Int. Assoc. of Sedimentologists. Spec. Publ.—1983.— N 6.— P. 19—33.

105. Anderson A. G. On the development of stream meanders//Proc. 12th Congr. IAHR, Fort Collins.—1967.— Vol. 1.— P. 370—378.

106. Billi P. A note on claster bedform behaviour in a gravel bed river//Catena.—1988.— Vol. 15, N 5.— P. 473—481.

107. Callander R. A. Instability and river channels//J. Fluid Mech.—1969.— Vol. 36, N 3.— P. 465—480.

108. Callander R. A. River meandering//Annual Rev. Fluid Mech.—1978.— Vol. 10.— P. 129—158.

109. Darwin G. H. On the formation of ripplemarks in sand//Proc. Roy. Soc. Lond.—1883.— Vol. 36, N 228.

110. Engelund F., Hansen E. A monograph on sediment transport in alluvial streams.—Copenhagen: Danish Technical Press.—1972.—403 p.

111. Engelund F., Fredsøe J. Sediment ripples and dunes//Annual Rev. Fluid Mech.—1982.— Vol. 14.— P. 13—37.

112. Engelund F., Skovgaard O. On the origin of meandering and braiding in alluvial streams//J. Fluid Mech.—1973.— Vol. 57, N 2.— P. 289—302.

113. Fredsøe J. Meandering and braiding of rivers//J. Fluid Mech.—1978.— Vol. 84, N 4.— P. 609—624.

114. Graf W. L. Fluvial adjustments to the spread of tamarisk in the Colorado Plateau region//Bull. Geol. Soc. Amer.—1978.— Vol. 89, N 10.— P. 1491—1504.

115. Imamoto H., Ishigaki T. Turbulence, secondary flow and boundary shear stress in a trapezoidal open channel//Hydraul. and Environ.: 23rd Congr.— Vol. A.—Ottawa, 1989.— P. 23—30.

116. Kellerhals R., Church M., Bray D. J. Classification and analysis of river processes//J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.—1976.— Vol. 102, N 7. P. 813—829.

117. Kennedy J. F. The formation of sediment ripples, dunes and anti-dunes//Annual Rev. Fluid Mech.—1969.— Vol. 1.— P. 147—168.

118. Komar P. D. The lemniscate loop comparisons with the shape of streamlined landforms//J. Geol.—1984.— Vol. 92, N 2.— P. 133—145.

119. Langbein W. B., Leopold L. B. River meanders—theory of minimum variance//U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.—Washington, 1966.— N 422-H.— 15 p.

120. Leopold L. B., Wolman M. G. River channel patterns: braided, meandering and straight//U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.—Washington, 1957.— N 282-B.— 85 p.

121. Lewin J., Bradley S. B., Macklin M. G. Historical valley alluviation in mid-Wales//J. Geol.—1983.— Vol. 18, N 4.— P. 331—350

122. Lisle T. E. Effects of aggradation and degradation on riffle-pool morphology in natural gravel channels, northwestern California//*Water Resour. Res.*—1982.—Vol. 18, N 6.—P. 1643—1651.
123. Liu Hsin-Kuan. Mechanics of sediment-ripple formation//*J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*—1957.—Vol 83, N 2.—P. 1—23.
124. Nezu I., Nakagawa H. Self forming mechanism of longitudinal sand ridges and troughs in fluvial open-channel flows//*Hydraul. and Environ.: 23rd Congr. Vol. B.*—Ottawa, 1989.—P. 65—72.
125. Nomenclature for bed forms in alluvial channels/L. M. Brush, H. A. Einstein, D. B. Simons a.o.//*J. Hydraul. Division. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*—1966.—Vol. 92, N 3.—P. 51—64.
126. Nordin C. F. Statistical properties of dune profiles//*U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*—Washington, 1971.—41 p.
127. Odgaard J. River-Meander Model. 1. Development//*J. Hydraul. Eng.*—1989.—Vol. 115, N 11.—P. 1433—1450.
128. Parker G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers//*J. Fluid Mech.*—1976.—Vol. 76, N 3.—P. 457—480.
129. Richards K. J. The formation of ripples and dunes on an erodible bed//*J. Fluid Mech.*—1980.—Vol. 99, N 3.—P. 597—618.
130. Rosenhead L. The Karman street of vortices in a channel of finite breadth//*Philosophical Trans. of the Roy. Soc. of Lond.*—1929.—Ser. A, vol. 228.—P. 275—329.
131. Schumm S. A. The fluvial system.—New York. John. Willy and Sons.—1977.—338 p.
132. Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F. Bedload equation for ripples and dunes//*U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.*—Washington.—1965. 462-H.—9 p.
133. Sinnock S., Rao A. R. A heuristic method for measurement and characterization of river meander wave length//*Water Resour. Res.*—1984.—Vol. 20, N 10.—P. 1443—1452.
134. Speight J. G. Meander spectra of the Angabunga river//*J. Hydrol.*—1965.—Vol. 3, N 1.—P. 1—15.
135. Tsujimoto T. Longitudinal stripes of alternate lateral sorting due to cellular secondary currents//*Hydraul. and Environ.: 23rd Congr. Vol. B.*—Ottawa, 1989.—P. 17—24.
136. Vischer D. L. Lessons from 19th century river training works. Water Future: Water Resour. Dev. Perspect//*Proc. Int. Symp.*—Rotterdam; Boston, 1987.—P. 45—52.
137. Wang W. C., Shen H. W. Statistical properties of alluvial bed forms//*Proc. 3rd Int. Symp. Stochastic Hydraul.*—Tokyo, 1980—P. 371—389.
138. Yalin M. S. Geometrical properties of sand waves//*J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*—1964.—Vol. 90, N 5.—P. 105—119.
139. Yalin M. S., Karahan E. Steepness of sedimentary dunes//*J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*—1979.—Vol. 105, N 4.—P. 381—392.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 5 |
| Глава 1. Структурный анализ как составляющая системного подхода к теории руслового процесса | 9 |
| 1.1. Элементы | — |
| 1.2. Структура | 15 |
| 1.3. Организация | 20 |
| Глава 2. Механизм образования сложной иерархической структуры руслового рельефа | 24 |
| 2.1. Структура турбулентного потока | — |
| 2.2. Развитие малых возмущений в русловом потоке | 32 |
| 2.3. Структура рельефа речного русла | 43 |
| Глава 3. Морфология, динамика и взаимовлияние структурных элементов руслового рельефа | 48 |
| 3.1. Рифели (самые малые гряды) | — |
| 3.2. Малые и средние гряды | 58 |
| 3.3. Большие гряды | 74 |
| 3.4. Самые большие гряды | 79 |
| 3.5. Структурная классификация рельефа речного русла | 82 |
| Глава 4. Форма речного русла и определяющие ее факторы | 85 |
| 4.1. Прямолинейные русла | — |
| 4.2. Меандрирующие русла | 87 |
| 4.3. Разветвленные русла | 95 |
| 4.4. Факторы, определяющие форму русла | 97 |
| Глава 5. Принципы оптимального регулирования структуры руслового рельефа в целях рационального природопользования | 106 |
| 5.1. Редукция руслового процесса | — |
| 5.2. Активизация руслового процесса | 108 |
| 5.3. Создание искусственных русел | 111 |
| 5.4. Проблемы регулирования русла в низовьях р. Терек методами активизации руслового процесса | 112 |
| Заключение | 116 |
| Список литературы | 120 |