

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв
и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 14

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Москва
2004

УДК 6.31.4:55.3
ББК 26.3
Э74

Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 14. Научный редактор
Р.С. Чалов. М., 2004. 201 с.; ил.

ISBN 5-89575-037-0

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ. Статьи сборника охватывают все научные направления лаборатории; многие из них являются итоговыми по работам, выполненным в по различным программам, грантам РФФИ, хоздоговорам.

Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, специалистов в области геоэкологии и охраны природы, гидротехников, мелиораторов.

Сборник подготовлен и опубликован в рамках программы поддержки ведущих научных школ России (проект НШ-1443.2003.5) и по программе «Университеты России»

Печатается по решению Ученого совета Географического факультета МГУ

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор Г.П. Кумсиаивили
кандидат географических наук А.Н. Кичигин

УДК 6.31.4:55.3
ББК 26.3
Э74

ISBN 5-89575-061-3

© Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева
© Географический факультет МГУ
© Коллектив авторов

*Посвящается 250-летию основания
Московского государственного
университета им. М.В. Ломоносова*

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Ю.Г. Симонов, Т.Ю. Симонова Речной бассейн и бассейновая организация географической оболочки	7
Эрозия почв и овражная эрозия	
Г.А. Ларионов, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, Л.Ф. Литвин Влияние наносов на эродирующую способность мелководных потоков	34
Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина Почвенно-эрозионная миграция биогенов и загрязнение поверхностных вод	45
А.Л. Иванов, М.С. Кузнецов, В.И. Кирюшин, Е.Ф. Зорина, Н.В. Иванова, М.А. Мазиров, А.Д. Флэсс, Е.Н. Есафова, С.Н. Ковалев Закономерности распространения эродированных серых лесных почв и овражной эрозии в угодьях Владимирского Ополя и их рациональное использование	63
М.В. Веретенникова, Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Любимов Б.П. Стационарные исследования процессов оврагообразования на Боровском учебно-научном полигоне географического факультета МГУ	76
Гидрология и русловые процессы	
Н.Г. Добровольская Пространственно-временные особенности распределения бактериопланктона равнинных рек	94
А.М. Алабян, Н.И. Алексеевский, Л.С. Евсеева, В.А. Жук, В.В. Иванов, В.В. Сурков, Н.Л. Фролова, Р.С. Чалов, А.В. Чернов Генетический анализ причин весеннего затопления долины Малой Северной Двины в районе г. Великого Устюга	104
К.М. Беркович, Л.В. Злотина, Л.А. Турькин Механизм переформирования берегов Волги в Рыбинске	131
К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, В.В. Иванов, Р.С. Чалов Переформирование русла Енисея ниже Красноярской ГЭС в условиях интенсивной техногенной нагрузки	144
С.А. Еньшина, Д.П. Померанцева Влияние разработки месторождений стройматериалов на р. ОБИ на состояние гидрофауны	161
А. Лайчак Заиление водохранилищ в бассейне Вислы, Польша	169
Устья рек	
Н.И. Маккавеев Заметки об аллювиальных равнинах в низовьях рек	186
Д.Б. Бабич, В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, Ли Цзунсянь, Лю Шугуан, Фан Дайду, Б. Денг, С. Янг Реакция крупных дельт России и Китая на глобальные изменения природной среды	190

ПРЕДИСЛОВИЕ

Очередной 14-й выпуск сборника "Эрозия почв и русловые процессы", подготовленный сотрудниками научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ, включает статьи, подводящие итоги прикладных региональных исследований последнего десятилетия, а также посвященные некоторым новым направлениям эрозии- и русловедения. Последние связаны с изучением механизма размыва почв при различной насыщенности потока наносами (статья Г.А. Ларионова с соавторами), формированием и закономерностями микробиального стока (статья Н.Г. Добровольской) и стока биогенных элементов как следствие эрозии почв и фактора загрязнения водоемов (статья Л.Ф. Литвина и З.П. Кирюхиной).

Результаты исследований эрозии почв и овражной эрозии во Владимирском Ополье представлены в статье, написанной совместно сотрудниками эрозии почв факультета почвоведения МГУ (М.С. Кузнецов и др.) и овраговедами лаборатории (Е.Ф. Зорина и др.). Отдельная статья посвящена результатам более чем 20-летних исследований овражной эрозии в долине р. Протвы на полигоне Сатинской учебно-научной станции МГУ.

Среди статей русловедческой тематики сборника выделяется комплексная гидролого-русловая работа большой группы сотрудников лаборатории и кафедры гидрологии суши. В ней дается анализ формирования заторов льда в узле слияния рек Сухоны и Юга и на Малой Северной Двине, являющихся причиной катастрофических наводнений в г.Великом Устюге. Для русловедения это – новое направление, выявляющее роль русловых переформирований в заторообразовании.

В других русловых статьях дается анализ русловых процессов в нижних бьефах крупных ГЭС: на р. Волге в нижнем бьефе Рыбинской ГЭС в связи с остро стоящей проблемой размыва берегов в г. Рыбинске и на р. Енисее ниже Красноярской ГЭС.

Статья Д.В. Бабича, В.Н. Коротаева и В.В. Иванова, написанная вместе с китайскими учеными из Тонкийского университета (г. Шанхай) Ли Цзунсянем, Лю Шугуаном и др., подводит итоги трехлетней совместной работы, выполненной по гранту РФФИ-ГФЕН Китая. Она посвящена сравнительному анализу реакции крупнейших дельт рек на глобальные изменения природной среды.

Особое место в сборнике занимает статья Ю.Г. Симонова и Т.Ю. Симоновой (кафедра геоморфологии и палеогеографии), в которой развивается теория и методология бассейнового подхода к изучению природных процессов и явлений. Такой подход близок к исследованиям в лаборатории эрозионно-русловых систем и эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейнах рек.

Традиционно в сборнике трудов лаборатории помещаются статьи коллег из других научных организаций, пересекающиеся или близкие по тематике исследований, а также контактирующих с лабораторией зарубежных ученых. В данном сборнике таковыми являются статья С.Н. Еньшиной и Д.П. Померанцевой (институт «Сибрыбпроект») и А.Лайчака (Шленский университет, Польша). В первой из них дается оценка влияния дноуглубительных работ на ихтиофауну рек, во второй – приводится интересный для российского читателя материал по заилению водохранилищ на р.Висле.

Также традиционно в сборник включены неопубликованные материалы Н.И. Маккавеева – основателя лаборатории и организатора публикаций серии трудов лаборатории "Эрозия почв и русловые процессы". В данном случае это – заметки ученого об аллювиально-дельтовых равнинах Мира, сделанные им при чтении и анализе соответствующей литературы.

Сборник посвящается 250-летию Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и выходит в год 95-летия со дня рождения и 20-летия со дня смерти профессора Н.И. Маккавеева.

Ю.Г. Симонов, Т.Ю. Симонова

РЕЧНОЙ БАССЕЙН И БАССЕЙНОВАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ

Постановка задачи

Современная география – это комплекс наук, изучающих объекты и явления, встречающиеся на поверхности нашей планеты. Окружающий человека мир построен сложно. В территориальных системах типа “природа – хозяйство – население” можно увидеть результат наслоения разновозрастных образований различного происхождения. Изучая, прежде всего, пространственную структуру явлений и предметов, специалисты-географы видят многообразие ее быстрых или медленных изменений. Изменения эти закономерны. В силу этого можно говорить о пространственно-временных законах устройства и развития поверхности Земли.

Изучая эти закономерности, географы давно уже выделили ландшафтную оболочку Земли. Пространственно-временная выраженность ее внутреннего устройства проявляется себя в широтной зональности и вертикальной поясности земных ландшафтов. Типы ландшафтов обладают собственной иерархически построенной пространственной структурой. Обычно при ее изучении выделяют конкретные ландшафты, которые делят на урочища, урочища на фации. При необходимости выделяют промежуточные таксономические уровни. В любом из этих выделов сравнительно легко просматриваются черты природных территориальных систем или комплексов (ПТК). Системообразующим фактором в каждом из них является поток вещества и энергии. В этих системах обычно выделяют вертикальные и горизонтальные связи. В вертикальных связях главным видом отношений между элементами систем является перенос лучистой энергии, влаги и малый кругооборот органического вещества. В горизонтальных связях большое значение имеет сток поверхностных и внутрисочвенных вод, осуществляющий к тому же перенос минеральных веществ в виде потоков растворенного вещества, а также литопотоков. Горизонтальные (а частично, и вертикальные) связи контролируются рельефом земной поверхности, определяющим потенциальную напряженность горизонтального переноса.

Ландшафтная оболочка в целом и каждой ее части функционирует как хорошо отлаженный организм. Поэтому в географическое мировоззрение так легко вошло представление о наличии в природе ландшафтной организации территорий. Ее генеральными свойствами является зональность, которая объединяет многообразие деталей строения, несколько затушевывая ее мозаичность. Представление о существовании особой ландшафтной организации является “альфой и омегой” современной физической географии. Проведено огромное число исследований свойств этой организации, опубликованы сотни работ. Представление о ландшафтной организации земной поверхности постепенно входит в практику хозяйственной деятельности человека.

В данной публикации нас интересует, прежде всего, содержание понятия *территориальная* или *пространственная организация*. Организация – слово французского происхождения, в русском переводе оно имеет несколько значений. Для наших целей мы будем использовать его лишь в одном из возможных видов понимания: “*Организация = объединение чего-либо или кого-либо в одно целое; приведение в строгую систему*”. Именно это его понимание точно определяет смысл понятия “*ландшафтная организация*”. Ландшафтная организация – это приведение объектов и явлений, расположенных на земной поверхности в ландшафтную систему.

Исследуя структуру связей внутри географической оболочки Земли, нельзя не заметить, что наряду с ландшафтной организацией на земной поверхности существует еще несколько видов территориальной организации предметов и явлений. Сопоставляя ландшафтные карты с картами отдельных элементов природных систем, нетрудно видеть, что границы ландшафтных зон и границы ландшафтообразующих элементов совпадают не всегда. За этой особенностью природной организации географических систем нетрудно увидеть существование иных ее видов.

Совпадение ландшафтных границ с границами типов почвенно-растительного покрова неслучайно. Здесь хорошо улавливается их связь с распределением тепла и влаги на земле. Даже границы *климатических зон* (достаточно трудно установить их простым наблюдением, поэтому их проводят по косвенным признакам) проводят с учетом дифференциации именно почв и растительности.

Другие элементы сложных географических систем могут обладать иной, своей собственной пространственной организацией. Так, например, нельзя не заметить *структурно-геологической организации предметов и явлений в геологическую систему*. Геологическая структура земной коры и современный срез ее дневной поверхностью раскрывают особую пространственную организацию вещества литосферы. Геологические структуры пространственно связаны друг с другом, и всей своей совокупностью они делают видимой пространственно-временную изменчивость строения земной коры в ходе эволюции Земли за некоторый отрезок времени. Геологическая система – это медленно изменяющаяся система вещественных отношений. Она во многом направляет ход эволюции лица Земли, и, несомненно, вносит свою лепту в *организованность* географической оболочки. Обратим внимание на иерархический характер структурно-геологической организации географической оболочки и выделим в ней наиболее активно развивающуюся подсистему организации географической среды – *блоково-морфотектоническую* организацию верхних слоев литосферы. Этот тип пространственной организации во многом определяет границы ландшафтно-географической структуры географической среды в ее наиболее крупных и средних по размерам элементах. Но при решении ряда географических задач ее можно изучать отдельно от форм организации ландшафтов.

Естественно, можно говорить о климатической организации природных систем земной поверхности, об организации систем стока поверх-

ностных и подземных вод и некоторых других видах пространственной организации географической оболочки. Одной из разновидностей организации земного пространства является *бассейновая организация*, которой будет посвящена данная публикация. Пока же заметим, что с бассейновой организацией территории связано перераспределение тепла и влаги по Земле, поскольку водный перенос вещества и энергии в значительной мере определяет латеральные связи почвенно-катенной организации географического пространства земной поверхности.

Наряду с природными объектами и явлениями на поверхности Земли встречаются предметы и явления, связанные с деятельностью человека. Мы теперь легко узнаем *хозяйственные системы*, которые в структурах земной оболочки, несомненно, пространственно организованы по своим собственным законам. В качестве особых систем географы выделяют еще и *социальные системы* – системы пространственной организации расселения и поведения человека.

Основные задачи исследования бассейновой организации географических систем

Исследовать организацию системы – это:

- выявить пространственно-временную иерархию элементов и явлений, расположенных на земной поверхности путем разбиения целого на части;
- установить пространственные формы разноранговых структур и выявить закономерности, определяющие количественные отношения между разноранговыми элементами структуры;
- выявить тип организации системы и установить меру ее организованности.

В основе такого исследования, несомненно, лежит системное мировоззрение. Исследование организации географических систем не исчерпывает всей полноты изучения их сущности. Поэтому полезно выделить особенности изучения территориальной их организации. Прежде всего здесь следует обратить внимание на то, что, если в основе любого взаимодействия между географическими объектами лежит обмен веществом и энергией, то реально он осуществляется в пространстве и длится некоторое время. Пространственные закономерности обычно описываются средствами геометрии. Изменения объектов всегда фиксируются во времени, используя физические способы представления характера этих изменений. Поэтому при изучении любой, в том числе и бассейновой, организации территории следует прежде всего установить соотношение геометрических и физических свойств изучаемых предметов и явлений.

Соотношение геометрии и физики географических явлений.

Любой сложный географический процесс может быть охарактеризован в терминах теории энергомассопереноса. Изучая его, мы всегда обращаемся к таким понятиям механики, как масса (m), время (t) и расстояние

(L), а также к производным от них, характеризующим движение. Пусть s – путь (протяженность), t – время (длительность), m – масса; тогда:

Скорость (V)	$V = S t$
Ускорение (a)	$a = V t$
Количество движения (K)	$K = mV$
Сила (f)	$f = ma = \gamma (m_1 m_2) / r^2$ где γ – гравитационная постоянная, r – расстояние между двумя материальными точками. При изучении сил тяготения на земле мы пользуемся отношением $f = mg$
Работа (A)	$A = mS$
Энергия (E)	
Потенциальная (E_n) (тяготения)	$E_n = mgH$
Кинетическая (E_k) (приращения работы)	$E_k = (mv^2)/2$
Потенциальная (E_{yn}) (упругости)	$E_{yn} = kS^2/2$, где $k = ES/L$
Механическая энергия (E_m)	$E_m = E_k + E_n$
Импульс силы (I)	$I = ft$
Мощность (W)	$W = A/t = mv$

Из перечисленного нетрудно видеть, что с геометрией географических систем связана масса вещества, а его перенос связан еще и со временем. Кроме того, масса и ее перенос связаны с гравитацией. Гравитационные взаимоотношения, в свою очередь, также связаны с геометрией. Незнание сущности гравитации, а также чрезвычайно быстрый характер гравитационных взаимодействий позволяют исключить из их рассмотрения время (длительность) гравитационных реакций.

Таким образом, в механике геометрические соотношения ответственны за происходящее через параметры, которые определяют массу вещества, участвующего в реализации явления, а его перенос так или иначе, связан не только с пространственными переменными, но и временными переменными.

Эти физические и геометрические свойства должны быть связаны друг с другом. Изменение явлений в пространстве, раскрывается через их пространственную структуру, а изменение во времени можно рассматривать в качестве “временной” или *диахронической структуры*. Чтобы увидеть связь массы вещества, принимающего участие в обмене между географическими объектами, и геометрическими параметрами достаточно выделить его *активный* слой, а также определить плотность вещества (*плотность* – это уже *физический параметр*). Масса активного слоя пропорциональна площади, с которой смывается (удаляется) некоторый слой вещества. Денудационные формы по своему объему будут пропорциональны произведению средней толщины активного слоя (*всп*) на площадь их распростране-

ния. То же можно сказать и об аккумулятивных формах рельефа. В них есть свой собственный “активный слой” и есть некоторая форма рельефа, образующаяся в области аккумуляции. Последняя также может быть охарактеризована объемом. Заметим, что эти соотношения имеют геометрический смысл, хотя процесс их образования имеет физическую сущность. При сравнении объема денудационных (V_d) и аккумулятивных (V_a) форм мы должны были бы увидеть их обязательное неравенство, так как породы в области развития денудационных форм имеют одну плотность, а в области аккумуляции – другую.

Главным свойством системы рельефообразования, в которой бы отсутствовала потеря вещества, должно быть неравенство $V_d < V_a$. В природе же в каждом отдельном случае мы имеем обратные соотношения, что можно трактовать как следствие открытости системы рельефообразования. Соотношение указанных объемов можно рассматривать в качестве первого показателя геометрических соотношений в любой организации географических систем. Было бы полезным называть данное соотношение *соотношением контракции* объемов. В закрытой системе рельефообразования при равенстве объемов денудационных и аккумулятивных форм рельефа равенством должны обладать соответствующие массы. Но и здесь хорошо видны соотношения физических и геометрических особенностей – масса вещества, участвующего в рельефообразовании, неизбежно будет определяться объемом переносимых веществ.

Скорости трансформации форм земной поверхности могут быть описаны в уравнениях, связывающих изменение пространственно-временных координат. Правда, здесь уже не обойтись без времени, если исследованию придавать геоморфологический, а не геометрический смысл. Вводя гравитацию и время, мы устанавливаем пространственно-временные соотношения, которые можно использовать при характеристике и типизации физико-геометрической организации географических систем. Отсюда, для изучения бассейновой организации территорий важными окажутся такие параметры, как площадь водосбора, мощность (толщина) активного слоя рельефообразования, длина путей транзита, угол наклона поверхностей и тальвегов. Все это – геометрические параметры. Если изменение их соотношений окажутся закономерными, то степень их упорядоченности можно будет рассматривать в качестве меры *геометрической организованности* географического пространства и характеристики бассейновой организации географических объектов.

Чтобы вычленил их физическую организованность, достаточно ввести в эти характеристики соответствующие физические параметры и время. Далее мы будем рассматривать время (впрочем, как и пространство) в качестве одной из мер движения.

В геоморфологии обычно используют солнечное время, которое можно рассматривать в качестве календаря, выбранного для сравнения сроков наступления и длительности удаленных друг от друга явлений. Для описания геометрических особенностей организации речных бассейнов мы

используем средства евклидовой геометрии. Эти закономерности для анализа устройства бассейнов наиболее полно исследовал Р. Хортон (1948) и многочисленные сторонники Хортон-анализа. Физическую организованность этих объектов наиболее систематически исследовал Н.И. Маккавеев (1955) и его школа.

Речные бассейны как носители бассейновой организации территории

Речным бассейном называют часть суши, с которой поверхностные воды поступают в русло реки. Любая эрозионная форма обладает своим бассейном стока поверхностных вод или водосбором. Водосборы различных рек (водотоков) ограничены друг от друга водоразделами. В речные бассейны иногда включают еще и толщу грунтов, из которых подземные воды поступают в ту же реку, поэтому можно говорить о поверхностном и подземном водосборах рек. Обратим внимание на то, что водоразделы поверхностного и подземного стока могут не совпадать. В силу этого полезно эти понятия разделять, а в поверхностный водосбор включать только тот слой грунтов, в которых формируются почвенные воды. У подземных водосборов, наряду с латеральными, существуют и вертикальные разделы, представленные не линиями, а поверхностями.

Термином *река* пользуются разные специалисты, и поэтому он требует уточнения. В энциклопедическом географическом словаре “Понятия и термины” (1988) предлагается следующее определение: *Река – естественный водный поток, текущий в выработанном им русле, питающийся за счет стока с его водосбора.* С понятием река тесно связано понятие водоток. В том же словаре это понятие определяется следующим образом: *Водоток – водный поток с движением воды в направлении уклона в углублении земной поверхности.* От понятия река понятие водоток отличается тем, что оно применимо и для естественных потоков воды (рек) и для искусственных (каналов). Обратим внимание на то, что в этих определениях нет никаких ограничений по размерам водосбора. Отсюда вполне допустимо использование термина *речной бассейн* к водосборам эрозионных форм любого размера.

Введем еще два понятия, используя тот же словарь. *Русло – наиболее пониженная часть речной долины, в которой происходит сток в межпаводочные периоды. В руслах перемещается основная часть донных наносов.* В этом определении введены некоторые ограничения. В них явно отделен сток паводковых и межпаводковых вод, и в этом есть определенный смысл, – в нем можно видеть разграничение русла от поймы. Однако при этом потеряно родовое понятие, объединяющее явления, обладающие известным сходством. К тому же в паводок сток воды осуществляется не только по пойме. Львиная его доля проходит и по руслу. Именно в силу этого в ходе паводка происходят различного рода переформирования русла – главные его деформации. И если в межпаводочное время “в понижении дна долины” отсутствует сток вод, то это не означает, что это понижение следует называть поймой. Гораздо точнее использовать в этом случае понятие

русло временного водотока. Оно, несомненно, отличается от русел постоянных водотоков, но формируется оно все же русловыми процессами. В геоморфологическом смысле – *русловым процессом называют постоянное изменение морфологического строения русла (реки или канала) и поймы, обусловленное взаимодействием потока и его ложа*. Заметим, что в этом случае естественный и искусственный водоток не разделяются, что нарушает систему принятых в этой области терминов. Однако это не мешает пониманию той информации, которая с помощью данного языка передается. Может быть, нам понадобится еще один термин – тальвег. *Тальвегом называют линию, соединяющую наиболее низкие точки дна долины (обычно проходит по руслу реки), оврага или балки*. И здесь нечеткость формулировки понятия “русло” создает впечатление о незавершенности формирования системы понятий в этой области. В силу этого нам придется широко использовать понятие тальвег, хотя совершенно не хочется игнорировать те процессы, которые протекают в руслах временных и постоянных водотоков.

Речной бассейн, если его понимать так, как написано выше, занимает четко ограниченную часть земной поверхности. Практически любой из бассейнов имеет систему русел, на которые опирается система склонов. Эти два типа элементов образует основу для выделения системы организации бассейна. От водораздела вниз по склону до тальвега – так организован и самый простой из бассейнов, и самый сложный. Количество тальвегов в бассейне определяет число опирающихся на них склонов. В силу этого можно считать, что *организация тальвегов, определяет организацию бассейнов*. У каждого тальвега есть свое начало (исток) и конец (устье), он характеризуется длиной и углом наклона его продольного профиля – такова геометрия русел.

Вторым и, несомненно, важным элементом в строении речного бассейна являются *склоны*. Склоны начинаются на водоразделах и кончаются на тальвегах. Склоны характеризуются *площадью водосбора, модальной длиной и модальным уклоном*. Таковы геометрические параметры склонов. Закономерности в геометрических особенностях склонов определяют организацию и этих элементов бассейнов.

Закономерности физической организации функционирования бассейнов определяются стоком поверхностных вод и стоком твердого вещества. Растворенная часть вещества стекает вместе с водой, объединяя склоны и русла. Но значительная часть потоков вещества представляет собой *склоновые литопотоки*. Склоновые потоки вещества взаимодействуют с русловыми. В результате в руслах формируется сток влекомых и взвешенных наносов. Часть этого вещества возникает при деформациях русла и глубинной эрозии.

В бассейнах мы обычно выделяем два вида взаимодействий: 1) склоновые водотоки и литопотоки взаимодействуют с русловыми (реже наблюдается взаимодействие склоновых процессов между собой); 2) водотоки, сливаясь, взаимодействуют друг с другом. В обоих случаях в этих взаимодействиях легко выделяются парагенетические связи, в которых

верхнее звено определяет поведение нижнего звена, а нижнее звено интегрирует явления, которые происходят в верхних звеньях. В силу этого речные бассейны следует отнести к определенному типу организации природных систем – к каскадным системам-интеграторам. При описании скоординированности явлений, происходящих в бассейне, необходимо учитывать, что при перемещении воды и иного вещества вдоль русла в потоках непременно должно увеличиваться влияние верхнего звена на нижнее, а обратное влияние должно уменьшаться. Это определяет главные черты бассейновой организации территории. Для относительно просто устроенных бассейнов показателем организации бассейна является соотношение длин и уклонов русел в различных частях речных бассейнов; масштаб явлений определяется площадью водосбора.

Системы водотоков и литопотоков в речных бассейнах и их пространственная организация

Неровности земной поверхности таковы, что сток вод, начавшись от водораздела, достаточно быстро концентрируется в русла. Сначала он имеет вид ручейкового стока (ручейки – по существу, тоже своеобразные русла); при удалении от водораздела число ручейков сокращается, а сами они превращаются в русла временных водотоков. Объединяясь далее, они дают начало постоянным водотокам, к деятельности которых уже вполне применимы термины *русло* и *русловой процесс*.

Русла временных водотоков образуются на некотором расстоянии от водораздела. Поэтому можно говорить, что для зарождения русел требуется необходимый и достаточный по площади водосбор. Сверху бассейны ограничены водоразделом, снизу их ограничивают устья формирующих их рек. При слиянии двух водотоков (собственно водоток может существовать в них или круглый год, или лишь во время паводка) можно видеть, что образуется не только русло более крупного водотока, но и более сложно устроенный бассейн. Если в качестве промежуточных устьев рассматривать узлы слияния, то можно измерить площадь наиболее просто устроенного (элементарного) бассейна. Большое число проведенных измерений показывает, что размеры площадей элементарных водосборов изменяются в широких пределах. Их вариации тесно связаны с количеством выпадающих осадков, прежде всего ливневых. Чем больше выпадает осадков, тем меньше площадь элементарных бассейнов; их площади увеличиваются с уменьшением количества осадков, по мере увеличения испарения и фильтрации.

Можно сказать, что площадь элементарного водосбора функционально связана со структурой водного баланса элементарного водосбора. Отсюда вполне понятны связи параметров речного бассейна с рельефом, его происхождением, геологическим строением, характером растительности и почв. Следовательно, ландшафтная организация территории оказывает влияние на параметры элементарных водосборов.

Поскольку вниз по течению водотоки постепенно сливаются, то появляются новые узлы слияния, что ставит задачу разделения бассейна на

части – задачу выявления его пространственной структуры. Эта процедура является основанием для выделения таксономических уровней бассейновой организации территории. В настоящее время существует достаточно большое количество способов выявления пространственной структуры (пространственной организации) речных бассейнов. Для этой цели определяют порядки водосборов. Для выделения порядков водотоков обычно предлагается учитывать определенные признаки их ветвления. Отсюда, число порядков зависит от выбора этих признаков.

Детальное описание способов определения порядков выходит за рамки данной публикации. Подчеркнем лишь то, что таксономии речных бассейнов полученные различным способом, не эквивалентны друг другу. Закономерности, выявленные при различных способах определения порядков, различны и несопоставимы друг с другом. При необходимости это может стать предметом специального анализа. Пока же приходится утверждать, что бассейновая организация географического пространства полиструктурна, поскольку ее можно выявлять различными методами. Выявленные при этом закономерности объединения бассейнов в единой целое не единственны, а многообразны.

Здесь не вполне уместна аналогия с тем, как это делается в математике. Известно, что один и тот же ряд измеренных данных может быть описан не одной единственной функцией, а некоторым их множеством. Однако, в отличие от процедур аппроксимации, структурные зависимости не могут быть переведены из одной системы в другую путем вычислений. Для этого требуется изменение способов объединения элементарных водосборов и перекодирование.

В наших работах мы используем способ определения порядков рек, предложенный А. Стралером и, независимо от него, В.П. Философовым (1959). Это, как известно, несколько измененный способ, предложенный Р. Хортоном (1948). Все изменения в определении порядков рек, по сравнению с системой Хортона, заключаются в отмене одной операции. А. Стралер и В.П. Философов предложили использовать дихотомическое деление рек на порядки (как это было предложено в работе Хортона), но ими не принята процедура перекодировки русел для выявления системы главных рек. Способ определения порядков русел в системе Стралера – Философова показан на рис 1. Такой подход к кодированию сохраняет те же закономерности в организации речных бассейнов, которые выявил Р. Хортон, но снимает ряд субъективных решений, что позволяет нескольким специалистам проводить выделение порядков рек практически однообразно. Это заметно снижает трудозатраты и делает сопоставимыми результаты исследований нескольких независимых экспертов.

В отличие от других способов, система Стралера-Философова (как и система Хортона) позволяет строго описывать особенности структуры бассейнов, в силу чего возникает дополнительная уверенность в том, что бассейновая организация географического пространства действительно существует. Известно, что в системе Стралера-Философова элементарным

бассейнам (их русла не имеют притоков) присваивается номер 1, они считаются руслами первого порядка. Этот принцип неизменен и в большинстве других систем определения порядков (А. Шайдеггер, Шрив, Н.А. Ржаницын и др.). Второй порядок присваивается руслам после слияния двух водотоков первого порядка. Два водотока второго порядка, соединяясь, дадут начало руслу третьего порядка, два водотока третьего порядка при слиянии дадут начало реке четвертого порядка и т.д. Этим самым в структуре речных бассейнов выделяются главные разнопорядковые (порядкообразующие) узлы слияния русел. Одновременно выделяются и порядокобразующие водотоки. Кроме порядокобразующих, мы выделяем еще и иные узлы, называя их *непорядкообразующими*. Так, при данной процедуре кодирования порядков, в бассейне выявляются водотоки и их бассейны, как бы менее значимые (формально менее значимые) и, соответственно, узлы слияния водотоков, и менее значимые для организации структуры.

Разделение поверхности водосбора на части по отношению к рекам различных порядков, входящим в бассейн, позволяет увидеть пространственную организацию стока внутри речного бассейна. Для этого достаточно разделить на порядки не только русла, но и склоны. Из принятых в данной системе правил определения порядков водотоков следует, что у *бассейна реки второго порядка* обязательно должны быть русла первого порядка (притоки главного русла), – их может быть несколько, но не меньше двух. При определении общего числа водотоков в бассейне 2 порядка мы должны приплюсовать к числу русел первого порядка еще одно (к тому же и единственно возможное в нем) русло второго порядка. Кроме того, в бассейне второго порядка есть два вида склонов – склоны, которые опираются на русло водотоков первого порядка, и склоны, опирающиеся на водоток второго порядка. Сами русла могут быть временными или постоянными. Пойма (в ее границах), если она в таком бассейне есть, рассматривается в качестве русла временного водотока. Естественно, что для других видов анализа русловых процессов подобное допущение может оказаться некорректным. Сами склоны, опирающиеся на русла водотоков второго порядка, мало отличаются от склонов, опирающихся на элементарные тальвеги. Отличаются они от склонов первого порядка только тем, что материал с них поступает в более мощный водоток, и результаты их взаимодействия будут иными, чем у очень похожих склонов первого порядка. В бассейнах второго порядка, кроме порядокобразующих русел и опирающихся на них склонов, могут встречаться и “непорядкообразующие” потоки первого порядка и опирающиеся на них склоны. В этом случае взаимодействия между склонами и руслами первого порядка вряд ли будут существенно различны. Различным окажется лишь узел слияния такого водотока с принимающим его руслом второго порядка – один поток окажется меньше другого. У более крупных рек такой узел слияния водотоков первого порядка с главными реками будет зависеть от разности порядков (с порядком русел связаны расходы воды и наносов и скорости течения рек). Чем больше разница в порядках впа-

дающих и принимающих рек, тем больше узел их слияния будет отличаться от порядкообразующего узла, дающего начало главным руслам в бассейне.

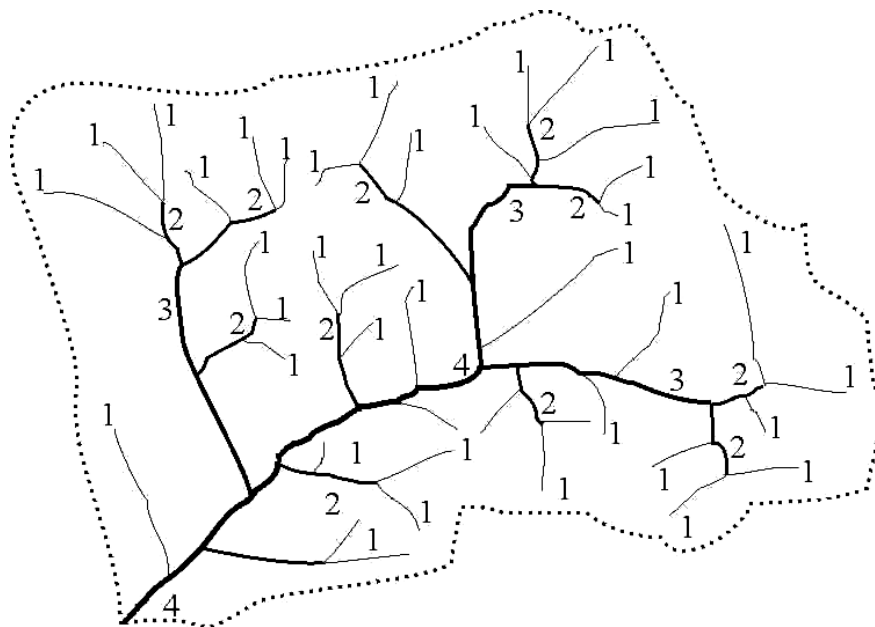


Рис.1. Структура речного бассейна 4-го порядка, выделенная в соответствии с кодированием бассейнов по Стралеру-Философову. Пунктирной линией показан водораздел, цифрами – порядки водотоков

Структура бассейнов третьего порядка усложняется тем, что в ней появляется водоток третьего порядка и, соответственно, склоны, на него опирающиеся. Кроме того, в нем есть и русла, и склоны иных более низких порядков. Еще сложнее структура бассейнов четвертого порядка. С увеличением порядка русел сложность структуры бассейнов возрастает по экспоненте. Изучать и описывать ее становится все труднее, труднее и представлять ее читателю.

Именно поэтому и была выбрана система кодирования порядков водотоков, предложенная Стралером и Философовым. В ней с помощью сравнительно несложных операций над индексами удастся выявить особенности структуры самых высоких порядков. На территории России самыми высокими порядками обладают бассейны рек Волги, Оби, Лены и Амура, которые имеют 14-й порядок. Несколько большее число рек имеет 13-й порядок. Самым высоким на Земле порядком, пятнадцатым, обладает единственная река в мире – Амазонка.

Главные черты бассейновой организации территории

Бассейновая организация территории формируется нисходящим потоком воды и рыхлых грунтов, которые образуются на склонах в результате процессов выветривания (или каким-либо иным способом оказавшиеся на склонах). Легко себе представить, как от водоразделов к ближайшим тальвегам медленно (а иногда достаточно быстро) спускается чехол рыхлых отложений. В одном случае это оказываются тальвеги временных водотоков, в другом – русла многоводных рек. Перед исследователем встает задача выявить основные закономерности в строении речных бассейнов. Такая работа проводилась большим коллективом в течение последних 35 лет. Главный вывод, полученный в ходе этих работ, заключается в том, что наиболее часто в бассейнах любого порядка встречаются бассейны 1-го порядка. Наиболее часто они занимают площадь $50 \pm 5\%$ от площади водосбора любого порядка. Водосборы русел 2-го порядка (без учета впадающих в них русел и склонов 1-го порядка) занимают площадь чаще $25 \pm 5\%$ от площади всего водосбора. Далее доля водосборов более крупных порядков идет по убывающей. В любом крупном бассейне независимо от его порядка доля бассейнов 3-го порядка падает до $12 \pm 5\%$; бассейнов 4-го порядка соответственно – $6 \pm 5\%$; и т.д. В модальном случае можно считать, что, площадь водосбора (F_N), где N – его порядок, в крупном бассейне будет принимать значения, близкие к

$$F_N = (2^{1-N}) * 100 \pm 5\%; \quad (1)$$

Обратим внимание на то, что эти количественные отношения свойственны лишь “модальным бассейнам”. На больших площадях бассейны этого типа встречаются чаще других. Поэтому их можно рассматривать в качестве “эталонов” или “нормы”. В данной работе мы будем называть их также *нормальными (или модальными) бассейнами*. Из этого делается первый вывод о том, что в бассейновой организации территории существует вид отношений, который дальше мы будем называть *площадной координацией водосборов*.

В бассейновой организации территории существует еще три вида количественной координации географического пространства. Они выявлены были еще Хортоном, и получили название *законов Хортон*. При изменении порядка кодирования смысл выявленных закономерностей остался, но эти свойства приобрели иное формальное описание. К ним относится координация длин, уклонов и числа разнопорядковых русел. Соотношение длин и уклонов разнопорядковых русел в бассейне четвертого порядка показаны на рис 2. На нем изображен идеальный профиль модального бассейна. Здесь видно, что в модальном бассейне длины водотоков разного порядка увеличиваются вдвое на каждом шаге увеличения их порядка. Уклоны изменяются в два раза, но в обратном соотношении – при росте порядка русла на каждом шаге уклон его продольного профиля уменьшается также в два раза.

Наконец, на каждый водоток порядка N приходится три водотока порядка N-1. Кривая такого профиля описывается уравнением

$$y = 0,086x^2 - 1,2258x + 4,3333 \quad (2)$$

(при коэффициенте достоверности регрессии $R^2 = 0,9806$).

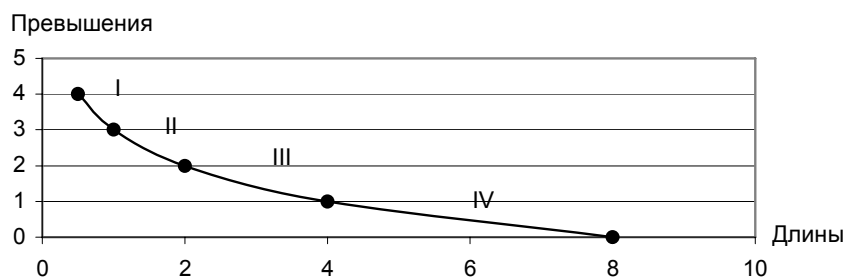


Рис. 2. Идеализированный продольный профиль сопряженных русел в бассейне 4-го порядка (длины и относительные превышения даны в условных единицах; за единицу превышения принято превышение истока над устьем тальвега 1 порядка, за единицу длины взята длина водотока 1-го порядка модального бассейна).

Модальные бассейны распространены не очень широко. Вероятность их встреч редко превышает 30%. Бассейны со структурой, отличающейся от модальной, встречаются реже; реальные бассейны могут заметно отличаться от модальных. Среди факторов, вызывающих эти отклонения, ведущая роль принадлежит тектонической трещиноватости, которая во многом определяет места заложения тальвегов, их протяженность и густоту, что оказывает огромное влияние на морфологию речных бассейнов.

Чтобы увидеть причины морфологических различий бассейнов, необходимо, прежде всего, сопоставлять их по абсолютным значениям площадей длин и уклонов, а также и по другим характеристикам их внутренней структуры. Разновеликие однопорядковые бассейны могут быть *структурно подобными*. Это очень важно подчеркнуть, поскольку их реакция на внешние воздействия будет структурно подобна. Сходными окажутся тенденции перестройки и положение мест в структуре бассейна. Это свойство удобно и для моделирования явлений и их последствий и для описания организации службы мониторинга. Тип перестройки будет отличаться, главным образом, по интенсивности проявления. Это, конечно же, найдет свое отражение в изменении абсолютных значений площади их водосборов, их длин и уклонов их продольного профиля.

В качестве своеобразной *меры* для анализа влияния структуры бассейнов на характер бассейновой организации территории ниже предлагается

описание структура модальных бассейнов. Но и на одной территории в разных бассейнах можно встретить случаи, когда площадь водосбора бассейна 1-го порядка у одного из них окажется больше самого маленького бассейна второго и даже 3-го порядка в другом бассейне (рис. 3, где показана встречаемость бассейнов 1-3-их порядков). Аналогичные соотношения могут быть обнаружены не только при сравнении водосборов бассейнов первого и других порядков, но и между любой парой бассейнов смежных порядков. Разброс значений размеров водосборов становится несколько меньше с увеличением их порядка.

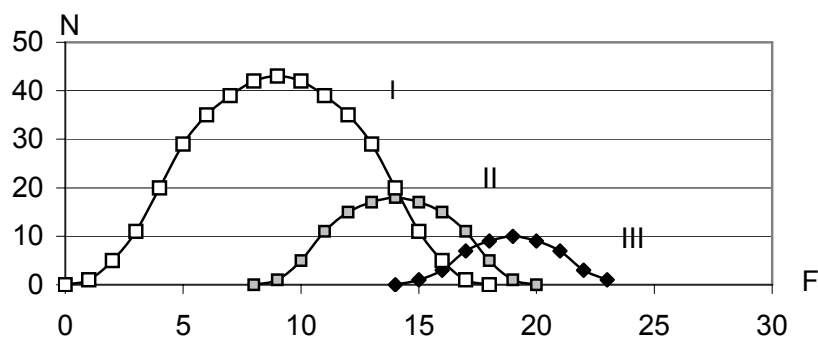


Рис. 3. Частота встречаемости (n) бассейнов 1-3 порядков в зависимости от их площади (F): I – первого порядка; II – второго порядка; III – третьего порядка.

Изменчивость абсолютных параметров морфологии речных бассейнов и их устойчивость

Водосборы различных порядков внутри одного и того же бассейна отличаются друг от друга своими размерами. Их площади с уменьшением их порядка убывают в 3-4 раза. Соответственно изменяются и длины водотоков и уклоны их продольного профиля. Но и внутри групп однопорядковых водосборов внутри одного и того же бассейна их размеры не остаются постоянными. Сопоставлять отношения разнопорядковых бассейнов между собой приходится путем оценки их статистических различий. Как правило, средние размеры площадей длин и уклонов разнопорядковых водосборов внутри бассейна статистически достоверно различны.

Эти соотношения свидетельствуют о том, что существуют бассейны, которые по своим размерам могли бы иметь более высокий ранг, но почему-то не набрали соответствующего значения. В силу этого их можно считать неустойчивыми и называть бассейнами с недоразвитой структурой. Наоборот, существуют бассейны с усложненной структурой, которые можно рассматривать в качестве структурно наиболее устойчивых.

Описание структуры бассейнов с помощью структурных индексов

В данном исследовании принято разбивать целое на части, принимая его за 100%. Структура же описывается с помощью оценки той доли, которую занимает в целом его часть. Предположим, что площадь выбранного для анализа бассейна 3-го порядка составляет 100%. Выше было показано, что его водосбор можно разделить на три части, выделив доли склонов, которые, соответственно, дренируются водотоками первого, второго и третьего порядка. Если эти доли обозначить индексами (S_1, S_2, S_3), то можно записать, что

$$S_1 + S_2 + S_3 = F_3,$$

где F_3 – площадь описываемого водосбора 3-го порядка. Если доли измерить в процентах, то можно записать индекс в виде последовательной записи $S_1S_2S_3$. Для целей последующего анализа большая точность определения процентов не нужна. Поэтому их можно вычислять с точностью до десятков процентов.

Предположим, что в некотором из бассейнов после соответствующих измерений оказалось, что $S_1 = 73\%$; $S_2 = 15\%$; а $S_3 = 12\%$. По выбранным условиям их сумма должна составлять 100%. Тогда, округляя, получим $S_1 = 70\%$; $S_2 = 20\%$; $S_3 = 10\%$. Это позволит записать структуру водосборной площади бассейна трехзначным индексом 721. Цифры в данном индексе расположены так, что первая цифра соответствует проценту площади, которую занимают все водосборы первого порядка в бассейне третьего порядка. На втором месте – сумма площадей водосборов второго порядка, а на последнем – третьего. Назовем эти показатели индексами структуры площадей (ИСП). Сумма чисел такого индекса всегда должна быть равна 10, а число цифр должно соответствовать порядку описываемого бассейна. Сравнивая индексы двух бассейнов, например, бассейны с индексами 811 и 622, можно сказать, что в первом из них площадь, дренируемая тальвегами первого порядка, больше, чем у второго на двадцать процентов. Происходит это за счет изменения внутреннего соотношения водосборов. Во втором бассейне, по сравнению с первым, увеличена доля площади водосборов тальвегов второго и третьего порядка (т.е., водосборов среднего и нижнего звена в бассейне).

Аналогичным образом можно получить индексы структуры длин водотоков (ИСД) и индексы структуры уклонов (ИСУ). Для получения ИСД сначала необходимо найти средние величины длин водотоков первого и второго порядка (L_1 и L_2). Обозначим длину водотока 3-го порядка – L_3 . После этого сумму L_1, L_2, L_3 примем за 100% и получим индекс структуры длин, по форме записи аналогичный индексу структуры площадей.

Точно также получается и индекс структуры уклонов ИСУ (уклон – тангенс угла наклона тальвегов). Сначала рассчитывают значения средних уклонов тальвегов русел 1-го и 2-го порядка (I_1 и I_2). Затем измеряют уклон тальвега 3-го порядка (I_3). Принимая их сумму за 100%, вычисляют значение ИСУ.

Несколько иначе рассчитывается индекс ветвления русел (Р. Хортон для каждого бассейна выделял особую константу, которую назвал коэффициентом бифуркации). В нашем анализе этот коэффициент назван индексом структуры бифуркации (ИСБ). Для анализа бассейновой организации территории этот индекс важен, так как он показывает отношение числа разнопорядковых русел в бассейне. Так, в бассейне 3-го порядка есть один водоток 3-го порядка (двух не может быть потому, что этот бассейн был определен как бассейн 3-го порядка). Водотоков 2-го порядка в нем не может быть меньше двух. Верхний предел их количества не ограничен, их может быть больше двух. Но любой приток второго порядка не может иметь меньше двух водотоков первого порядка. В силу этого в наиболее просто устроенном речном бассейне должно быть следующее соотношение числа водотоков: третий порядок – 1; второй порядок – 2; первый порядок – 4. Предлагается этот индекс записать в виде 122; прочесть его можно так: в данном бассейне третьего порядка есть только два водотока второго порядка, а на каждый водоток второго порядка приходится по два элементарных водотока.

Сравнивая ИСБ двух бассейнов 3-го порядка, например, 122 и 143, нетрудно увидеть, что во втором случае бассейн сильно расчленен в среднем и, особенно, в верхнем звене речной сети (в ее приводораздельной части). Естественно спросить, – что же дает такое сравнение? Если говорить конкретно, то более расчлененный бассейн при прочих равных условиях быстрее и полнее дренирует водосбор, быстрее отводит с ее поверхности воду. Ведь при одинаковых уклонах скорость течения воды по склону на 2 порядка величин меньше скорости течения воды в русле. Этот эффект в различных географических условиях может иметь различные следствия.

На территории России чаще других встречаются модальные (нормальные) бассейны. У нормальных бассейнов 3-го порядка при выборке из нескольких тысяч бассейнов определены следующие индексы ИСП=532; ИСД=136; ИСУ=631; ИСБ=134. Эти индексы можно рассматривать как определенные эталоны, полезные для сравнения изучаемых бассейнов с нормой, в которой известны физические соотношения процессов, протекающих в реальном бассейне.

Использование индексов структуры разнопорядковых водосборных площадей, длин, уклонов и бифуркации в бассейновом анализе.

Если использовать эти индексы, то можно составить представление об особенностях той геоморфологической работы, которая осуществляется внутри бассейнов в ходе их функционирования, как сложных геоморфологических систем. Так, рассматривая индексы структуры площадей (ИСП) двух бассейнов можно сказать, что у каждого из них есть свои особенности распределения “геоморфологической работы”. Так, у бассейна с индексом ИСП=811 по сравнению с нормальным бассейном, у которого индекс ИСП=532 сразу же видно, что его верховья “нагружены” геоморфологической работой значительно больше, чем у второго, поскольку на долю верховий у первого бассейна приходится 80% водосбора, в то время как у второго

только 50%. Но зато в питании местными наносами нижнего звена русла у второго из бассейнов (нормального бассейна) доля местного пополнения материалом со склонов низовий в два раза больше, чем у бассейна с индексом ИСП=811. У этого бассейна питание главного русла наносами идет за счет верхних звеньев, в то время как у нормального бассейна это питание распределено вдоль главного русла более или менее равномерно. Это станет видным, если сравнивать эти свойства с учетом количества разнопорядковых водотоков в бассейне. Для этого воспользуемся индексом структуры бифуркации. Предположим, что по этой характеристике бассейны не отличаются (в природе такие случаи практически не встречаются). И если у них будет одинаковое количество водотоков первого и второго порядка: тогда у обоих бассейнов вторых порядков будет по три, а первых по двенадцати.

Для сравнения разделим суммарную площадь водосбора на число водотоков соответствующего порядка. Для бассейна частные от этого деления окажутся соответственно равны 80/12 и 50/12 для первых порядков и 10/3 и 30/3 для вторых порядков. Для главных водотоков 10/1 для первого из бассейнов и 20/1 для второго. Теперь вычислив эту нагрузку (M) на единственный водоток каждого из порядков получим:

для бассейна с ИСП=811: $M_1=6,67$; $M_2=4,17$; $M_3 = 10$;

для бассейна с ИСП=532: $M_1 = 4,17$; $M_2 = 10$; $M_3 = 20$;

для бассейна с ИСП=433; $M_1 = 3,33$; $M_2 = 10$; $M_3 = 30$.

Из сравнения хорошо видно, что при прочих равных условиях при росте доли водосборных площадей водотоков первого порядка работа внутри бассейна перераспределяется таким образом, что интенсивность работы нижних звеньев уменьшается. При падении этой доли основная нагрузка сосредотачивается на нижних звеньях. Работа в средних звеньях перестраивается с меньшей интенсивностью.

Поскольку при этом интенсивность “геоморфологической работы” определяется еще уклоном и длиной водотоков, то в удельных нагрузках представления об этом эффекте несколько изменяется. Углы наклона продольного профиля усиливают интенсивность этой деятельности. У нормальных бассейнов ИСУ (индекс структуры уклонов), таков, что самыми большими уклонами обладают водотоки первых порядков, самыми малыми – водотоки третьих порядков. Предположим, что структуры уклонов у обоих бассейнов одинаковы (на самом деле они часто различны). Тогда вспомним, что у нормальных бассейнов ИСУ=631. Чтобы учесть это влияние умножим (из предположения о том, что уклоны усиливают описанный выше эффект) полученные выше показатели на соответствующие цифры индекса ИСУ. С учетом этого показателя мы уточнили приведенные выше числа и получили:

для бассейна с ИСП=811: $M_1=40,20$; $M_2=4,13$; $M_3 = 1,67$.

для бассейна с ИСП=532: $M_1 = 4,17$; $M_2 = 10,0$; $M_3 = 3,3$.

для бассейна с ИСП=433; $M_1 = 19,98$; $M_2 = 10$; $M_3 = 5,0$

Проведенные вычисления позволяют сделать окончательный вывод о том, что нормальные бассейны производят наименьшую работу, и она

распределена более равномерно по всем звеньям. Максимальный ее объем приходится на средние звенья. В силу этого можно сказать, что бассейны этого типа относятся, скорее всего, к бассейнам транзитным. У бассейнов с повышенной долей водосборных площадей в верхних звеньях речной сети “геоморфологическая работа” сосредоточена в верхних звеньях речной сети.

Для выяснения особенностей распределения “геоморфологической работы” внутри речного бассейна может быть следует ввести еще один ряд показателей – соотношение объемов проделанной работы в различных звеньях речной сети. Имея в виду парагенетические отношения в руслах различных порядков, можно оценить влияние верхнего звена русел на нижние. Таких показателей три: 1) соотношение уклонов в узлах слияния водотоков 1-го и 2-го (U_1) и для узла слияния водотоков 2-го и 2-го порядков (U_2); 2) показатель транзитности стока наносов (T); он также оценивается для двух узлов (T_1) – для узла слияния первого и второго порядков и для узла слияния водотоков второго и третьего порядка – (T_2); 3) показатель степени погашения входящего импульса (P). Он также рассчитывается для тех же двух типов узлов (P_1) и (P_2).

Для процессов происходящих в узлах слияния следует проанализировать особенности индекса структуры уклонов ИСУ. Для анализа выберем бассейн с нормальным соотношением уклонов и сравним с ним бассейны, отличающиеся от нормального. Нормальный индекс уклонов, ИСУ=631. Продольный профиль такого бассейна приведен на рис. 2. Из самого индекса следует, что для бассейнов третьего порядка анализу подлежат два узла слияния: слияние водотоков первого порядка с водотоками второго порядка (U_1), а также водотоков второго порядка с водотоками третьего порядка (U_2). У нормальных (модальных) бассейнов $U_1=6/3=2$, а $U_2=3/1=3$.

Второе соотношение – характеристика транзитности (T), получается из анализа индекса структуры водосборных площадей (ИСП). В нормальных (модальных) бассейнах ИСП=532. Отсюда индекс транзитности (T_1) вычисляется как отношение S_1/S_2 , а T_2 , как отношение (S_1+S_2) к S_3 . Для модального бассейна $T_1=S_1/S_2 = 5/3 = 1,67$, а $T_2 = (S_1+S_2) / S_3 = (5+3)/2 = 4$.

Третье соотношение получается из совместного анализа индекса структуры площадей (ИСП) и индекса структуры длин (ИСД). Для модального бассейна третьего порядка, ИСД=136. Чтобы вычислить этот показатель необходимо показатель T разделить на длину ниже расположенного русла. Так показатель погашения верхнего импульса (P) для верхнего узла модального бассейна третьего порядка $P_1 = T_1 / 3$; для второго узла нужно разделить показатель T_2 на 6. Отсюда получим $P_1 = T_1 / 3 = 1,67/3 = 0,56$; $P_2 = 4/6 = 0,67$.

Сравнив указанные узлы в модальном бассейне по показателям U , T и P , можно заметить, что различия этих показателей для разных звеньев речной сети невелики. Это подтверждает высказанное выше суждение о том, что модальные бассейны, вероятнее всего, относятся к бассейнам, находящимся в близком к равновесному состоянию. Для них, вероятно, тран-

зит материала по руслу (на сравнительно большом отрезке времени) в некотором смысле “довлест” над врезанием и аккумуляцией.

Анализ выделенных индексов позволяет сказать, что в состоянии речных бассейнов многое определяется соотношением размеров водосборных площадей, длин разнопорядковых водотоков, а также особенностями ветвления русла. А их структурные соотношения раскрывают особенности бассейновой организации географического пространства

Примеры строения речных бассейнов

К настоящему времени уже описано большое число бассейнов рек. Систематическое изложение этого материала может стать темой отдельной публикации. Здесь же полезно привести несколько примеров бассейнов. Дело в том, что в природе изменение структуры площадей, длин, уклонов и ветвления происходит одновременно. При этом речной бассейн как бы “настраивается” на местные условия или приспосабливается (адаптируется) к условиям своего существования. Структура меняется также в ходе эволюции бассейнов. Изменение климатических режимов, если оно приводит к появлению или отмиранию речных бассейнов, сопровождается изменением бассейновой организации территории.

Организацию структуры речных бассейнов можно изучать на картах различных масштабов. В одном случае (при крупномасштабных исследованиях) удается выделить “тонкую” пространственную изменчивость бассейновой организации территории. Изучая значительные по размерам бассейны, можно выявить особенности пространственной бассейновой организации любых по масштабам территорий, которые читаются при генерализации рельефа и речной сети.

В крупном масштабе эти работы были проведены для территории Станового хребта к северу от Зейского водохранилища, вдоль строящейся трассы железной дороги на Элгинское месторождение углей в Якутии. Исследования проводились в связи с необходимостью предварительной оценки экологических последствий строительства и эксплуатации проектируемой ветки железной дороги. Приведем несколько примеров устройства бассейнов с редкой и достаточно широко распространенной структурой в данном районе. Исследования бассейновой организации выбранной территории проводились по картам масштаба 1:200 000.

Бассейн № 93 ИСП=631; ИСД:136; ИСУ=721; ИСБ=156 (бассейн, по своей структуре, близкий к нормальному, расположенный в западной части Станового хребта). Бассейн №27 ИСП=613, ИСД=226; ИСУ= 721; ИСБ=134(достаточно широко распространенный тип бассейна, и по строению близкий к нормальному; из приводораздельной части Становика). Бассейн №71: аномальное строение, индексами структуры ИСП=442; ИСД=352; ИСУ=631 и ИСБ. Их структурные характеристики, раскрывающие особенности их пространственной организации сведены в таблицу 1.

Анализ таблицы 1 показывает, что различные бассейны могут иметь самое различное внутреннее строение. Однако соотношение распре-

деления водосборных площадей, длин, уклонов, а также особенности ветвления разнопорядковых водотоков регулируют пространственное распределение потоков воды и наносов таким образом, чтобы, в конечном счете, обеспечить максимальную возможность для транзита наносов, регулируя в главном русле процессы эрозии и аккумуляции в отдельных звеньях речной сети

Таблица 1. Пример характеристик строения речных бассейнов в вершинной области, на макросклоне северной экспозиции Станового хребта.

Характеристики									
бассейна и значения характеристики	Распределение работы внутри бассейна			Соотношение работы в узлах слияния		Транзитность импульса перераспределения наносов		Уровни гашения внешнего импульса	
	M1	M2	M3	U1	U2	T1	T2	P1	P2
93	ИСП=631; ИСД:136; ИСУ=721; ИСБ=156								
значения	14	10	1,67	3,5	2	2	9	0,67	1,5
27	ИСП=613, ИСД=226; ИСУ= 721; ИСБ=134.								
значения	17,5	3.33	5	3,5	2	6	2,33	3	1,17
71	ИСП=442; ИСД=352; ИСУ=631 и ИСБ.=123								
значения	10	12	10	2	3	1	4	0,2	2

Если считать, что геоморфологическая работа в пределах бассейна характеризует объем мобилизации вещества со склонов на каждом отрезке речной сети, то распределение работы можно выразить в относительных показателях по отношению к максимуму работы. В бассейне №93 максимальный объем работы может быть произведен в водосборах 1-го порядка. Приняв его за единицу, получим отношение 1:0,71:0,12; у бассейна № 27 аналогичное отношение выглядит иначе: 1:0,19: 0,02; у бассейна №71 аналогичное отношение имеет вид 0,83:1:0,83. Сравнение показывает, что у первого из названных бассейнов работа распределена крайне неравномерно. Основной поток формируется (при прочих равных условиях) за счет деятельности водотоков первого порядка и за счет интенсивности проявления склоновой денудации на склонах, которые опираются на водотоки первого порядка. Полученный в водотоках 1-го порядка материал далее вступает в русловой транзит и принимает участие в деформациях русла. В бассейне № 97 он должен участвовать в формировании аккумулятивных тел в обоих узлах. Однако аккумуляция в 1,5 раза должна быть больше в узле слияния водотоков первого и второго порядка. Но этот процесс может наблюдаться и в узле слияния водотоков 2-го и 3-го порядков. В бассейне № 27 это распределение сохраняется, но аккумуляция активнее в узлах слияния водотоков 2-го и 3-го порядков (и тоже примерно в 1,5 раза).

Возникновение потока наносов (если он в данных условиях возникает) показывает степень влияния верхних звеньев на нижние. В бассейне № 93 степень этого влияния нарастает вниз по течению (это типично практически для всех бассейнов). Для бассейна № 27 это влияние несколько падает из-за того, что оказались недоразвитыми склоны, опирающиеся на русла второго порядка. В бассейне это же соотношение близко к нормальному.

Импульс, возникший в верхних звеньях речной сети, может иметь различное дальное действие. В бассейне № 93 оно таково, что в среднем звене этот импульс гасится незначительно. Заметно гасится он лишь в нижнем звене речной сети. Близкая картина наблюдается и в бассейне № 71. В бассейне № 23 этот импульс гасится в узле слияния водотоков первого и второго порядка. Последнее, вероятно связано со значительной разницей углов наклона продольного профиля водотоков первого и второго порядка.

Такова характеристика выбранных бассейнов в целом, полученная на основании средних характеристик. Естественно думать, что реальные бассейны 1-го и 2-го порядков могут отличаться от этих средних. В таком случае данная мера очень удобна потому, что она позволяет увидеть место каждой части бассейна в целом. Именно такая мера нам и нужна для того, чтобы ответить на вопрос какова сущность бассейновой организации в каждом отдельном случае.

Факторы, усложняющие картину бассейновой организации

Рассмотрев выше круг вопросов, необходимо подчеркнуть, что полученные выводы имеют ценность только в качестве меры определения уровня бассейновой организованности территории. Здесь приведены геометрические соотношения параметров, характеризующие обстановку течения физических процессов. Естественно, что реальный процесс мобилизации потоков вещества, преобразующих рельеф в бассейне – это не просто физический процесс. Это географический процесс. Растительность, почвенный покров и хозяйственная деятельность человека могут затушевывать описанные закономерности. Однако если знать их (получая эти характеристики с помощью анализа топографических карт), то можно не просто фиксировать современное положение, а сравнивать наблюдаемое с возможным.

Это особенно важно знать в областях, где человеческая деятельность нарушает естественное соотношение явлений, созданных природой. Искусственные обстановки (сведение лесов, распашка земель и т.п.) приближают территорию к такому состоянию, в котором будут реализовываться ее “потенциальные” возможности. По мере сведения лесов, уничтожения почв и т.п. естественные обстановки будут приближаться к потенциально возможным. Исследования подобного рода создают надежную основу для прогнозно-географических оценок последствий хозяйственной деятельности человека

Следует сразу сказать, что данное мировоззрение (представление о существовании особой бассейновой организации территории) не ограниче-

но задачами прикладных эколого-геоморфологических задач и задач, возникающих в связи с решением географических проблем устойчивого развития территорий и государств. В нем можно видеть определенную базу и для решения фундаментальных геоморфологических задач. Практически восстанавливая ход развития рельефа на малых и больших отрезках времени, мы исходим из того, что при изменении тектонических режимов и эволюции климатических условий создаются новые условия развития рельефа. Несомненно, при различных сменах факторов и условий формирования рельефа. Естественно, что при этом изменяется и структура бассейновой организации территории.

Поскольку основным условием наличия бассейновой организации является наличие активного слоя рельефообразования, определяющего объемы перемещаемых грунтовых масс, то самым важным для перестройки структуры бассейнов, являются те процессы, которые определяют их запасы. В областях длительно развивающихся при преобладании процессов денудации над процессами выветривания все определяется скоростью и характером последних. Выветривание, определяет не только объемы, но и качество материала, который далее будет участвовать в процессах массопереноса. Практика исследований показала, что самое большое значение при этом имеет количество песка. Его отсутствие заметно снижает темпы денудации и аккумуляции. Более крупные фракции обладают меньшей подвижностью. С их преобладанием сокращается скорость изменения структур. При избытке пылевато-глинистых фракций, в средних звеньях речных систем ощущается дефицит наносов. В том случае снова большое значение принимают процессы выветривания. Но и в нижних звеньях речных бассейнов избыток пылевато-глинистых фракций наносов заметно изменяет нормальный ход процессов. Достаточно легко перемещаясь с потоком, эти обломки пород преодолевают большие расстояния в течение одного паводка. Однако глинистые осадки при отсутствии прослоев песка медленно размываются, консервируя перекрытые ими толщи. Скорость процессов выветривания определяется климатическими особенностями территории (соотношением тепла и влаги), свойствами горных пород, определяющими их стойкость к процессам выветривания, обновляемостью экспозиции (т.е. соотношением процессов выветривания и денудации). При этом большое влияние на ход процессов выветривания оказывает и сам рельеф. Здесь уместно вспомнить и о влиянии жизни на ход этих процессов, а также влияние хозяйственной деятельности человека.

Для возникновения бассейновой организации большое значение имеет рельеф, его происхождение и история развития. Главные черты рельефа изменяются медленно. Именно поэтому рельеф территории создает ряд ограничений для развития речных бассейнов. Несомненно, большое значение для возникновения бассейнов имеет режим выпадения осадков, температурные характеристики климата и все то, что определяет соотношение элементов баланса поверхностного стока вод.

Изменение бассейновой организации территории начинается с появления или уничтожения элементов бассейновой структуры. Водотоки 1-го порядка возникают и отмирают. Русла их в одном случае сокращаются, в другом удлиняются. Изменяется и площадь водосбора. Единичное появление или уничтожение одного водотока 1-го порядка может быть и выборочным событием, хотя есть исключения из этого правила. Но массовое их появление (отмирание) – это весьма заметное событие в истории речного бассейна. Много зависит от того где, в какой части бассейна это событие произошло. Если это событие приурочено к верхним звеньям речной сети, то оно переводит известную долю “геоморфологической работы” на средние звенья бассейна. Увеличивается их доля в структуре. Площадь водосборов первого порядка сокращается (стало быть, уменьшается их общая работа). Это может быть компенсировано лишь в том случае, когда новые водотоки смогут повысить средний уклон водотоков этого порядка в бассейне.

Если их массовое появление затронет среднее звено бассейнов, то тогда общая площадь водосборов первого порядка вырастет; стало быть, вырастет общее влияние верхнего звена на процессы, протекающие в речном бассейне. Менее заметным этот эффект будет если молодые водотоки возникнут на склонах, опирающихся на русла третьего порядка. Чем больший ранг склонов затронут эти изменения, тем меньше будет эффект от их возникновения для бассейна в целом. При этом заметно снижается и местный эффект. Вместе с тем, появление большого числа водотоков первого порядка способствует накоплению того вещества, которое может участвовать в формировании потоков наносов на нижних звеньях. В конечном счете, это может вызвать перестройку режимов формирования пойм (и даже долин). Инстративный тип их развития может перейти в перстративный и даже в констративный тип их эволюции.

Отмирание водотоков 1-го порядка вызывает обратный эффект. Уменьшается сток наносов. Бывшие русла превращаются в элементы волнистых склонов. “Осветление” потоков может стать причиной усиления глубинной эрозии в ниже- лежащих звеньях. Если отмирают тальвеги в водосборах первого порядка, то эти поверхности начинают развиваться как склоны. Если отмирают тальвеги 1-го порядка, которые некогда давали русловые потоки наносов в русла 2-го и 3-го порядков, то уменьшается доля местного материала и повышается транзит материала с верхних звеньев речной сети. Иными словами, изменение условий возникновения (или уничтожения) тальвегов водотоков первого порядка существенно меняет характер бассейновой организации территории.

Водосборы второго порядка возникают реже, хотя их параметры могут испытывать заметные преобразования. Может изменяться их длина, водосборная площадь и уклон продольного профиля. Это не может не влиять на организацию речных бассейнов. Новые тальвеги третьего и более высоких порядков возникают еще реже. Изменение структуры бассейновой организации имеют в этом случае характер “природных катастроф”. Об их последствиях можно только догадываться. Вообще главные черты бассей-

новой организации территории имеют высокую устойчивость, при достаточно высокой динамичности строения ее деталей.

Выводы

1. Бассейновая организация территории представляет собой один из способов пространственной организации географических систем. Она дополняет ландшафтную организацию объектов и явлений, усиливая их латеральную и особенно парагенетическую связанность.

2. Исследовать организацию системы – это значит: а) выявить пространственно-временную иерархию элементов и явлений, расположенных на земной поверхности; б) установить пространственные формы разноранговых структур и выявить закономерности, определяющие количественные отношения между ними; в) выявить тип организации системы и установить меру ее организованности.

3. Общие черты бассейновой организации территории, как и других ее типов, наиболее полно раскрываются в единстве геометрических и физических начал координации природных систем. Геометрические начала определяют пространственные переменные, а физические свойства систем позволяют увидеть изменение этих структур во времени.

4. Элементарной ячейкой бассейновой организации географического пространства является речной бассейн. При изучении территорий по картам различного масштаба можно выявить разные таксономические уровни бассейновой организации территорий. Накладываясь друг на друга, они наиболее полно раскрывают отношения между целым и его частями.

5. Системообразующими в бассейновой организации территории являются потоки воды, влекомых и взвешенных наносов. Для их возникновения необходимы определенные условия достаточные для зарождения потоков. Накладываясь друг на друга и изменяя свои параметры, эти потоки взаимодействуют друг с другом и с неорганизованными в русла потоками вещества, которые к ним спускаются со склонов. Для изучения их взаимоотношений целесообразно их объединить в ряды. Это позволяет одновременно увидеть и иерархию отношения, и типы взаимодействий однопорядковых и разнорядковых явлений. Ряды этих явлений не эквивалентны друг другу. Это хорошо видно в том случае, если классификации рангов получены по различным принципам. В данном исследовании излагаются результаты анализа, полученные при кодировании систем по принципам, изложенным А.Стралером и Р.Хортоном.

6. Описание структуры бассейновых систем проводится с помощью специально разработанной системы кодов, операции над которыми позволяют количественно раскрыть отношения элементов, образующих систему. Этот способ выявления отношений между элементами бассейновых систем позволил увидеть их главную особенность, при значительном разнообразии размеров и форм элементов системы в результате совместного их развития структура системы приспосабливается таким образом, чтобы оптимизиро-

вать процесс транспорта водных потоков, потоков взвешенных и влекомых наносов.

7. Для анализа состояния бассейнов в их функционировании при регулировании степени их организации большое значение имеют показатели распределения “геоморфологической работы” по различным звеньям бассейна (равномерное распределение работы способствует выравниванию продольного профиля), Уменьшение контрастов в узлах сопряжения разнорядковых русел осуществляется уменьшением уклонов выше расположенных русел и повышением уклонов ниже расположенных русел. Это направлено на выравнивание процесса нарастания “транзитности материала” в водотоках (с увеличением порядка русла, доля местного материала падает). В этом же направлении работает тенденция погашения “возмущающих сигналов” вниз по течению реки. Это положение подтверждается рядом примеров строения бассейнов третьего порядка (выделенных на карте в масштабе 1:200 000).

8) Выявленные в ходе анализа структуры главные черты представляют собой идеальный случай. В природе эти отношения затушевываются результатами функционирования других видов организованных систем, которые существуют с системой бассейнов параллельно.

9) Итоги анализа бассейновой организации полезны для анализа эколого-геоморфологических ситуаций и прогнозирования их изменений. Кроме того, они могут образовать независимый пласт информации при восстановлении истории развития рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в его бассейне. М.: изд-во АН СССР. 1955.

Проблемы регионального географического прогноза. Состояние, теория, методы. М.: “Наука”, 1982,

Прогнозно-географический анализ территории административного района. М.: “Наука”, 1984.

Симонов Ю.Г. Некоторые особенности строения речных бассейнов Станового нагорья в связи с оценкой обстановки. Эколого-геоморфологические исследования в речных бассейнах. Воронеж. 2001.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: изд-во МГУ. 1972.

Симонов Ю.Г., Кичигин А.Н. Способ обозначения структуры речных систем. Вопросы геоморфологии. М.: Моск. филиал ГО СССР. 1974.

Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю. Смена состояний структура и функционирование речных бассейнов как сложных географических систем. Эколого-геоморфологические исследования в речных бассейнах. Воронеж. 2001.

Симонова Т.Ю. Влияние климата и тектоники на строение бассейнов крупнейших рек северной Евразии. Автореферат диссер. канд. геогр. наук. 1992.

Симонова Т.Ю. Динамика рельефа бассейна Ердагуу восточный склон Сихотэ-Алиня. Бюллетень. МОИП. Отдел геологического. 1976. том XXIX.

Симонова Т.Ю. Особенности строения крупных рек России. Эколого-геоморфологические исследования в речных бассейнах. Воронеж. 2001.

Философов В.П. Проядки долин и их использование при геологических исследованиях // Научный ежегодник за 1955 г. Саратовский университет, геологич. факультет. Сарайов: Изд-во Саратовского ун-та. 1959.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрофизический подход к количественной морфологии. М.: Гос. Изд-во Иностран. лит-ры. 1948.

Strahler A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. Amer. Bull. 1952.

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И ОБРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ

Г.А. Ларионов, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, Л.Ф. Литвин

ВЛИЯНИЕ НАНОСОВ НА ЭРОДИРУЮЩУЮ СПОСОБНОСТЬ МЕЛКОВОДНЫХ ПОТОКОВ*

Современные представления о роли наносов в размыве ложа потока

Сведения о влиянии наносов на размыв грунтовых каналов появились еще в начале XX века. С. Фортье и Ф.Г. Скобей (Fortier, Scobey, 1926) обратили внимание на то, что в подавляющем числе случаев донные наносы, не отличающиеся по твердости от породы слагающей ложе потока, увеличивают допустимую по условию неразмываемости скорость в каналах; если же наносы более тверже, чем дно потока, то величина допустимой скорости должна быть несколько ниже, чем для чистой воды. Наносы коллоидных фракций увеличивают величину неразмываемой скорости в зависимости от пород слагающих ложе потока, до 2 раз. Ц.Е. Мирцхулава (1967) рекомендовал уменьшать неразмываемую скорость на 8%, если поток содержит более 1% твердых коррадирующих наносов (гранитной крошки 2-4 мм) от расхода воды, и увеличивать ее на 20% при содержании в потоке наносов коллоидной фракции в концентрации 1 г/л и более. Им приводятся также соображения и о механизме влияния наносов на величину неразмываемой скорости. Назвав твердые частицы наносов «коррадирующими», Ц.Е. Мирцхулава увязывает необходимость снижения величины неразмываемой скорости с механическим разрушением ложа потока донными наносами, состоящим из твердых пород и минералов. Более сложным представляется влияние взвешенных наносов коллоидных фракций на величину неразмываемой скорости; они увеличивают вязкость смеси. Ц.Е. Мирцхулава показал, что с увеличением концентрации коллоидных фракций взвеси до 22% вязкость жидкости возрастает почти в 2 раза. Уменьшается на 2-10% также и диапазон пульсационных значений скорости при постоянстве осредненной по времени ее величине. Взвешенные наносы также понижают турбулентность потока (Einstein, Chien, 1955; Vanoni, Namicos, 1960). Результирующим эффектом увеличения вязкости и снижения пульсаций скорости взвешенными наносами является повышение критической скорости начала движения наносов при прочих равных условиях. По экспериментальным данным Ц.Е. Мирцхулавы градиент изменения размываемой скорости равен 10 м/с•стокс. При изменении вязкости воды от 0,012 до 0,042 стокса, достигшейся добавлением в нее карбометилцеллюлозы, неразмываемая скорость для песчаной фракции при глубине потока 2 см увеличилась с 0,41 до 0,68 см. Однако, если вязкость воды увеличить до 0,09 стокса путем добавления в нее коллоидной фракции наносов в количестве 150 г/л, то допустимая неразмываемая скорость увеличивается всего на 5-7 см/с. Градиент изменения скорости не превышает 0,64 м/с•стокс. Таким образом, вязкость

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64822) и в рамках программы государственной поддержки ведущих научных школ (проект НШ 14-43.2003.05)

на молекулярном уровне оказывает на порядок более сильное влияние, чем повышение вязкости, вызываемое коллоидной фракцией наносов. Однако со временем влияние коллоидных наносов на величину размывающей скорости растёт и через 72 часа после начала подачи мутной воды она ещё увеличивается на 30-40%. Ц. Е. Мурцхулава объясняет это отложением наилка, обеспечивающего сцепление между зёрнами песка, что и является причиной увеличения неразмывающей скорости. Таким образом, первоначально влияние наносов в потоке рассматривалось с точки зрения обеспечения стабильности русел каналов, и основное внимание исследователей сосредоточивалось на изменении величины неразмывающей скорости для потока содержащего наносы.

Л.Д. Мейер и Е.Дж. Монк (Meier, Monke, 1965) впервые обратил внимание на то, что эродирующая способность потоков при насыщении наносами может существенно уменьшаться. Очевидное влияние наносов на эродирующую способность водных потоков породило различные концептуальные подходы для объяснения этого явления. Согласно представлениям Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера (Foster, Meyer, 1972) отрыв частиц почвы и транспорт наносов совершаются за счёт определенной доли энергии потока, названной свободной. При этом они полагают, что удельные затраты энергии на транспорт наносов меньше, чем на отрыв частиц от почвенной массы. Из этого следует, что «свободная» энергия в первую очередь расходуются на транспорт наносов, и только за счёт оставшейся её части может совершаться работа по отрыву частиц от почвенной массы. Согласно этому представлению отрыв частиц почвы взвесенесущим потоком пропорционален дефициту транспорта наносов, под которым понимается разность между концентрацией наносов, соответствующей транспортирующей способности потока, и их реальным содержанием. Это положение используется в эрозионном блоке модели WEPP (Nearing et al., 1989).

Между тем основная посылка этого подхода, согласно которой энергия потока в первую очередь затрачивается на захват и перемещение частиц, ранее оторванных от связной почвенной массы, в определенных условиях может оказаться не корректной. Как известно (Маккавеев, 1955) зависимость размывающей скорости от крупности частиц грунта имеет U – образную форму. Минимальная критическая скорость размыва характерна для частиц 0,02-0,3 мм. Как с уменьшением так и с увеличением крупности элементарных частиц, из которых состоит почва или грунт, размывающая скорость увеличивается. Например, по данным различных авторов (Звонков, 1963) размывающая скорость потока при глубине 15 см для средней и мелкой пыли равна 26 см/с, для глины – 76 см/с, для коллоидной глины – 130 см/с. Захват сорванных комочков почвы и грунта совершается при существенно меньших скоростях, чем приведенные выше. Поэтому, пока сорванные комочки суглинистого и глинистого грунта или почвы не распались в процессе движения на элементарные частицы, поток, действительно, в первую очередь захватывает те из них, которые опустились на дно, так как их захват осуществляется при скоростях потока, которые значительно

меньше величин, необходимых для отрыва частиц от связной массы. Но как только сорванные комочки измельчаются до исходных зерен - обычно пылеватых и более тонких фракций, то для захвата осевших частиц такого размера скорость должна быть значительно выше той, которая необходима для размыва агрегированной массы. Такие процессы обычно наблюдаются при бороздковом поливе лессовых сероземных почв, отличающихся невысокой водопрочностью структуры (Литвин, 1981; Прогнозирование и предупреждение эрозии ..., 1992). В головной части борозды происходит интенсивный размыв. Транспортируемые комочки и агрегаты почвы быстро разрушаются до мелких комочков и исходных пылеватых и глинистых частиц. После этого начинается аккумуляция элементарных частиц, которая продолжается до конца борозды. Выстиление дна борозды оседающими элементарными частицами приводит к кольматации верхнего слоя почвы, выравниванию первоначально неровного дна и образованию наилка плотностью до 1,4-1,5 г/см³, что значительно увеличивает сцепление между частицами. Соответственно, по данным В.Я. Григорьева (Прогнозирование и предупреждение эрозии ..., 1992) размывающая скорость для наилка и закольматированного слоя почвы на дне борозды увеличивается в 1,5-4 раза. В связи с этим, несмотря на некоторое увеличение скорости в концевой части борозды в результате уменьшения шероховатости, аккумуляция элементарных частиц продолжается, что приводит к абсолютному уменьшению мутности к концу борозды. Из вышеприведенного следует, что посылка Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера приложима только к почвам и грунтам песчаного состава.

Возможно, аналогичные наблюдения привели П.Б. Херсайна и К.В. Роуза (Hairsine, Rose, 1992) к мысли о том, что модель эрозии должна содержать посылку, согласно которой, эродирующая способность потока по мере увеличения концентрации наносов должна уменьшаться вследствие того, что часть поверхности ложа потока покрывается отложениями наносов, которые защищают погребенную почву от размыва. Согласно этой концепции, по мере аккумуляции наносов, выпадающих из взвесенесушего потока, эродируемая часть русла сокращается, что является причиной уменьшения эродирующей способности потоков по длине склона.

Единого мнения и о механизме влияния наносов на эродирующую способность потока нет: М.А. Неаринг (Nearing, 1991), полагает, что отрыв частиц связного материала способны производить только турбулентные возмущения в придонной области, которые примерно в 150 раз увеличивают касательное напряжение на дне потока (Nearing, 1991), так как сопротивление почвы на отрыв на три порядка больше средней величины касательных напряжений, оказываемых потоком на ложе потока. В связи с этим вызываемое наносами уменьшение турбулентности потока он склонен считать одной из ведущих причин уменьшения эродирующей способности нанососодержащих потоков. Согласно гидрофизической модели эрозии (Ларионов, Краснов, 2000) донные наносы в моменты касания ложа потока препятствуют отрыву новых частиц в точке контакта и, возможно, на некотором удалении от него.

Исследования Ц.Е. Мирцхулавы были в основном направлены на изучение влияния взвешенных и донных наносов на величину неразмывающей скорости. Сведения о неразмывающих скоростях, приведенные в книге С. Фортье и Ф.Ц. Скобея (Fortier, Scobey, 1926), также посвящены этому вопросу. Большинство уравнений отрыва частиц связного материала (почв и грунтов) включают два параметра, зависящих от свойств размываемого материала. Первый – это пороговая величина активного фактора. В модели Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера (Foster, Meyer, 1972) таковой является критическое касательное напряжение, в модели К.В. Роуза (Hairsine, Rose, 1992) – пороговая величина удельной мощности потока, в гидрофизической модели (Ларионов, Краснов, 2001) – пороговая величина скорости в слое воды стандартной глубины, в гидромеханической модели эрозии (Мирцхулава, 1970) – размывающая скорость. Вторым не менее важным параметром в моделях эрозии, за исключением последней, является коэффициент эродуемости, представляющий собой количество материала, срываемого потоком в единицу времени с единицы поверхности его ложа, приходящегося на единицу активного фактора. Между тем работ посвященных изучению влияния наносов на коэффициент эродуемости практически нет. Лишь в работе Г.П. Мертена, М.А. Неаринга и А.Л.О. Боргеса (Merten, Nearing, Borges, 2001) рассматривается влияние донных и взвешенных наносов на изменение эродирующей способности потока, текущего по размываемому дну. Лоток длиной 8 м составлялся из отдельных отрезков, заполненных почвой до заданной глубины. Для имитации донных и взвешенных наносов в головную часть лотка подавались стеклянные шарики соответствующего размера. В контрольном варианте искусственные наносы в лоток не подавались. Эксперименты показали, что интенсивность размыва почвы в лотке снижается при подаче наносов, но не в соответствии со следствием, вытекающим из гипотезы Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера (Foster, Meyer, 1972). Было также установлено, что влияние донных наносов на размыв больше, чем взвешенных. Однако прямые количественные оценки влияния наносов на отрыв частиц почвы получены не были. Изменяющееся в результате размыва почвы количество наносов по длине лотка не позволило получить непосредственные количественные оценки влияния дополнительно подаваемых в лоток искусственных наносов.

В связи с этим было проведено специальное исследование влияния донных наносов различной твердости, а также взвешенных наносов на интенсивность отрыва частиц связного материала.

Методика исследований

Для достижения поставленной цели использовался гидравлический лоток длиной 206,9 см и шириной 20 см. По лотку циркулировал ограниченный объем воды – 37 л. Перед началом запуска весь объем воды заливался в приемную емкость лотка, нижняя часть которой имела вид усеченной пирамиды. Своей нижней частью емкость соединяется патрубком с

центробежным насосом, из которого вода поступает в головную часть лотка через систему труб с регулятором расхода и плоской расширяющейся на выходе до 19,5 см насадкой с подвижной диафрагмой, позволяющей регулировать скорость истечения воды. При помощи диафрагмы скорость истечения воды из насадки устанавливается приблизительно равной установившейся скорости течения в лотке. Контейнер с испытываемым образцом почвы устанавливается в специальном проеме в нижней трети лотка. Во время эксперимента образец почвы выдавливается вращением винта, чтобы поверхность образца находилась вровень с дном лотка. Для заполнения контейнера использовалась фракция 1,5-2 мм тяжелосуглинистого чернозема из Воловского района Тульской области. Чтобы приблизить шероховатость лотка к шероховатости поверхности образца, дно лотка было оклеено гравием 1,5-2 мм.

Для имитации донных наносов использовались следующие материалы: кусочки поролона размером 5×5×5 мм, кусочки вулканизированной резины размером 3×3×3 мм, отрезки (4-4,5 мм) медного многожильного провода в эластичной резиновой оболочке диаметром 3 мм и мелкий слабо окатанный гравий фракции 1-2 мм (1-1,5 мм – 21%, 1,5-2 мм – 79%). Объемный вес кусочков поролона после насыщения водой можно принять равным 1,0 г/см³, так как плавучесть кусочков была нейтральной, объемный вес резины – 1,26 г/см³, кусочков провода – 2,35 г/см³. Для имитации взвешенных наносов использовался легкий опесчаненный суглинок из пахотного горизонта дерноводзольной почвы из Весьегонского района Тверской области. Почву предварительно просеивали через сито с ячейками 0,5 мм.

Все эксперименты проводились при глубине потока 1 см. Уровень воды в лотке контролировался по шупу с заточенным на конус концом. Средняя скорость течения в лотке определялась делением расхода воды, измеренного объемным методом в 3-5 кратной повторности, на площадь сечения потока. Кроме того, в 10-15-кратной повторности измерялась поверхностная скорость при помощи поплавков на отрезке лотка длиной 1,2 м. После достижения заданных параметров в поток небольшими порциями добавлялись названные материалы, вновь проверялся уровень воды в лоте и измерялась поверхностная скорость, чтобы оценить влияние наносов на изменение скорости потока. Так как для имитации донных наносов использовались материалы с различной плотностью, то, для обеспечения одинакового количества частиц наносов на единицу поверхности дна лотка, в воду добавлялись «наносы» в соответствующем весовом соотношении. До начала эксперимента образец почвы, установленный с контейнером в проем лотка, прикрывали тонким металлическим листом и убирали его с началом опыта. За окончание опыта принимался момент, когда в контейнере не оставалось почвы. По мере размыва образца почва подъемным винтом выдавливалась из контейнера, чтобы ее поверхность была на уровне дна лотка. При опытах с донными наносами поверхность почвы отчетливо просматривалась в продолжение всего эксперимента. При опытах по размыву образцом во взвешенном потоке дно не просматривалось. Для наблюдения за положением

поверхности образца почвы и приведения ее вровень с дном лотка периодически (2-3 раза в минуту) поток отжимался к одному из бортов при помощи металлической пластины, устанавливаемой вручную несколько выше контейнера под углом в $20-30^\circ$ к продольной оси лотка. Интенсивность размыва образца ($\text{г/м}^2 \cdot \text{с}$) рассчитывалась делением веса почвы в контейнере на продолжительность размыва и на площадь образца. В каждом варианте опытов эксперименты проводились с 5-10 кратной повторностью. Все эксперименты проводились при скорости 0,965-0,969 м/с. Эта скорость позволяла избежать размыв образца в области скоростей близких к пороговым значениям, где небольшие колебания в скорости могут существенно сказываться на интенсивности размыва образца. Продолжительность испытания образца в зависимости от варианта опыта составила 2-10 минут для опытов с донными наносами и значительно больше (до часа и более) для опытов со взвешенными наносами. Вода из потока свободно фильтровалась через испытываемый образец.

Подготовка образцов заключалась в следующем. Навеску сухой почвы весом 61,6 г порциями засыпали в контейнер, непрерывно потряхивая и уплотняя деревянным брусочком. Объемный вес образца 1,08-1,12 г/см^3 . После наполнения контейнера его прикрывали металлической пластиной и пригружали, чтобы почва при набухании не выступала за пределы контейнера. Затем образец ставили на дощечку, покрытую хлопчатобумажной тканью, концы которой опускались в воду. Капиллярное увлажнение продолжалось до полного намочения образца. Затем образец выдерживался 10-12 часов для стекания гравитационной влаги.

После каждого опыта проводились контрольные измерения скорости и отбирали по 3 пробы объемом 1 литр для измерения подсчета количества донных наносов в штучках на 1 литр воды и мутности в случае с взвешенными наносами. Затем вычислялось количество наносов в штучках, приходящихся на 1 м^2 поверхности дна лотка (C) по зависимости

$$C = k n V, \quad (1)$$

где n – количество наносов в 1 литре воды, шт; V – объем воды, приходящийся на 1 м^2 дна потока, л; k – коэффициент размерности, $10 \text{ м}^{-2} \cdot \text{л}^{-1}$. Пробы с взвешенными наносами отстаивались в течение суток и более, вода сливалась, наносы высушивались и взвешивались.

Результаты опытов и их анализ

Расходы воды в продолжении опыта изменялся незначительно – вариабельность 5,8%. Несмотря на тщательное соблюдение единообразия при набивке контейнера почвой, интенсивность размыва образцов изменялась во всех вариантах опытов в достаточно широких пределах – 28-35%. Максимальные и минимальные значения размыва образцов почвы были отброшены. В установочных экспериментах в качестве образцов использовалась

глина из карьера, измельченная и пропущенная через сито 1,5-2 мм. Вариабельность скорости размыва этих образцов составила 19,2%. Объемный вес образцов был выше, чем образцов чернозема – 1,26-1,30 и 1,08-1,12 г/см³, соответственно. Эти различия могут быть причиной повышенной вариабельности интенсивности размыва, поскольку, вероятно, существует область значений объемного веса, в которой контактные силы сцепления между комочками зависят от количества материала в единице объема. Однако, это предположение, имеющее большое значения для физически обоснованной модели эрозии, требует экспериментального подтверждения.

Результаты исследования, подтвердив известные положения, позволили дать количественную оценку влияния наносов на скорость размыва связных грунтов и почв. Искусственные наносы, изготовленные из эластичных материалов различного объемного веса, существенно снижают интенсивность размыва образцов почвы. Слабо окатанный мелкий гравий напротив увеличивает скорость размыва. Представление о характере влияния наносов на интенсивность размыва образцов почвы дает рис.1. Согласно графику интенсивность размыва снижается с увеличением наносов в потоке по экспоненциальной кривой. К такому заключению можно прийти и из общих соображений. Действительно, с увеличением количества наносов в потоке поверхность дна будет прикрываться наносами не пропорционально их количеству, а с некоторым замедлением, так как некоторая часть дна может покрываться не одинарным, а многорядным слоем. Из приведенных фактических данных и общих соображений следует, что скорости размыва грунта в потоке (W_n), содержащем наносы различной твердости

$$W_n = We^{aC_m - bC_m}, \quad (2)$$

где W – интенсивность размыва почвы или грунта в потоке, не содержащем наносов, г/м²с; e – основание натуральных логарифмов; C_m и C_m – количество наносов, соответственно мягких и твердых, приходящихся на единицу поверхности ложа потока, шт/м²; a и b – коэффициенты, значения которых зависят от физических свойств материала наносов. Для наносов, состоящих из мягкого материала, твердость которого меньше или равна твердости размываемой почвы или породы, коэффициент имеет отрицательное значение. В противном случае он принимает положительное значение. Вероятно, плотность наносов также должна играть существенную роль в исследуемом явлении. Очевидно, чем выше плотность материала частиц наносов, тем сильнее их механическое воздействие на ложе потока. Поэтому коррозия, производимая твердыми наносами, должна находиться в прямой зависимости от их твердости. В случае наносов из эластичных материалов плотность должна снижать их защитный эффект, поскольку при падении на дно частицы наносов с большей плотностью будут оказывать более сильное ударное воздействие на ложе потока, чем частицы с меньшей плотностью, что должно способствовать более интенсивному срыву частиц при прочих равных условиях. Это подтверждается результатами экспериментов с частицами,

изготовленными из эластичных материалов различной плотности (табл. 1); с увеличением плотности мягкого материала, из которого изготовлены частицы наносов, коэффициент a , дающий количественную оценку их влияния на интенсивность размыва образцов, падает обратно пропорционально объемному весу последних.

Таблица 1. Влияние донных наносов на эродирующую способность потока

Материал	Объемный вес, г/см ³	Коэффициент*
Поролон	≈1,00	-0,00063
Резина	1,21	-0,00048
Провод в оболочке	2,36	-0,00016
Кварц	2,65	0,00034

* Коэффициенты в уравнения (2) для мягких наносов (a) - отрицательные значения, для твердых (b) - положительные.

Результаты экспериментов (рис.1) подтвердили также, что наносы, твердость которых выше твердости размываемой породы, существенно увеличивают скорость разрушения образца. В этом случае отрыв частиц силами гидравлического напора сопровождается коррозией, о чем свидетельствует осмотр поверхности размываемых образцов.

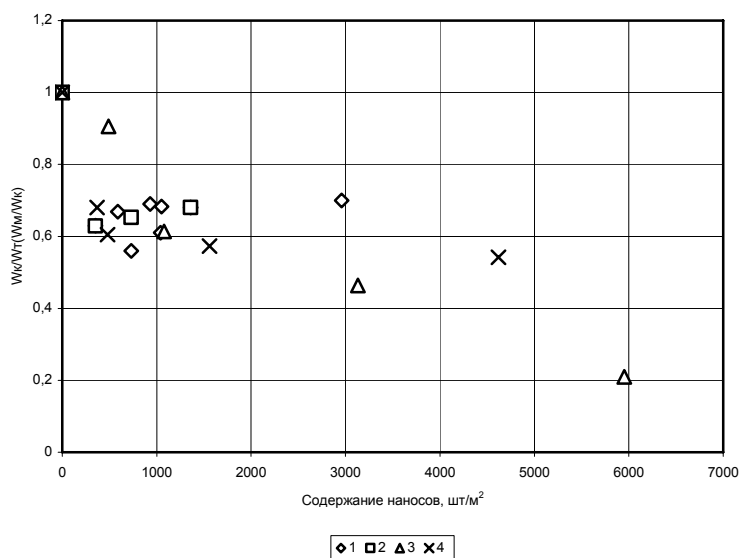


Рис 1. Зависимость скорости размыва почвы W_n от количества донных наносов, приходящихся на м² ложа потока. *Материал наносов 1- поролон, 2- резина, 3 – кусочки медного провода в резиновой изоляции, 4- кварцевый песок*

Их поверхность буквально сплошь испещрена мелкими кратерами, ориентированными длинной осью вдоль потока. Конечно, это не единствен-

ная причина увеличения эродирующей способности потока. Очевидно, как и в случае частиц из эластичных материалов, удары твердых зерен наносов способствуют нарушению контактных связей между комочками, выстилающими поверхность ложа потока, и нижележащей массой, что также приводит к увеличению размыва грунта потоком с донными наносами. Вместе с тем наличие в потоке донных наносов из твердого материала, как и в случае мягкого материала, должно уменьшать собственную эродирующую способность потока, которая определяется его свойствами. Однако эффект корразии очевидно перекрывает снижение эродирующей способности потока, обусловленное донными наносами. Существенно также то, что незначительное по отношению к мутности склоновых потоков содержание наносов (1 г/л и менее) в виде крупного песка или слабо окатанной мелкой гальки (1,5-2 мм) существенно (до 5 раз) увеличивает интенсивность размыва связных грунтов. Эти данные позволяют также полагать, что движение донных наносов играют важную роль не только в размыве связных грунтов, но и в транспорте наносов пылеватого и глинистого гранулометрического состава. Известно (Прогнозирование и предупреждение эрозии ..., 1992), что для срыва осевших на дно частиц такого размера скорость потока должна быть существенно выше той, которая является критической для крупнозернистых частиц. По этой причине в верхней части поливной борозды происходит размыв почвы, а в нижней – отложение наилка, несмотря на то, что скорость здесь выше, чем в голове борозды. При движении в потоке крупные песчаные частицы, ударяясь о дно и перекатываясь по нему, производят срыв осевших пылеватых и глинистых частиц, способствуя, таким образом, их переносу водой при скоростях потока, меньших соответствующих пороговых значений. Такой механизм транспорта пылеватых и глинистых частиц представляет большой интерес в теоретическом и прикладном аспекте, заслуживая экспериментального изучения.

Уравнение (2), предложенное для количественной оценки влияния донных наносов на интенсивность размыва связных почв и грунтов, удовлетворительно описывает полученные экспериментальные данные (рис.1). Коэффициент корреляции между рассчитанными по зависимости (2) и экспериментальными значениями интенсивности размыва был бы существенно выше, чем полученный нами ($R=0,82$), если бы вариабельность интенсивности размыва образцов была бы ниже.

Как показали результаты экспериментов, роль взвешенных наносов в процессе размыва связных грунтов не меньше. При концентрации взвешенных наносов 12,6 г/л и более размыв образцов чернозема при скорости 0,97 см/с не происходил. Осмотр образцов после испытания показал, что отложение наилка на поверхности образца было очень незначительным, а рельеф поверхности образца практически не изменился. Это связано с тем, что скорость потока превышала размывающую величину. Визуально различимые поры в поверхностном слое образца были заполнены более светлым, чем чернозем, материалом взвешенных наносов. В результате этого точечно-контактные связи между агрегатами, преобладание которых связано с

небольшим объемным весом ($1,08 - 1,12 \text{ г/см}^3$), в поверхностном слое образца были замещены связями, типичными для монолитного изотропного материала, что неизбежно должно было привести к существенному увеличению сил сцепления и, соответственно, к увеличению величины размывающей скорости. Можно предположить, что силы сцепления в заиленном слое образца существенно выше, чем в естественном грунте с такой же текстурой, так как в процессе попеременного увлажнения и высыхания, а также замерзания и оттаивания образуются трещины, понижающие сопротивление материала разрушению, а в рассматриваемом случае - к размыву. После удаления заиленного слоя образец размывается чистой водой с такой же скоростью, что и контрольный образец, свидетельствуя о том, что увеличение сил сцепления в результате заиления межагрегатных пор не распространяется далеко вглубь образца, хотя следы коагуляции в виде светлых вкраплений различаются в крупных порах на глубине 2-3 см и более от поверхности образца.

При концентрации наносов 4,5 г/л образец размывался при стандартной скорости, но скорость размыва была почти в 500 раз ниже, чем на контроле (чистая вода) – 0,0114 и 5,60 г/м²/с. Это позволяет сделать вывод о том, что в результате заиления пор существенно увеличиваются силы сцепления между комочками и агрегатами, приводя к значительному увеличению пороговой величины скорости. Ее величина сравнивается и даже превосходит допустимые значения скорости, рекомендуемые С. Фортье и Ф. Скобеем (Fortier, Scobey, 1926) для русел каналов. Величина пороговой скорости также зависит от содержания взвешенных наносов в потоке. Судя различию интенсивности размыва между контролем и экспериментом со взвешенными наносами, взвешенные наносы оказывают большое влияние и на коэффициент эродируемости почвы

Заключение

Экспериментальные исследования подтвердили представление о большом влиянии наносов на эродирующую способность потоков и позволили получить ряд количественных оценок. Характер и величина влияния на размыв образцов зависит от физических свойств донных наносов. Наносы, твердость которых меньше твердости размываемого материала, существенно уменьшают темпы смыва. Уже при небольшом количестве наносов (500-1000 штук на м² ложа потока), что при глубине потока в 1 см эквивалентно концентрации наносов с объемным весом $1,26 \text{ г/см}^3$ в 2,3 г/л, интенсивность смыва уменьшается на 30-40%. Зависимость интенсивности размыва от количества донных наносов удовлетворительно описывается показательной функцией. Влияние донных наносов, твердость которых меньше или равна твердости размываемого материала, находится в обратной зависимости от плотности материала наносов. Наносы с твердостью выше, чем твердость размываемого материала, вызывают коррозию ложа потока. Влияние коррозии намного превышает защитный эффект донных наносов, в

связи с чем крупный песок и мелкая галька уже при концентрации 1 г/л в пять раз увеличивают скорость размыва по сравнению с контролем (поток без наносов). Это дает основание полагать, что крупнопесчаные фракции наносов способствуют транспорту взвешенных наносов, а при скорости потока меньше пороговой величины они являются причиной срыва частиц пылеватой и илистой фракций и вовлечения их в транспорт.

Взвешенные наносы оказывают еще большее влияние на размыв связных грунтов, чем донные. В результате кольматации межагрегатных пор они превращают грунты с точечно-контактными связями в монолитные, что намного увеличивает пороговую величину скорости. Коэффициент эродимости грунтов с точечно-контактными связями после кольматации межагрегатных пор снижается в сотни раз.

ЛИТЕРАТУРА

Звонков В.В. Водная и ветровая эрозия земли. М.: изд-во АН СССР, М., 1963.

Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Вероятностная модель размыва почв и связных грунтов. // Почвоведение, 2000, №2.

Литвин Л.Ф. Эрозионно-аккумулятивные процессы в микроруслах на склонах // Геоморфология, 1981, №2.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР, 1955.

Мирицхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. М.: Колос, 1967.

Мирицхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: Колос, 1970.

Прогнозирование и предупреждение эрозии почв при орошении. М.: изд-во МГУ, 1992.

Einstein Y., Chen N. The effects of heavy sediment concentration near bed on velocity and sediment distribution. Rep. 8. Univ. of Calif. Berclly. 1955.

Fortier S., Scobey F.G. Permissible canal velocities // Trans. ASAE, paper 1588. Lancaster. 1926.

Foster G.R., Meyer L.D. A closed form soil erosion equation for upland areas // Sedimentstion. Colorado State Univ., Fort Collins. 1972.

Hairsine P.B., C.W. Rose. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles: 2. Rill flow // Water Resources research. Vol. 28. 1992.

Meier L.D., Monke E.J. Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow.//Trans. ASAE, 1965. Vol. 8.

Merten G.H., Nearing M.A., Borges A.L.O. Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills // Soil Sci. Soc. Am. J. 2001. Vol. 65.

Nearing M.A., Foster G.R., Lane L.G., Fincler S.C. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology // Trans. ASAE. 1989. Vol. 32.

Nearing M.A. A probabilistic model of soil detachment by shallow turbulent flow // Trans. ASAE. 1991. Vol. 34.

Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина

ПОЧВЕННО-ЭРОЗИОННАЯ МИГРАЦИЯ БИОГЕНОВ И ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Процесс эрозии почв следует рассматривать как единый комплекс процессов разрушения почвенного покрова, транспорта (перемещения) склоновых наносов и их переотложения при поверхностном стекании воды на склонах. В геохимическом отношении это – процесс миграции и перераспределения минеральных и химических веществ в ландшафтах и в системе суша-океан. На хозяйственно освоенных территориях эрозия почв наиболее мощный из экзогенных механизмов миграции веществ на земной поверхности – масса минерального субстрата ежегодно удаляемого с пахотных склонов России составляет около 560 млн тонн (Литвин, 2002), а с пашни США – около 3-3,5 млрд. тонн (Thompson, Troeh, 1978).

О глобальном эффекте почвенно-эрозионной миграции веществ можно судить по стоку наносов крупных рек, в котором на хозяйственно освоенных равнинах склоновые наносы преобладают. С речным стоком (объемом около 45 тыс. км³) в моря, океаны и в области внутреннего стока ежегодно поступает 17 млрд. тонн минеральных частиц и 3,5 млрд. тонн растворенных веществ (Маккавеев, 1982). Между тем в крупные равнинные реки попадает не более 10% общей массы минерального субстрата почв, перемещаемого процессами эрозии, а о главенстве природно-антропогенной эрозии в формировании бассейновой составляющей речного стока наносов свидетельствуют 5-8 -кратное увеличение модулей стока наносов с хозяйственно освоенных равнинных речных водосборов (Дедков, Мозжерин, 1984). Более сложно оценить долю почвенно-эрозионной составляющей речного стока растворенных веществ. Часть из них доставляется в водоемы непосредственно склоновыми водами, куда растворенные вещества поступают с атмосферными осадками и «выщелачиваясь» из почвы. Другая переходит в раствор из почвенного субстрата после его поступления в водоемы.

Для оценки современного экологического состояния ландшафтов и поверхностных вод наибольший интерес представляют два следствия почвенно-эрозионной миграции вещества: 1) вынос с пахотных склонов питательных веществ, прежде всего биогенов (азота, фосфора и калия – НРК), содержащихся в почве и вносимых удобрениях, обуславливающий снижение плодородия пахотных земель; 2) снижение потребительских качеств и загрязнение водных ресурсов привнесенными со склонов минеральными и химическими веществами, в том числе токсичными и радиоактивными. Снижение плодородия смытых почв, достаточно очевидное само по себе, подтверждено многочисленными опытами. Однако современная урожайность лишь в малой степени опирается на естественное плодородие. Так, мировое производство зерна в последние десятилетия удвоилось за счет интенсификации отрасли (Скоропанов, 1989), т.е. главным образом за счет внесения высоких доз удобрений, применения пестицидов и т.п. Значитель-

ная доля вносимых удобрений сносится со склонов вместе с продуктами эрозии. Но, главное, массовое использование удобрений и химикатов многократно обостряет вторую проблему, важность которой и стала осознаваться по мере «химизации» сельского хозяйства. Некоторые из привносимых в почву веществ являются высокотоксичными (тяжелые металлы, пестициды, радионуклиды). Их почвенно-эрозионная миграция ухудшает экологическое состояние обширных территорий и эрозионно-русловых систем далеко за пределами первичных очагов загрязнения. Биогены, сносимые со склонов вместе с минеральным субстратом, способствуют евтрофированию водоемов и снижают потребительские качества водных ресурсов. Конечно, азот, фосфор и калий поступают в поверхностные воды из многих источников, в том числе с промышленными и бытовыми стоками. Однако основная доля от общей суммы поступлений в водоемы фосфора, например, приходится на сельскохозяйственные источники (Гудзон, 1974; Разгулин, 1991). При этом модули годового стока фосфора с хозяйственно освоенных территорий в 10-15 раз превышают этот показатель для лесных земель (Разгулин, 1991). Но и высокие концентрации в поверхностном стоке минеральных частиц, хотя бы и нейтральных по токсичности, снижают качество вод, вызывают дополнительные затраты на их очистку, ремонт и восстановление ирригационных сетей, а в долговременном плане способствуют заилению и деградации рек.

Эмпирические и методические основы оценки миграции биогенов

База фактических данных для оценки почвенно-эрозионной миграции биогенов гораздо уже и менее надежна, чем база расчетов химического стока рек или интенсивности смыва со склонов минерального субстрата. На качественном уровне можно отметить, что в результате эрозии из пахотного слоя почв выносятся как валовые, так и подвижные формы биогенов. Валовые формы транспортируются со смываемой почвой, а подвижные также и стоком талых и дождевых вод. Минеральный азот выносится главным образом поверхностными водами, а фосфор, наиболее прочно связанный с почвенным субстратом, переносится в основном с мелкоземом. Содержание калия в почвах значительно выше содержания азота и фосфора; поэтому и потери его с продуктами эрозии, как правило, выше. Наибольшие потери биогенов наблюдаются на зяби и пропашных культурах, меньше на полях, занятых культурами сплошного сева, однолетними и многолетними травами.

Недостаточная длительность рядов наблюдений, отсутствие единой методики и разнообразие условий опытов не дают возможности определить норму выноса биогенов хотя бы в целом для какой-либо природной зоны. С уверенностью можно лишь отметить, что интенсивность выноса валовых форм и, в большинстве случаев, подвижных форм NPK пропорциональны интенсивности смыва минерального субстрата, а вынос подвижных форм со стоком наносов на порядок величины превышает вынос в растворе. Послед-

нее не всегда относится к калию (Жилко, Жукова и др., 1999), что связано, вероятно, с его большей растворимостью или высокими дозами внесения калийных удобрений, например, под картофель (табл. 1).

Поскольку вынос биогенов со склонов в растворенном виде составляет около 1% от выноса валовых форм, то при макромасштабных оценках общего геохимического эффекта почвенно-эрозионной миграции биогенов этим источником можно пренебречь – как величиной меньшей погрешности расчетов. В экологическом отношении (снижении урожая, евтрофировании) важно оценить миграцию именно подвижных форм. Их содержание в наносах, как и доля растворенных веществ, зависит от множества факторов: интенсивности эрозии, возделываемой культуры, количества удобрений, сезона года и т.д. (табл. 1). В зависимости от этих факторов соотношение выноса общих форм биогенов с наносами и в растворенном виде варьирует в чрезвычайно широком диапазоне. Так, на юге зоны дерново-подзолистых почв Нечерноземья это соотношение составляло от 1:11 при слабом смыве на многолетних травах до 86:1 при интенсивном смыве с озимых (Ажигиров и др., 1987). В Западной Подолии при снеготаянии ионный сток со склонов составлял 1/13 часть стока минерального субстрата под озимыми и 1/284 на зяби, а на малых реках при дождевых паводках это соотношение изменялось от 14:1 до 1:200.

Концентрация ионов в летние паводки была в 1,8-3,1 раза выше половодной (Ковальчук, 1983). При таком разнообразии соотношений различных видов миграции подвижных форм биогенов задача ее точной количественной оценки представляется не решаемой без использования моделей эрозии, описывающих каждый единичный эпизод стока (типа модели WEPP). Действующие компьютерные модели эрозии позволяют дифференцированно рассчитать смыв при талой и ливневой эрозии для основных культур и агрофонов. Но в этом случае слабая эмпирическая база данных не позволяет существенно увеличить точность расчета выноса подвижных форм биогенов. Однако, учитывая незначительность общего выноса биогенов при мало интенсивном смыве, т.е. условие когда соотношение сдвинуто в сторону преобладания растворенных веществ, для приближенных оценок представляется допустимым использовать величины соотношений, характерные при среднемноголетних интенсивностях смыва для севооборота в целом. Многолетние опыты на склонах с дерново-подзолистыми почвами в Белоруссии свидетельствуют о примерном равенстве соотношения выноса биогенов и субстрата при снеготаянии и ливневой эрозии (Жилко, Жукова и др., 1999).

Для оценок общей миграции можно использовать соотношения валовых и подвижных форм биогенов в наносах. При этом возникает проблема оценки соотношения валовых форм биогенов в почве и наносах, связанная с существованием селективного (выборочного по механическому составу) и тотального смыва.

Анализ высказываемых мнений и фактического материала позволяет сделать вывод, что в пределах отдельного склона при талой эрозии тотальный смыв главенствует (Литвин, 2002; Ажигиров и др., 1987).

По данным И.П. Ковальчука (1983) тотальный смыв при талой эрозии более чем на порядок интенсивнее селективного. Вероятно, селективная эрозия на склонах оказывает заметный эффект при сложном микро- и макро-рельефе склона или густом растительном покрове. Сложнее обстоит дело с ливневой эрозией, когда почва смывается не только в микроруслах, но и с межручейковых пространств, где скорости пластовых потоков недостаточны для перемещения крупных частиц. Межручейковый смыв преобладает над микрорусловым только на склонах короче 10 м (Киркби, 1984). Полевые наблюдения также свидетельствуют, что при интенсивных ливнях, обеспечивающих до 80% среднемноголетнего ливневого смыва, тотальный смыв резко преобладает – потоки транспортируют в основном почвенные агрегаты и целые глыбы почвы. Конечно, в нижних частях вогнутых склонов и тем более в верхних звеньях гидрографической сети активно проявляется селективная аккумуляция наносов, но это уже проблема оценки внесклонового стока. Во всяком случае эмпирические данные свидетельствуют о примерно равном содержании биогенов в почвах и склоновых наносах (Жилко, Жукова и др., 1999; Рындич, Явтушенко, 1987; Бойченко и др., 1985).

Таким образом, в настоящее время территориальная оценка миграции биогенов может быть основана лишь на фактических данных о содержании их валовых и подвижных форм в основных пахотных почвах регионов и территориальном распределении интенсивности смыва с пашни минерального субстрата. Благодаря почвенным обследованиям территориальное распределение биогенов на пашне довольно подробно освещено в справочной и научной литературе. Содержание биогенов в значительной мере зависит от гумусированности и механического состава почв, что позволяет использовать для территориальных оценок почвенные карты, отражающие распределение генетических типов почв, их гранулометрический состав. Так, среднее содержание валового фосфора в дерново-подзолистых и светло-серых лесных почвах составляет 0,05-0,16%, в серых лесных – 0,10-0,20%, темно-серых лесных – 0,12-0,28%, черноземах оподзоленных, выщелоченных, типичных и обыкновенных – 0,17-0,35%, южных – 0,14-0,19%, в каштановых почвах 0,03-0,16%. В то же время содержание подвижных форм биогенов, особенно азота, сильно варьирует в зависимости от состава материнских пород, сезона, количества вносимых удобрений. Так, на одном из экспериментальных водосборов Боровской учебно-научной станции площадью в несколько гектаров (Ажигиров и др., 1987) коэффициенты вариации содержания подвижного фосфора составляли 56, а калия – 51%.

Интенсивность земельной эрозии оценивалась нами по карте «Эрозионноопасные земли России» масштаба 1:1500000 (Литвин, 2002) и данным о распределении эрозии в геоморфологических районах и элементарных эрозионных ареалах. Основными принципами составления карты были: а) выделение элементарных эрозионных ареалов путем картографического сложения (суперпозиции) карт главных параметров факторов эрозии (эрозионного потенциала рельефа, эродированности почв и т.д.); б) интенсивность смыва минерального субстрата почв, рассчитанная по модернизи-

Таблица 1. Вынос минерального субстрата, подвижных форм фосфора и калия с пахотных склонов при снеготаянии (по данным полевых экспериментов).

Авторы	агрофон, в скобках – число лет наблюдений	смыв, т/га	слой стока, мм	с твердым стоком		с жидким стоком	
				Р	К	Р	К
				кг/га в год			
Дерново-подзолистые почвы							
Жилко В.В., Жукова И.И. и др., 1999	зябь (10)	8,5	15,6	2,5	1,5	0,2	1,0
	озимые (3)	1,6-5,1	16,1	1,0	0,6	0,2	0,5
	многолетние травы (7)	0,1-1	12,4	0,2	0,3	0,1	1,2
	<i>ливневой сток</i>						
	пропашные (5)	11,4	6,3	5,7	3,3	0,1	1,1
	яровые (5)	2,6	4,2	0,8	0,4	0,1	0,1
озимые (3)	0,3	3,4	0,2	0,2	<0,1	0,8	
многолетние травы (3)	-	2,0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
Гусаров В.В., Карандашева Г.Г., 1987	озимые (3)	0,5-1,1	57,2	0,33	0,21	2,1	6,5
	картофель (3)	1,1-7,3	85,3	5,1	2,36	8,9	22,5
Ажигиров А.А. и др. (1987)	зябь (2)	3,2	114	-	-	0,25	4,6
	озимые(2)	0,4	91	-	-	0,41	19,5
	стерня (2)	0,3	62	-	-	0,54	9,6
	мн. травы (2)	0,01	130	-	-	0,27	2,5
Назаров Г.В, Кузнецов В.К., 1984	мн. травы	0,1	нет дан-ных	0,14	-	-	-
	зябь	8	нет дан-ных	4,8	-	-	-
	озимые	0,8	нет дан-ных	1,3	-	-	-
Явтушенко В.Е., 1983	озимые (2)	-	-	-	-	0,008	0,03
Гордеев А.М., Пуриков Л.Н., Явтушенко В.Е., 1977	озимые без удобрений (2)	0,8-3	нет дан-ных	5,2*	46,3*	-	-
	озимые с удобрениями (2)	0,5-1	нет дан-ных	1,8*	16,7*	-	-
серые лесные почвы							
Брауде И.Д., 1983	полевой севооборот (11)	5,4	12	0,7 11*	1,3 127*	0,2	5,4
Ломакин М.М., 1975	зябь (3)	-	14,6	-	-	0,087	0,18
черноземные почвы							
Гусаров В.В., 1987	зябь (3)	3,9	-	0,58	0,61	-	-
Медведев И.Ф., 1981	полевой севооборот (3)	3-6	20-30	4-5	8-10	0,12- 0,19	0,26- 0,39
Рожков А.Г., Еремина Р.Ф. и др., 1984	зябь (5)	-	40,2	-	-	0,22	1,47
Тютков А.П., Старостин Е.Г., 1987	зябь	-	-	47*	67*	-	-
Шабаев А.И., Демьянова Т.В., 1981	зябь	5,3	12,4	-	-	0,09	0,32

Примечание: *) – общие потери биогенов

рованным и адаптированным к условиям Северной Евразии моделям USLE и ГГИ (Ларионов, 1993) применительно к системам земледелия и структурам посевных площадей периода 1985-1995 гг. Точечно-статистический метод измерения морфометрических параметров склонов (70-80 тысяч измерений) обеспечивал оценку вариабельности эрозии в пределах любых территориальных единиц. Критерии смываемости основных типов почв рассчитаны по нескольким тысячам точек. Таким образом, карта впервые предоставляет возможность количественно оценить смыв минерального субстрата и вынос со склонов питательных веществ на основе единой методики количественной территориальной оценки эрозии. Проверка адекватности таких оценок полевыми измерениями показала приемлемость результатов моделирования – для черноземов Европейской части РФ ошибки не превышали 3-60%. В то же время, возможно, имеет место некоторое (порядка 20-25%) завышение смываемости дерново-подзолистых почв (Литвин, 2002).

Общая масса ежегодно смываемого с пахотных земель России минерального субстрата почв составляет 566,2 млн. тонн (табл. 2), что более чем в два раза превышает массу взвешенных речных наносов европейского континента (Алексеевский, 1998). Со склоновым стоком выносятся 26,3 млн. тонн гумуса и 14,5 млн. тонн NPK – количество, сопоставимое с общей массой воднорастворимых форм NPK (около 5,2 млн. тонн), содержащихся в ежегодно вносимых минеральных (1,5 млн. тонн) и органических (112 млн. тонн) удобрениях (Государственный доклад..., 1996).

Абсолютные потери гумуса черноземов с высоким его содержанием значительно больше, чем почв дерново-подзолистого ряда. Так, в ЦЧО России среднегодовые потери гумуса со стоком воды и наносов составляют 85 кг/га, а в многоводные годы возрастают до 130-340 кг/га. Даже в Нечерноземной зоне России при отвальной вспашке теряется ежегодно с 1 га в среднем от 30 до 227 кг гумуса (Подгорный, Бутенко, 1991; Каштанов, Явтушенко, 1997). По нашим расчетам с 1 га пашни России в среднем за год в результате эрозии с мелкоземом выносятся 199 кг гумуса, 11 – азота, 8,3 – фосфора и 89 калия (табл. 2). Дифференциация интенсивности сноса биогенов со склонов по природным зонам оказалась весьма небольшой и явно не соответствующей различиям в их содержании в зональных почвах. Объяснение этому видится во влиянии на почвенно-эрозионную миграцию азональных факторов и, прежде всего, выборочности земледельческого использования рельефа. Северо- и среднетаежная зоны относятся к территориям избыточного увлажнения, где наиболее плоские пространства водоразделов часто заболочены и не могут в настоящее время использоваться под пашню. Кроме того, сам ледниковый рельеф наиболее земледельчески освоенных частей этих зон (на востоке и в центре Нечерноземья) отличается высоким эрозионным потенциалом. В Западной Сибири эта дифференциация более сглажена за счет плоского рельефа лесной зоны низменности.

При анализе общего выноса биогенов контрасты между зонами усиливаются – европейские степь и лесостепь теряют биогенов в 3,2, а сибирские в 4,6 раза больше, чем соответствующие таежные зоны (табл. 2). В

данном случае сказывается не только, богатство одних и бедность других зональных почв тем или иным элементом, но и различная сельскохозяйственная освоенность – большая часть пашни сосредоточена именно в степной и лесостепной зонах.

Таблица 2. Эрозионные потери почвы, гумуса и элементов питания на пахотных землях ландшафтных зон России

Регион, зона	Масса смытой почвы, Тys. т	Вынос гумуса и валовых форм элементов питания							
		Интенсивность, кг/га				Масса, тыс. т			
		Гумус	N	P	K	Гумус	N	P	K
Европейская часть	436137	198	11,7	8,7	96,2	18674	1100	823	9056
Лесная, в том числе	140089	162	11,7	10,2	129,5	3379	246	213	2707
Северо-и среднетаежная	15141	156	10,3	9,2	139,1	303	20	18	270
Южнотаежная	124948	162	11,9	10,3	128,5	3076	226	195	2437
Лесостепная	148772	215	12,3	8,3	94,0	6948	394	268	3039
Степная	147276	204	11,2	8,4	81,0	8347	460	342	3310
Сибирь	130833	202	9,3	7,1	72,3	7692	356	271	2757
Лесная	28407	208	12,7	8,5	103,0	1223	75	48	572
Лесостепная	53092	216	9,4	6,9	66,6	3812	165	122	1175
Степная	49334	178	7,8	6,6	67,7	2657	116	98	1010
Россия	566970	199	10,9	8,3	89,3	26366	1456	1094	11800

Существенность и зональная дифференциация массы биогенов, удаляемой со склонов в процессе эрозии, требует применения почвоохраняющих мер, планирование и финансирование которых осуществляется в разрезе административных единиц. В связи с этим, а также для выявления региональных особенностей миграции биогенов, целесообразно проследить ее изменение в крупных экономических регионах (табл. 3). Если иметь в виду, что современная урожайность обеспечивается в основном удобрениями и не вся внесенная масса NPK отчуждается с урожаем, можно утверждать, что именно почвенно-эрозионные процессы обуславливают отрицательный баланс биогенов в пахотных почвах. В первую очередь это относится к гумусу, поскольку большая часть ЕТР и Сибири уже дефицитна по гумусу, а его положительный баланс отмечается только в Северо-Западном экономическом регионе (Государственный доклад..., 1996), где интенсивность смыва почв меньше, чем в среднем для зоны дерново-подзолистых почв.

Расчеты показывают, что интенсивность выноса подвижных форм фосфора и калия, т.е. форм участвующих в формировании сегодняшнего урожая, сравнительно невелика, как в отдельных регионах, так и на пашне России в целом. К этим потерям следует добавить и потери фосфора и калия с жидким стоком, но они, как правило, в десятки раз ниже, чем вынос с мелкоземом (табл. 1). Тем не менее, ежегодные потери в целом по России (52,7 тысячи тонн фосфора и 67,9 тыс. тонн калия) в стоимостном выражении достаточно чувствительны, учитывая высокую современную цену удобрений. Кроме того, при оценке этих потерь необходимо учитывать крайнюю ва-

риабельность интенсивности смыва, а, следовательно, и потерь биогенов: на активно эродируемых склонах она может быть на порядок выше, чем в среднем для огромной территории региона.

Эрозия – это главный процесс, ведущий к истощению почвенного покрова на обрабатываемых землях. Почвы теряют плодородие в связи с выносом органического вещества, минеральных элементов питания растений со стоком воды и наносов, ухудшением физико-химических и водно-физических свойств почв, возрастающих по мере усиления процессов смыва. Заметнее всего в эродированных почвах падает содержание гумуса. Расчеты показали, что ежегодные эрозионные потери гумуса с пахотных земель России могут колебаться в пределах 70-390 кг/га, а общий вынос органического вещества превышает 26 млн. т (табл. 3).

Колоссальных масштабов достигают почвенно-эрозионные потери минеральных элементов питания почв. На территории ЦЧО среднегодовые эрозионные потери валовых форм азота, фосфора и калия с жидким и твердым стоком составляют соответственно 8,7, 4,5 и 50 кг/га, возрастая в многогодные годы до 13-26, 7-15 и 77-170 кг/га (Подгорный, Бутенко, 1991). По данным А.Н. Каштанова и В.Е. Явтушенко (1997), с 1 га пашни выносятся в нечерноземной зоне 3-21 кг азота, 2-9 кг фосфора, 24-88 кг калия, а в черноземной зоне, соответственно 7-19 кг, 4-10 кг и 44-109 кг. Данные наших расчетов по ЕТР вполне сопоставимы с приведенными выше литературными источниками. В близких к этим пределам изменяется и среднегодовой вынос валовых форм по всей пашне России: N и P – 7-12 кг/га, K – 65-147 кг/га. Региональная дифференциация интенсивности почвенно-эрозионного выноса как валовых, так и подвижных форм фосфора и калия в большей степени зависит от общей интенсивности эрозии, чем от их концентрации в почвах. Малая интенсивность выноса характерна для Центрально-черноземного и Поволжского регионов с преобладанием пахотных черноземов; минимальна она в Западной Сибири – регионе, где активная эрозия проявляется лишь на крайнем юго-востоке (табл. 3). Что касается дифференциации суммарных потерь, то здесь для территорий экономических регионов, в первую очередь, сказываются различия в площадях обрабатываемых земель, и наиболее благополучными выглядят такие трудно сопоставимые по агроландшафтным условиям регионы как Центрально-черноземный, Западно-Сибирский и Дальневосточный. Максимальные потери фосфора и калия характерны для Северо-Кавказского региона, где сочетаются высокие интенсивности смыва с высоким содержанием в почвах NPK и гумуса.

Опасность почвенно-эрозионного загрязнения поверхностных вод

Эрозионно-склоновые геосистемы – это верхнее звено каскадной эрозионно-руслевой системы, являющееся основным источником воды и наносов для нижних звеньев. Оценка влияния почвенно-эрозионной составляющей миграции биогенов на загрязнение водных ресурсов должна учитывать особенности транспорта склоновых наносов на пастбищных и залесенных склонах, парагенетически связанных с пахотными землями, и, главное,

Таблица 3. Эрозионные потери биогенов со стоком склоновых наносов на пахотных землях.

Экономические регионы	Интенсивность смыва с пашни, т/га/год	Масса смытой почвы, тыс. тонн в год	Содержание в наносах биогенов, (в числителе – тыс. тонн, в знаменателе- кг/га/год)					
			валовые			подвижные		
			гумус	N	P	K	P	K
Северный	6,3	8207,0	<u>164,14</u>	<u>10,7</u>	<u>9,8</u>	<u>147,7</u>	<u>0,9</u>	<u>1,1</u>
			125,9	8,2	7,5	113,6	0,68	0,76
Северо-западный	4,6	8447,1	<u>169,0</u>	<u>11,8</u>	<u>11,0</u>	<u>152,0</u>	<u>1,1</u>	<u>1,2</u>
			91,4	6,3	6,0	82,0	0,60	0,65
Волго-Вятский	8,4	63472,2	<u>1777,2</u>	<u>120,6</u>	<u>95,2</u>	<u>1206,0</u>	<u>6,5</u>	<u>7,7</u>
			235,2	16,0	12,6	159,6	0,86	1,0
Центральный	5,0	73486,9	<u>1984,1</u>	<u>132,3</u>	<u>110,2</u>	<u>1396,3</u>	<u>7,6</u>	<u>7,7</u>
			134,8	9,0	7,5	95,0	0,51	0,52
Центрально-черноземный	3,1	33874,6	<u>2405,0</u>	<u>115,2</u>	<u>67,7</u>	<u>745,2</u>	<u>3,0</u>	<u>3,7</u>
			220,2	10,5	6,2	68,2	0,28	0,34
Поволжский	2,5	62588,3	<u>3004,3</u>	<u>181,5</u>	<u>112,7</u>	<u>1314,4</u>	<u>5,6</u>	<u>7,5</u>
			120,7	7,3	4,5	53,0	0,23	0,30
Северо-Кавказский	6,5	105938,9	<u>6144,5</u>	<u>339,0</u>	<u>264,8</u>	<u>2436,6</u>	<u>7,8</u>	<u>12,0</u>
			376,9	20,8	16,8	149,5	0,48	0,73
Уральский	4,0	89012,8	<u>4895,7</u>	<u>267,0</u>	<u>186,9</u>	<u>1958,3</u>	<u>6,2</u>	<u>10,4</u>
			220,0	12,0	8,4	88,0	0,27	0,47
Западно-Сибирский	1,3	26355,0	<u>1408,6</u>	<u>65,0</u>	<u>60,6</u>	<u>553,5</u>	<u>3,1</u>	<u>3,6</u>
			69,5	3,2	3,0	27,3	0,16	0,18
Восточно-Сибирский	8,1	77926,1	<u>3762,1</u>	<u>163,6</u>	<u>148,0</u>	<u>1558,5</u>	<u>8,9</u>	<u>10,7</u>
			391,0	17,0	15,4	162,0	0,93	1,12
Дальне-восточный ¹⁾	6,0	16931,3	<u>638,4</u>	<u>47,4</u>	<u>25,4</u>	<u>338,6</u>	<u>2,0</u>	<u>2,3</u>
			226,2	16,8	9,0	120,0	0,70	0,81
Россия	4,3	566240,2	<u>26353,1</u>	<u>1454,1</u>	<u>1092,3</u>	<u>11807,1</u>	<u>52,7</u>	<u>67,9</u>
			199,1	11,0	8,3	89,7	0,39	0,51

Примечания: 1)-В Дальневосточном регионе учтена пашня Амурской области, Хабаровского и Приморского края

трансформацию стока наносов в нижних звеньях эрозионно-русловых геосистем (в суходольной сети и реках). Как известно, большая часть продуктов эрозии перерабатывается на нижних нераспаханных участках склонов, на днищах ложбин и балок, в поймах малых рек. Интенсивность аккумуляции в целом зависит от большого ряда трудно оцениваемых факторов: взаиморасположения различных угодий, густоты расчленения местности, территориальной структуры ландшафтов водосборов. По данным многолетних измерений в Западной Подолии (Ковальчук, 1995) средние коэффициенты выноса наносов за пределы склонов варьировали от 18 до 24% от смыва, а на полностью распаханных лощинных водосборах составляли 44-54% при талом стоке и 38-51% при ливневом. Аккумуляция в 50-70% от массы склоновых наносов уже в пределах суходольной сети характерна и для других регионов. Считается, что на равнинных территориях в реки попадает в среднем не более 10-20% от общего объема склоновых наносов (Дедков, Мозжерин, 1984; Маккавеев, 1955). В США разработаны модели эрозии почв и почвенно-эрозионной миграции химических веществ и наносов, которые освещают сток воды, транспорт и аккумуляцию наносов в пределах склонов и малых (площадью до 400 га) полевых водосборов – модели CREAMS и WEPP (Лэйн, Ренард и др., 1997). Однако первичные исходные данные для макромасштабных оценок по этим моделям получить в настоящее время невозможно.

Редукция стока наносов в более крупных водотоках и реках оценивается так называемыми «коэффициентами поступления наносов» (K_n). Общий вид зависимости K_n от площади бассейна водотока и величина показателя степени в формуле:

$$K_n = aF^{-0.2} \quad (1)$$

оказались близкими для таких географически отдаленных районов как кукурузный пояс США и ЕТР, но величина коэффициента “ a ” регионально изменчива. Его средняя величина для территории бассейнов Днестра и Волги составляет 0,25, для водосборов Днестра и Дона – 0,75 (Сидорчук, 1995). Эти зависимости и могут быть использованы для оценок изменения массы мигрантов-биогенов внутри эрозионно-русловых систем.

В качестве индикатора миграции загрязняющих веществ прочно сорбируемых почвой может служить почвенный фосфор, которому также принадлежит ведущая роль в евтрофировании водоемов (Кудеярова, 1993). Его дефицит в воде в наибольшей степени ограничивает развитие водорослей. Имеются сведения о прямо пропорциональной зависимости плотности бактерий в водоемах от содержания в воде фосфора (Парфенова, Илялетдинов и др., 1993). Территориальное распределение фосфора в почвах и его геохимические свойства детально изучены агрохимиками. Считается, что с поверхностным стоком с сельскохозяйственных угодий в реки и водоемы привносится преобладающая часть общих поступлений фосфора – до 60-90% (Кудеярова, 1993; Кузнецов, 1982; Хрисанов, Осипов, 1993).

Для оценки миграции фосфора в крупных эрозионно-русловых системах России были использованы карты "Эрозионноопасные земли России", «Почвы СССР», данные почвенных и агрохимических обследований территориального распределения и содержания фосфора в пахотных почвах (Литвин, Кирюхина, 1995). Количество валового фосфора, вовлекаемое в поверхностный сток с продуктами эрозии, определялось на основе среднего содержания его в пахотном слое генетических типов почв, составляющих основной фонд пашни конкретного региона. Оценка загрязнения была проведена для 294 бассейнов средних и крупных рек, входящих в земледельческую зону.

Опасность загрязнения помимо токсичности загрязняющего вещества определяется его концентрацией. Для оценки ее первичной величины по фосфору, т.е. его концентрации в русловых потоках у подножья склона использовался показатель

$$УК_{\phi} = 10 * A * S * P / H; \quad (2);$$

где $УК_{\phi}$ – условная концентрация валового фосфора, мг/л; A – интенсивность смыва на пашне, т/га; S – доля пашни на водосборе, %; P – содержание валового фосфора в пахотном слое, %; H – среднегодовое количество поверхностного стока воды (мм), который определялся по карте "Среднегодовое количество поверхностного стока рек" (Инструкция, 1982). Следует отметить, что поверхностный склоновый сток составляет лишь часть поверхностного речного стока. Последний включает в себя также внутриводосборные воды и верховодку, доля которых от общей величины поверхностного в ландшафтных зонах неодинакова (Коронкевич, 1990), что затрудняет прямой расчет выноса биогенов на основе измерений на стоковых площадках.

Зональные изменения слоя речного стока, ландшафтные условия, а также степень и виды сельскохозяйственного использования земель обуславливают главные особенности территориального распределения загрязнения поверхностных вод почвенно-эрозионным фосфором (табл. 4). В Европейской части России, где большинство из перечисленных факторов, включая типы хозяйственного освоения, имеют ярко выраженную широтную зональность, аналогичной тенденцией, с заметным азональным влиянием геоморфологического фактора, характеризуется и распределение $УК_{\phi}$. Поверхностные воды, формирующиеся на водосборах лесостепной и степной зон, отличаются наиболее высокими значениями $УК_{\phi}$, а водоемы и русла рек – большей опасностью евтрофирования и зарастания. Это обусловлено, главным образом, высокой степенью распаханности и более низкими величинами среднегодового слоя стока воды по сравнению с лесной зоной. На расчлененных возвышенностях всех зон опасность загрязнения водоемов возрастает, так как здесь увеличивается интенсивность выноса фосфора со склонов. На самом деле контраст между поступлением фосфора со склонов в водоемы возвышенностей и плоских низменностей должен быть еще более ярким, поскольку на возвышенностях относительно большая часть склоновых наносов доставляется в реки, а их транспортирующая способ-

ность выше. Основным фактором зональной дифференциации поступления фосфора в водоемы являются слой речного стока и модуль стока склоновых наносов, в свою очередь зависящий, прежде всего, от доли обрабатываемых земель в общей площади. На ЕТР оба эти фактора увеличивают относительное и абсолютное поступление фосфора с севера на юг, вплоть до зоны полупустынь.

Таблица 4. Зональные характеристики поступления валовых форм фосфора в поверхностные воды.

Зона, рельеф	Число водосборов	Интенсивность смыва на пашне, т/га*год	Модуль стока склоновых наносов, т/га*год	Годовой слой стока воды, мм	$УК_{\phi}$, мг/л
Лесная	86	6,7	2,4	225	1,4
Равнинный	73	6,4	2,1	228	1,1
Возвышенный	13	8,8	4,8	202	3,2
Лесостепная	37	4,6	3,2	150	4,1
Равнинный	21	3,4	1,8	166	2,3
Возвышенный	16	6,2	5,0	126	6,6
Степная	33	3,6	3,0	57	10,2
Равнинный	24	2,2	1,8	50	8,2
Возвышенный	9	6,5	5,6	72	13,0

Зональные характеристики могут быть использованы для оценки потенциального загрязнения фосфором малых и отчасти средних рек. Оценка же его миграции для крупных рек должна быть индивидуальна, поскольку такие эрозионно-руслонные системы отличаются контрастностью внутреннего распределения интенсивности процессов эрозии почв, геохимических характеристик почвенного покрова, а часто и сельскохозяйственного освоения. Обобщенные характеристики интенсивности эрозии и поступления почвенного фосфора в поверхностные воды крупных бассейнов представлены в таблице 5. Основные факторы интенсивности поступления фосфора те же, что и в зональных реках, однако, для рек севера ЕТР и особенно юга Восточной Сибири степень сельскохозяйственной освоенности выдвигается на первое место.

Минимально влияние эрозии на загрязнение вод фосфором в бассейнах северных рек. Исключение составляют отдельные наиболее освоенные водосборы, как правило, расположенные на возвышенностях. Высокий слой стока, а также обедненность почв фосфором, обуславливают очень низкую $УК_{\phi}$. На равнинной территории в бассейнах Северной и

Западной Двины и рек, впадающих в Финский залив, озера Ильмень и Ладожское, модуль смыва составляет 0,2-1,9 т/га/год, а УКФ не превышает 1 мг/л. Несколько большая величина $УК_{\phi}$ отмечается в бассейнах верхнего течения р. Ловати и ее притока Куньи (2,8 мг/л), что связано с увеличением распаханности до 50-60% и более расчлененным рельефом.

Таблица 5. Поступление почвенно-эрозионного фосфора в воды крупных бассейнов ЕТР и Сибири.

Бассейны рек, озер	Число водосборов	Интенсивность смыва на пашне, т/га*год	Модуль смыва, т/га*год	Годовой слой стока воды, мм	$УК_{\phi}$, мг/л
Финский залив	2	3,0	0,3	260	0,1
оз. Ладожское	6	3,3	0,2	287	0,1
оз. Ильмень	7	5,2	1,9	246	0,9
Западная Двина	9	5,0	1,5	233	0,7
Северная Двина	5	7,8	0,9	265	0,5
Днепр	9	6,3	4,2	158	3,6
Волга	85	6,4	2,8	196	2,0
Ока	17	6,7	3,8	166	3,6
Кама	10	8,2	3,8	192	2,6
Дон	34	4,0	3,4	85	6,6
Северский Донец	4	7,5	6,3	95	11,8
Азовское море	2	5,2	4,7	30	25,4
Кубань	5	8,1	4,7	220	4,0
Терек	2	13,5	10,3	99	22,0
Кума	4	10,9	9,1	68	30,0
Урал	4	1,9	1,2	72	2,7
Обь	39	2,6	1,0	126	1,9
Иргыш	12	0,4	0,1	40	0,5
Озера Барабинской и Кулундинской степей	6	0,6	0,4	15	3,4
Енисей	16	6,6	1,9	117	3,2
Лена	3	18,2	2,8	126	4,0
оз. Байкал	3	15,8	3,2	43	6,0
Амур	10	11,5	1,7	66	3,8

На ЕТР наиболее контрастен по условиям загрязнения фосфором бассейн Волги (даже без ее крупнейших притоков Камы и Оки). Среднемноголетняя величина интенсивности смыва в бассейне Волги составляет 6,4 т/га/год, модуль смыва 2,8 т/га в год, а $УК_{\phi}$ 2,0 мг/л. Но в пределах бассейна данные показатели значительно варьируют. Большая часть территории бассейна Волги расположена в лесной зоне. Интенсивность смыва на пашне в этой части бассейна на отдельных водосборах изменяется от 4 до 12 т/га/год, а модуль смыва от 0,2 до 6,1 т/га/год в год. $УК_{\phi}$ на низменных территориях изменяется от десятых долей до 2,5 мг/л, на возвышенных повышается до 3,4 мг/л. Наибольшая величина характерна для бассейна р. Вазузы – 5,2 мг/л. В пределах лесостепной части бассейна средняя интенсивность смыва изменяется от 3,7 т/га/год на равнинной территории до 6,7 т/га/год на возвышенностях, модуль смыва – от 1,9 до 5,1 т/га/год соответственно, а $УК_{\phi}$ – от 2,1 до 6,5 мг/л. Для степной части бассейна Волги характерна невысокая интенсивность смыва – 1,5 т/га/год на плоских равнинах и 3,9 т/га/год на возвышенностях. Модуль смыва составляет соответственно 1,2 и 3,3 т/га/год. Но годовой слой стока воды здесь значительно ниже, чем в лесной зоне, и $УК_{\phi}$ увеличивается до 2,6-7,5 мг/л. В пределах Прикаспийской низменности (зона полупустынь) эрозия практически отсутствует.

Зональные факторы, в том числе и зональные различия в хозяйственной освоенности, сказываются на внутренней дифференциации потенциального загрязнения поверхностных вод бассейнов Камы и Оки. Довольно высокая интенсивность смыва на пашне отмечена в бассейне р. Камы – 8,2 т/га/год. Пахотные земли здесь занимают менее 50% территории, поэтому модуль смыва снижается до 3,8 т/га/год. Средневзвешенная $УК_{\phi}$ в стоке воды составляет 2,6 мг/л. На отдельных водосборах она изменяется от 1,4 до 4,2 мг/л.

В бассейне р. Оки средняя интенсивность смыва на пашне составляет 6,7 т/га/год, но поскольку распаханность этой территории выше, чем в бассейне Камы, модуль смыва остается на том же уровне. Значительная часть бассейна расположена в лесостепной зоне, где годовой слой стока воды ниже, чем в лесной, а почвы более обогащены фосфором. Поэтому средневзвешенная величина $УК_{\phi}$ повышается до 3,6 мг/л. Наиболее высока она в водах бассейнов р. Упы, Мокши и верховьев Оки до г. Белева – 5,6-7 мг/л.

В бассейне Дона довольно отчетливо просматривается влияние как зональных, так и азональных факторов. Зональность обусловлена в основном снижением годового стока вод с севера на юг на фоне примерно одинаковой земледельческой освоенности территории – 80-90%. Средняя интенсивность смыва на пашне составляет 4,0, модуль смыва равен 3,4 т/га/год. На равнинной части в бассейнах р.р. Вороны, Медведицы, Битюга, Елани, Хопра и Иловли модуль смыва составляет 1,5-1,8 т/га/год, а $УК_{\phi}$ – 3,2 мг/л. На водосборах Среднерусской, Приволжской и Калачской возвышенностей со средним модулем смыва в 5,3-6,5 т/га/год $УК_{\phi}$ возрастает до 6-9 мг/л,

достигая в бассейнах Черной Калитвы, Быстрой и Северского Донца 10-19,5 мг/л.

Максимально загрязнение в бассейнах северокавказских рек Маныча и Калауса, Кумы, Терека, где достаточно высокий уровень интенсивности смыва (3,2-10,7 т/га/год) совпадает со снижением слоя речного стока. Последнее способствует увеличению $УК_{\phi}$ до 22,8 -44 мг/л. На этом фоне бросается в глаза низкая среднебассейновая $УК_{\phi}$ на Кубани (табл. 5), что объясняется, главным образом, высокими значениями слоя речного стока горных притоков, а также низкой интенсивностью эрозии на равнине.

В Западной Сибири территориальные различия по почвенно-эрозионному загрязнению вод фосфором менее контрастны, чем на Европейской части, что связано с невысокой интенсивностью эрозии и меньшей степенью распаханности. Пахотные земли расположены в основном в лесостепной и степной зонах в бассейнах Оби и Иртыша. На равнинной территории интенсивность смыва – менее 1 т/га/год, а $УК_{\phi}$ составляет десятые доли мг/л. На возвышенных территориях $УК_{\phi}$ повышается до 1,4-2,5 мг/л (бассейны притоков верхней Оби – Барнаулки, Касмалы, Ануя, Песчаной, Катунь, верхнего Чулыма, Томи). На пашнях Бийско-Чумышской возвышенности, предгорий Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа темпы смыва увеличиваются до 5-10 т/га, а $УК_{\phi}$ в водах рек до 5- 5,5мг/л. В бассейнах Иртыша и озер Барабинской и Кулундинской степей эрозия практически отсутствует (0,4-0,6т/га), соответственно, незначительна и $УК_{\phi}$.

В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке почвенно-эрозионное загрязнение фосфором оценивалось лишь для земледельчески освоенных районов верховьев крупнейших рек с крупноочаговым типом освоения. Для этих частей бассейнов $УК_{\phi}$ оказалась достаточно высокой. В освоенной части бассейна р. Амура интенсивность смыва изменяется от 7,5 до 15,8, модуль смыва от 1,5 до 4,2 т/га/год, а $УК_{\phi}$ – от 1,6 до 8,7 мг/л.

Фактическая концентрация растворенного фосфора в водах рек значительно ниже $УК_{\phi}$, так как последняя учитывает весь вынесенный со склонов (валовой) фосфор, да и речные воды, сильно «осветлены» по сравнению со склоновыми потоками. В речных потоках сельскохозяйственных водосборов концентрации минерального фосфора изменяются в диапазоне от 0,002 до 1,145 мг/л, а общего фосфора – от 0,007 до 3,2 мг/л (Савенко, Захарова, 1997). С другой стороны, показатель $УК_{\phi}$ не учитывает смыв удобрений, который составляет в среднем 1-5% от вносимой на поля массы (Кудеярова, 1993), а в случаях внесения по снежному покрову может достигать 80%. В промышленных регионах большая доля растворимого фосфора может поступать с селитебных территорий. Тем не менее, представляется, что $УК_{\phi}$ – позволяет давать приближенную но достоверную оценку регионов и эрозионно-русловых систем по опасности почвенно-эрозионного загрязнения вод.

Сами по себе величины концентрации фосфора в поверхностных водах не дают представления о значимости этого важного экологического фактора. Для оценки степени опасности почвенно-эрозионного загрязнения

водоемов фосфором необходимо определить "экологически пороговые" значения фактической концентрации и их влияние на евтрофирование. Установлено, что при содержании растворимого фосфора в воде до 0,01 мг/л водоросли не развиваются. «Цветение» вод может наблюдаться при содержании фосфора 0,01-0,025 мг/л. (Кудеярова, 1993), а оптимальный рост водорослей – при концентрациях 0,09-1,8 мг/л. Таким образом, за первое экологически пороговое значение (начало цветения воды) концентрации растворенного в воде фосфора можно принять концентрацию равную 0,01 мг/л. Пороговые значения расчетной $УК_{\phi}$ с учетом соотношения валовых и подвижных форм и коэффициентов поступления наносов должны быть гораздо более высокими – для средних и крупных рек не менее 1мг/л. В воде в растворенной форме находится приблизительно около 10% от валового фосфора (Леонов и др.,1996). Вторым (кризисным) порогом по $УК_{\phi}$ можно принять ее значение более 20 мг/л, что будет соответствовать превышению фактической концентрации в 0,2 мг/л. Исходя из этих положений на основе расчетов $УК_{\phi}$ в бассейнах средних рек на территории России было выделено 5 категорий земель по степени потенциальной опасности загрязнения вод почвенно-эрозионным фосфором (рис. 1).

Средненная по площади крупных бассейнов величина $УК_{\phi}$, в большинстве случаев не превышает нескольких мг/л (табл. 5), но для водосборов их притоков она может сильно превышать среднебассейновые, а ее территориальная вариабельность резко увеличивается (рис. 1). На ЕТР к средне опасным отнесены бассейны р. Вазузы, Упы, верховьев Оки (до г. Белева), Суры, Мокши и Сызранки (бассейн Волги), Вороны, Хопра, Чира, Иловли, Потулани, Тихой Сосны, Сала, Чардыма (бассейн Дона) и Сейма (бассейн Днепра), сильно опасным – бассейны рек Псела, Оскола, Северского Донца с Айдаром, Черной Калитвы, Богучара, Калитвы, Егорлыка (бассейн Дона), Терешки (приток Волги) и Кумы (до г. Зеленокумска). К категории наиболее опасных отнесены эрозионно-русовые системы Северного Кавказа (Маныча, Мечетки, Калауса, Рагули, Чагроя, Мокрой Буйволы, Горькой балки, Терека), где отмечены максимальные значения $УК_{\phi}$. В Западной Сибири опасность загрязнения вод почвенным фосфором, поступающим с пахотных земель, отсутствует или слабая, что обуславливается невысокой степенью распаханности и достаточно большим слоем стока воды. К категории средней опасности отнесены эрозионно-русовые системы Аля, Большой речки и Петровки (бассейн Оби). В Восточной Сибири и в Забайкалье средней опасностью характеризуются верховья Ангары (от Усть Уды до Усоляя Сибирского), водосборы Абакана (бассейн Енисея), Хилка и Туглуя (бассейн Селенги), Онона (бассейн Амура).

ЛИТЕРАТУРА

Ажигиров А.А. и др. Исследование стока воды и наносов на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы. ВИНТИ № 6386-В 87. Москва. 1987.

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов М.:1998.

Бойченко З.А., Чуян Г.А., Тур О.П. Прогнозирование содержания биогенных элементов в стоке с сельскохозяйственных угодий // Агрохимия, 1985 №5.

Государственный (национальный) доклад о состоянии и использовании земель Российской Федерации за 1995 год. М.: РУССЛИТ. 1996.

Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. М. Колос. 1974.

Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань. Изд-во Казанского ун-та. 1984.

Жилко В.В., Жукова И.И., Черныш А.Р., Цыбулька Н.Н., Тишук Л.А. Потери гумуса и макроэлементов, вызываемые водной эрозией, из дерново-палево-подзолистых почв Белоруссии // Агрохимия. №10. 1999.

Инструкция по расчету гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на европейской территории СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1979.

Каштанов А.Н., Явтушенко В.Е. Агроэкология почв склонов. М.: Колос 1997.

Киркби М.Дж. Эрозия почв и окружающая среда // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.

Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука. 1990. Ковальчук И.П. Эрозионные процессы на Воыно-Подольской возвышенности // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1983.

Ковальчук И.П. Развитие эрозионных процессов и трансформация речных систем при антропогенном воздействии на их бассейны // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. М.: изд-во МГУ. 1995.

Кудярова А.Ю. Педогеохимия орто- и полифосфатов в условиях применения удобрений. М.: Наука. 1993.

Кузнецов В. К. Закономерности выноса фосфора в условиях Нечерноземья ЕТС в связи с проблемой эвтрофирования озер. Автореферат дисс. канд. географ. наук. Л. 1982.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: изд-во МГУ. 1993.

Леонов А.В., Соколова М.А., Абрамова Г.Н. Оценка влияния антропогенного воздействия на экосистему Южно-Уральского водохранилища с помощью модели фосфорной системы // Водные ресурсы. 1996. Том 23. №24.

Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П. Экологические аспекты эрозии почв и загрязнение поверхностных вод биогенными элементами // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. М.: изд-во МГУ. 1995.

Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ «Академкнига». 2002.

Лэйн Л. Дж., Ренард К.Г., Фостер Г.Р., Лафлен Дж.М. Разработка и применение современных методов прогноза эрозии – опыт Министерства сельского хозяйства США // Почвоведение. 1997. № 5.

Маккавеев Н.И. Денудационная составляющая баланса вещества в системе океан-суша и ее роль в формировании пенеппенов // Водные ресурсы. 1982. № 3.

Парфенова В.В., Илялетдинов А.Н, Бакирова К.Ш., Новожилова М.И., Пономарева Л.П. Фосфатомобилизующие микроорганизмы в водной среде озер различной трофности // Водные ресурсы. Том 20. №1. 1993.

Подгорный В.К., Бутенко Л.Г. Эрозия и экологические проблемы земледелия ЦЧЗ // Основы построения контурно-мелиорат. земледелия на ландшафтно-экологической основе в степной зоне. Т.1. Луганск. 1991.

Разгулин С.М. Азот и фосфор в воде Рыбинского водохранилища // Водные ресурсы. Том 20. №1. 1993.

Рындич Л.П., Явтушенко В.Е. Смыв питательных веществ из выщелоченного чернозема в почвозащитном севообороте // Почвоведение. 1987. № 4.

Савенко В.С., Захарова Е.А. Фосфор в водах первичной гидрографической сети // Водные ресурсы. Том 24. № 2. 1997.

Сидорчук А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на Русской равнине и проблемы заиления малых рек // Труды академии водохозяйственных наук. Вып. 1. 1995.

Скорпанов С.Г. Экологические аспекты интенсивных систем земледелия гумидной зоны // Земледелие. 1989. № 12.

Хрисанов Н.И., Осипов Г.К. Управление эвтрофированием водоемов. СПб: Гидрометиздат, 1993.

Thompson M., Troeh P. Soils and soil fertility // N.Y.: McYraw-Hill Book Company. 1978.

**А.Л. Иванов, М.С. Кузнецов, В.И. Кирюшин, Е.Ф. Зорина,
Н.В. Иванова, М.А. Мазиров, А.Д. Флэсс, Е.Н. Есафова, С.Н. Ковалев**

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭРОДИРОВАННЫХ СЕРЫХ ЛЕСНЫХ ПОЧВ И ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В УГОДЬЯХ ВЛАДИМИРСКОГО ОПОЛЬЯ И ИХ РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ*

Владимирское Ополье расположено в подзоне южной тайги, к северо-западу от г. Владимира. Его естественными рубежами являются долины рек Клязьмы, Нерли и Колокши. Ополье является восточной оконечностью Клинско-Дмитровской гряды. Рельеф представлен обширными водораздельными холмами с выположенными вершинами и пологими протяжен-

* Выполнен в рамках Федеральной целевой программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки» (контракт №С0073, 2000-2001 гг)

ными склонами. Водоразделы сильно расчленены унаследованной эрозионной сетью (Макеев, Дубровина, 1990). Ландшафт имеет лесостепной облик, что резко выделяет его среди окружающих его болотно-лесных ландшафтов южной тайги. Материнской породой для современных почв являются лесовидные суглинки мощностью 2-4 м, подстилаемые днепровской мореной. Почвенный покров представлен серыми лесными почвами со вторым гумусовым горизонтом, залегающими в микропонижениях, серыми лесными остаточными карбонатными почвами микроповышений и почвами глубоких западин, имеющими яркие признаки оглеения.

Высокая распаханность территорий, волнистый рельеф и лесовидный характер почвообразующей породы обусловили довольно высокую интенсивность эрозионных процессов. Смытые серые лесные почвы занимают примерно 70% всей площади распространения почв этого генетического типа (Почвенный покров ..., 1992). В связи с этим защита почв Владимирского Ополя от водной эрозии является актуальной проблемой. Для охраны почв от эрозии необходимо разработать схемы и проекты противоэрозионных мероприятий на всю область, на водосборные бассейны и на отдельные хозяйства. Основой для разработки таких схем и проектов являются почвенно-эрозионные карты соответствующего масштаба. Однако картографирование смытых серых лесных почв до сих пор представляет значительные трудности, связанные с недостаточной разработанностью распространения по элементам рельефа. Овражная эрозия на территории развита слабо. Однако, поскольку все овраги сосредоточены либо на пахотных угодьях, либо имеют техногенное происхождение и приурочены к городским или сельским поселениям, актуальность ограничения процесса не вызывает сомнений. Решение этих проблем и использование результатов исследования при составлении проекта противоэрозионных мероприятий на ОПХ Владимирского НИИСХ являлось основной задачей настоящей работы.

Основным диагностическим признаком степени смытости почв является морфология почвенного профиля. Нами использовалась классификация эродированных почв В.В. Егорова, В.М. Фридланда и др., (1977).

Поверхностная эрозия почв

Важной проблемой почвенно-эрозионного картографирования является возможность более полного использования в этих целях топографической карты, в частности, полученных на ее основе показателей крутизны, длины и экспозиции склонов. При крупномасштабном картографировании это позволяет исследователю представить себе еще до выезда в поле, насколько опасен в эрозионном отношении рельеф обследуемой территории и какие по степени смытости почвы могут встретиться в том или другом районе. Очевидно, такое рассмотрение не может заменить полевое обследование, но существенно облегчает его (Кузнецов, Глазунов, 1996). Связь степени смытости дерново-подзолистых почв с длиной, крутизной и экспозицией склона детально исследована В.П. Лидовым (1981). Несколько раньше И.Д.

Брауде (1976) было выявлено влияние крутизны склона на эродированность почв Нечерноземной зоны (включая серые лесные почвы), но при постоянной длине склона (600-800 м) вне зависимости от его экспозиции. Им было установлено, что пятна среднесмытых почв на фоне несмытых и слабосмытых серых лесных почв появляются при крутизне 1-2⁰, при крутизне 2-3⁰ слабо- и среднесмытые почвы составляют основной фон, при 3-5⁰ преобладают средне- и сильносмытые почвы, а слабосмытые встречаются пятнами; при крутизне 5-8⁰ почвенный покров представлен сильносмытыми почвами с пятнами среднесмытых.

Исследования Г.П. Сурмача (1992), проведенные на серых лесных почвах Орловской области, показали наличие корреляционной связи между степенью смытости почвы и уклоном для склонов продольно-выпуклой формы. Серые лесные слабосмытые почвы приурочены к уклонам 1,5-2⁰, среднесмытые – 1,5-3⁰, сильносмытые 2,5-4⁰, весьма сильносмытые – 3,0-7,0⁰ и чрезмерно (полностью) смытые – более 7⁰. Колебания уклонов, которым соответствует та или иная степень смытости объясняются Г.П. Сурмачем, различной длиной склонов и степенью их выпуклости, а также длительностью распашки; однако конкретные значения длин обследованных склонов им не приведены. Таким образом, проблема использования морфометрических показателей рельефа при почвенно-эрозионном картографировании серых лесных почв требует дальнейшей разработки.

Решение проблемы основывалось на анализе материала, полученного при описании разрезов, заложенных по 18 почвенно-геоморфологическим профилям. Результаты определения степени смытости почвы в зависимости от длины и крутизны склона показали, что точки, соответствующие среднесмытым почвам, лежат на графике в координатах «длина – крутизна склона» в области больших значений этих параметров, чем относящиеся к несмытым и слабосмытым почвам. Линия раздела этих двух массивов точек показывает, при каких сочетаниях длины и крутизны склона возможно появление среднесмытых почв на склонах разных экспозиций. Результаты анализа в общем согласуются с данными И. Д. Брауде (1981) и Г.П. Сурмача (1992) по влиянию крутизны склона на эродированность серых лесных почв, однако влияние длины и экспозиции склона для серых лесных почв ранее не было показано. Следует отметить также, что при анализе процесса водной эрозии почв правильнее говорить о влиянии не длины склона, а длины линии стока. Действительно, было замечено, что даже на длинных склонах, пересеченных ложбинами, отводящими сток в сторону, интенсивность эрозии почв невелика, поэтому среднесмытые почвы могут и не появиться.

Обработка полученных результатов производилась отдельно для двух типов склонов: южной – западной и северной – восточной экспозиций, т.к. можно было предположить по аналогии с дерново-подзолистыми почвами южно-таежной зоны, что по проявлению эрозии склоны восточной экспозиции ближе к северным, а западной – к южным (Лидов, 1981). Анализ результатов показал, что склоны северо-западной экспозиции ближе к северным, чем к западным по распространению эродированных почв.

В соответствии с работой Г.П. Сурмача (1992) за геоморфологический критерий опасности эрозии почв был выбран показатель "K".

$$K = L^{0,5} I^{1,3},$$

где L – длина линии стока, м; I – уклон склона. Анализ результатов исследования показал, что среднесмытые почвы появляются при значении указанного критерия, равном 0,1 для склонов южной, западной и 0,3 – для северных и восточных склонов.

Важное диагностическое значение, имеет появление в почвенном покрове среднесмытых почв, поскольку этот факт позволяет отнести эту территорию к III-ей категории земель по подверженности эрозии и потребности в противоэрозионных мероприятиях. При условии преобладания среднесмытых почв – территорию относят к IV-ой категории земель; появление в почвенном комплексе сильносмытых почв, свидетельствует о переходе земель в V-ую категорию (Соболев, 1973).

Для разработки количественного критерия выделения IV-ой категории земель был использован ключевой метод исследования. На территории Владимирского НИИСХ было заложено пять ключевых площадок (50 x 50 м²) на склонах разной степени эродированности.

Площадка №1 (Гнездилово-1).

Заложена на склоне западной экспозиции в средней части склона на расстоянии 600 м от водораздела. Средний уклон 2°.

Основной фон создают среднесмытые серые лесные почвы (64% общей площади). Такое преобладание среднесмытых почв при сравнительно небольших уклонах обусловлено значительной общей длиной, частично западной ориентацией и сильной выраженностью микрорельефа склона, создающего условия для концентрации стока. Слабосмытые почвы составляют 14%, столько же – несмытые серые лесные почвы, 8% – несмытые серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом.

Площадка №2 (Крапивье).

Заложена на склоне северо-восточной экспозиции в 400 м от водораздела. Средний уклон 2°30'. Основной фон создают слабосмытые почвы (59%). Среднесмытые почвы (33%) в основном расположены в нижней части площадки на микровыпуклостях поверхности склона, где уклоны достигают 3–4°. 8% площади занято несмытыми серыми лесными со вторым гумусовым горизонтом.

Площадка №3 (Черниж).

Заложена на склоне западной экспозиции в 275 м от водораздельной вершины увала. Склон выпуклой формы. Средняя крутизна 2° 40'. Наибольшие уклоны приурочены к нижней части площадки. Основной фон составляют среднесмытые почвы (76%), слабосмытые занимают 16% площади. В небольшом количестве встречаются сильносмытые (2%) и смытонамые почвы (6%).

Площадка №4 (Глебовское).

Расположена на склоне северной экспозиции в 300 м от водораздела. Средняя крутизна около 6^0 . Среднесмытые почвы (67%) приурочены к средней части площадки. Встречаются сильносмытые почвы (4%). Слабосмытые почвы занимают 27%, несмытые – 2%. Резкое уменьшение степени смытости наблюдается в самой нижней части площадки, несмотря на ее значительную крутизну ($6-7^0$). Это объясняется тем, что в нижней части склона северной экспозиции происходит аккумуляция снега, что уменьшает интенсивность смыва.

Площадка №5 (Гнездилово-2).

Площадка заложена на склоне северо-западной экспозиции на расстоянии 200 м от водораздела. Средняя, крутизна склона $2^0 50'$. Основным фон создают слабосмытые почвы – 60%. Это обусловлено, главным образом, малой длиной склона. Среднесмытые почвы занимают 19% площади, несмытые серые лесные – 13%. Намытые и смыто-намытые занимают 8% площади.

Представленный материал (табл. 1) свидетельствует о том, что на склонах западной экспозиции (площадки № 1, 3) среднесмытые почвы преобладают при значении параметра рельефа 0,3 и более. На склонах северной и северо-восточной экспозиции (площадки № 2, 4) преобладание среднесмытых почв наблюдается при ббльших значениях этого показателя. Во втором случае при $K=0,34$ (площадка 2) среднесмытые почвы занимают лишь 33%, но при $K=0,89$ (площадка 4) – уже 67%.

Таблица 1. Значения параметра рельефа (K) при преобладании в почвенном покрове слабо- и среднесмытых серых лесных почв

№ площадки	Преобладающая степень смытости	Экспозиция склона	Длина линии стока, м	Крутизна, град	Параметр рельефа
1	среднесмытая	З	625	2,0	0,31
2	слабосмытая	С–В	425	2,5	0,34
3	среднесмытая	З	300	2,6	0,30
4	среднесмытая	С	325	5,8	0,89
5	слабосмытая	С–З	225	2,8	0,29

Следовательно значение K находится между этими двумя величинами. Отмеченная на второй площадке приуроченность среднесмытых почв к нижней части площадки с уклонами $3-4^0$ ($K=0,52$) дает некоторые основания полагать, что преобладание среднесмытых почв начинается при $K=0,5$. Появление сильносмытой почвы на площадке №4 при $K=0,89$ на склоне северной экспозиции свидетельствует о переходе почв в V-ю категорию при

$K \geq 0,9$. Эпизодическое появление сильносмывтой почвы (2%) на площадке №3 при $K=0,3$ на склоне западной экспозиции можно, по-видимому, объяснить наиболее эрозионноопасной формой склона – выпуклой и экспозицией склона. Значения параметра рельефа при переходе почв на северо-западном склоне в V-ю категорию, возможно, будет меньше, чем на северном и восточном склонах, однако сейчас нет достаточно оснований принимать его меньше величины 0,9, выбранной для последних.

Таким образом, почвы разной степени смывтости не образуют самостоятельных контуров, залегая в пятнистостях и комплексах, в которых можно выделить лишь преобладающую почвенную разность. В связи с этим на почвенно-эрозионной карте выделены контура слабо- и среднеэродированных почв, представляющих собой комплексы с преобладанием, соответственно, слабо- и среднесмытых почв, включающих меньшие доли несмытых и даже намывных почв.

На основе составленной почвенно-эрозионной карты, а также с учетом параметра рельефа местности (табл.2) и рекомендаций С.С.Соболева (1973) и И.Д.Брауде (1976) (табл.3) пахотные земли хозяйства были разделены на четыре категории (II–V). I категория земель на данной территории не выделяется. К этой категории относятся земли, не подверженные водной эрозии, сток талых и дождевых вод с них не угрожает нижележащим участкам. Это – пойменные земли. Однако поймы рек Каменки и Нерли на территории ОПХ Владимирского НИИСХ не распахиваются, а используется как сенокосы и пастбища.

Таблица 2. Значения параметра рельефа (K) при разных сочетаниях длины линии стока (L) и крутизны склона (I)

Длина линии стока (L), м	крутизна склона (α), град.					
	0,5–1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-7
100-200	0,04	0,10	0,20	0,32	0,43	0,64
200-300	0,05	0,13	0,25	0,40	0,56	0,81
300-400	0,06	0,16	0,30	0,48	0,66	0,95
400-500	0,07	0,18	0,34	0,54	0,75	1,08
500-600	0,08	0,20	0,38	0,60	0,83	1,20
600-700	0,09	0,22	0,41	0,65	0,90	1,30
700-800	0,09	0,23	0,44	0,70	0,97	1,40

Ко II категории относятся земли, подверженные слабой эрозии, или те, сток с которых угрожает нижележащим участкам. Это приводораздельные, пологие части склонов с несмытыми и слабосмытыми почвами. Для предотвращения стока и в целях борьбы с засухой на этой территории рекомендуется проведение комплекса мероприятий, способствующих равномерному снегонакоплению и снеготаянию, а также повышению водопроницаемости почв.

К III категории относятся преимущественно средние участки длинных склонов со слабосмытыми почвами в комплексе со среднесмытыми. Эти земли нуждаются в некоторых изменениях в структуре севооборотов (помимо мероприятий, рекомендованных для почв II категории).

В IV категорию входят преимущественно среднеэродированные почвы присетевого земельного фонда (Козменко, 1949). Интенсивность смыва здесь такова, что для его предотвращения требуется введение специального почвозащитного севооборота, а также выполнение мероприятий, рекомендованных для III категории. Земли IV категории распространены, в основном, в западной и северо-западной части хозяйства и приурочены к склонам 2-й и 3-й террас правого берега р. Каменки и ее притока р. Бакалейки, что связано с их достаточной крутизной (3-4° и до 6°) и протяженностью (до 2 км). В восточной части ОПХ земли IV-ой категории представлены мелкими массивами, приуроченными ко 2-й террасе р. Нерли и к прибалочным склонам.

Земли V категории представлены средне- и сильносмытыми почвами, обычно сильно расчлененными промоинами и оврагами. Их рекомендуется использовать после заравнивания промоин в почвозащитных севооборотах или отводить под пастбища и лес. Эта категория земель на данной территории не образует сплошных массивов.

Схема распространения земель разной категории на территории ОПХ Владимирского НИИСХ представлена на рисунке 1, а конкретное содержание комплексов противоэрозионных мероприятий для них дано в таблице 4.

Линейная эрозия

Особое место среди процессов эрозии занимает линейная эрозия почв и грунтов. Линейные эрозионные формы приурочены к бассейнам рек Нерли, Каменки и ручья Мжары, причем современная овражная эрозия не получила значительного развития в бассейне р. Нерли. Основными линейными формами здесь являются хорошо задернованные древние линейные формы – балки, лощины, ложбины стока. Причинами этого, по-видимому, является тип рельефа – балочно-западинный с пологими прямыми и слабо выпуклыми склонами, небольшие глубины базисов эрозии склоновых водосборов, высокое стояние грунтовых вод, выклинивающихся в днищах балок и их отвершков.

В бассейне р. Каменки (приток р. Нерли), в особенности по ее правому берегу, где грунтовые воды не прослеживаются на глубину вреза балок и склоны речной долины значительно круче, наблюдаются овраги, водосборами которых являются либо лощины, достаточно хорошо выраженные в рельефе, либо чисто антропогенные образования – разъемные борозды на пашне, дорожные кюветы и т.п. Ниже приведено описание обследованных линейных эрозионных форм разного порядка, отмеченных на рис. 1 цифрами в кружке.

Таблица 3. Категории земель Владимирского ополья (II – V) по подверженности эрозии и комплексу противоэрозионных мероприятий в зависимости от морфометрии склона

Длина линии стока, м	ЭКСПОЗИЦИЯ СКЛОНА											
	южная и западная						северо-западная, северная и восточная					
	КРУТИЗНА СКЛОНА, град.											
	0,5-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-7	0,5-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-7
100-200												
200-300												
300-400												
400-500	II	III		IV		V	II	III		IV	V	
500-600												
600-700												
700-800												

Таблица 4. Комплексы противоэрозионных мероприятий на территории ОПХ Владимирского НИИСХ

Категория земель	Рекомендуемые агротехнические и лугомелиоративные мероприятия
II	1. Вспашка поперек склона (или по контуру) на глубину 20-22 см под зерновые (поверхностная обработка под озимые под чистому пару) 2. Вспашка поперек склона (или по контуру) на глубину 20-22 см с почвоуглублением до 35-40 см или вспашка на глубину 27-30 см под пропашные 3. Внесение органических и минеральных удобрений 4. Посев поперек склона 5. Щелевание озимых 6. Снегозадержание и регулирование снеготаяния
III	1, 2, 3, 4, 5, 6 – по II категории 7. Щелевание многолетних трав 8. Нарезка водоотводящих борозд через 80-100 м 9. Исключение из севооборота пропашных культур и замена чистого пара занятым. Введение многолетних трав.
IV	1. Введение зерно-травяного почвозащитного севооборота 2, 3*, 4, 5, 6, 7 – по I и II категориям. 8. Нарезка водоотводящих борозд через 50-70 м

* Нормы удобрений увеличиваются для III категории на 15%, для IV – на 30% по сравнению с нормами для II категории.



Рис. 1. Схема распространения земель разных категорий на территории ОПХ Владимировского НИИСХ (цифрами обозначены номера полей, цифрами в кружках – линейные формы эрозии)

Объект 1 – балка на правом берегу р. Бакалейки вблизи ее впадения в р. Каменку. В ее устьевой части развивается донный овраг, получивший название «Прорва». По-видимому, он начал свое развитие при подмыве р. Бакалейкой устьевой части днища балки с образованием эрозионного уступа. Донный врез задернован, покрыт густой болотной растительностью. Дальнейшее развитие этого вреза маловероятно.

Объект 2 – овраг длиной 50 м, прорезающий бровку склона на правом берегу реки Каменка, имеет все признаки растущей эрозионной формы.

Объект 3 – крупная лощина, в устье которой врезан овраг Мирской, развивающийся по днищу, заросшему крапивой и черныбыльником, но не имеющий развитого дернового покрытия.

Объект 4 – серия крупных эрозионных форм с плоскими заболоченными днищами, прорезающих большей частью бровку террасы р. Каменка. Это типичные растущие овраги длиной около 70 м на выпуклом правом берегу р. Каменки. Все они подходят, а некоторые и пересекают бровку склона. Выше бровки склона между оврагами видны следы старой напашки и дороги, которые подводят воду к оврагам. Максимальная глубина в створе бровки склона до 4-5 м.

Объект 5 – овраг «Дудин», образовавшийся вследствие подмыва излучиной р. Каменки высокого правого берега, по-видимому, во время половодья. Изначально было подмыто устье длинной пологой лощины протяженностью 1,8-2,0 км с глубиной базиса эрозии около 45 м. В приустьевой части лощины под дорогой проложен дюкер, собирающий воду с кюветов придорожной насыпи и прилегающей части водосбора. Выше дюкера образовался эрозионный врез с уступом 1,8 м и длиной 20 м. На всем своем протяжении он вскрывает покровные суглинки и нижележащую морену на глубину примерно 0,2 м. Вершина вреза не задернована и имеет все признаки растущей формы. Рядом с ней по днищу лощины развивается еще один врез глубиной 0,2 м. Территория водосборной лощины не распахана. Далее по долине р. Каменки вблизи моста вплоть до устья оврага Прорва располагается серия оврагов. Они развиваются в неглубоких протяженных лощинах, по-видимому, за счет концентрации воды полевыми дорогами, частично проходящими по этим лощинам.

Объект 6 – балка с донным врезом глубиной 0,7 м. Днище балки сухое, задернованное влаголюбивой растительностью. Донный врез заболочен, имеются окна открытой воды.

Объект 7 – растущий овраг, водосбором которого является проселочная дорога и окраины с. Глебовское. Между объектами 6 и 7 расположен участок берега с высотой обрыва 10-12 м, развитие которого провоцируется сбросом воды с проселочной дороги.

Объект 8 – балка с многоступенчатым донным врезом. Верхняя, незадернованная, отрывистая ступень имеет высоту 0,6-0,7 м. Ниже этой ступени до дороге, пересекающей балку, идет размыв глубиной 0,5 м. Под дорогой проложен дюкер, провоцирующий развитие остальных ступеней.

Объект 9 – овраг, привязанный к пойме р. Каменки в месте выклинивания террасы. Высота бровки склона над низкой поймой составляет 15-18 м. Глубина оврага в створе бровки склона достигает 12-13 м. Овраг имеет две вершины. В настоящее время основное поступление воды с водосборной площади происходит по более активной правой вершине благодаря концентрации воды по бороздам на пашне и полевым дорогам, подходящим к ней. Левая вершина поросла лесом и кустарником 2-3х летнего возраста.

Объект 10 – типичный склоновый овраг с глубиной в средней части до 5 м (в створе бровки она достигает 8-10 м). Днище оврага плоское, шириной 3-4 м. Весь овраг зарос травянистой, частично болотной растительностью. Однако вершина имеет признаки роста: отрывистая, клиновидной формы в плане. Растительность представлена пионерными видами. От русла реки по конусу выноса, прорезая его и террасу высотой 10 м, идет новый врез, образовавшийся при подмыве берега реки.

Объект 11 – овраги по левому берегу ручья Мжары вблизи гусиной фермы. Весь левый берег имеет в плане фестончатое строение. В каждом из фестонов заложен овраг. Овраги береговые, длиной 50-70 м с привершинным уступом 0,2-0,3 м, свидетельствующим о их росте. В устьевых частях некоторых оврагов имеются донные врезы. Один из оврагов достигает длины около 250 м, его глубина – 1,5 м. Бровка оврага не задернована, обрывистая, высота уступа до 0,5 м. Дно оврага плоское. Овраг получает питание водой из лесополосы.

Объект 12 – донный овраг глубиной 1,5 м по правому борту ручья Мжары напротив гусиной фермы. Овраг развивается по днищу глубокой лощины благодаря поступлению воды через трубу, проложенную под дорогой.

Объект 13 – донный овраг в лощине по правому берегу ручья Мжары на 350 м ниже гусиной фермы. Длина оврага – 100 м, глубина в устье – 5 м, высота уступа вершины донного вреза – 1,5 м. Овраг образован от сброса воды по напаше.

Объект 14 – овраг по правому берегу ручья Мжары длиной 300 м, ниже предыдущего на 100 м; его глубина до 8 м; левый борт – оползневой. Вода поступает из придорожной лесополосы и обширного водосбора, а также из дюкера, проложенного под шоссе Владимир – Суздаль. По правому борту оврага имеется три отвержка с растущими вершинами.

Объект 15 – овраг по правому борту ручья Мжары в месте пересечения долины с шоссейной дорогой Владимир – Суздаль. Его длина около 200 м, глубина 4-5 м.

Все овражные формы в бассейнах р. Каменка и ручья Мжары могут быть разделены на три основных типа.

1. Овраги, через которые по насыпи проложены шоссейные дороги с установкой водосбросных сооружений (объекты 5, 8, 12). В том случае, если в результате наблюдений за их дальнейшим ростом будет отмечено продвижение по руслу эрозионных ступеней, углубление и увеличение количества, целесообразно провести их выполаживание, с одновременным

густым посевом трав и устройством временных водонаправляющих запруд для отвода воды на соседние безопасные места. Эти работы целесообразно начинать сразу после снеготаяния. Отвод воды от залуженных и выположенных участков должен поддерживаться до укоренения трав. За водосбором необходимо установить бетонное основание и ниже по руслу сделать отсыпку гравийного материала для предотвращения размывающего действия сконцентрированного тубой или дюкером потока.

II. Овраги, расположенные в пологих ложинах на полевых угодьях, имеющие значительную длину и признаки роста – удлинение, расширение (объекты 3, 7, 9, 10, 11а, 13, 14, 15). Поскольку водосбором таких оврагов является выраженная в рельефе древняя форма, концентрирующая сток, в ложине выше вершины оврага следует отсыпать водозадерживающие валы. По днищу ложин перпендикулярно линиям стока через 50–100 м целесообразно также высадить рядами древовидные и кустарниковые ивы. Посадку следует производить весной, непосредственно после схода снежного покрова. По днищу самих оврагов, там, где не наблюдается активного процесса врезания, можно рекомендовать посадку кустарниковой и древовидной ивы и тополя. На слабозадернованных склонах оврагов, в их средней части можно рекомендовать посадку клена ясенелистного, смородины золотистой, клена татарского. Посадочные места при этом должны подготавливаться только вручную в виде площадок террас с обратным уклоном дна. После посадки нарушенную площадь задерновывают.

Для приостановки развития крупных овражных форм могут применяться незаслуженно забытые запруживающие сооружения. К ним относятся хворостяные запруды, в том числе "живые" из ивовых прутьев.

В тех случаях, когда наблюдения не показывают активного развития оврага, достаточным может считаться залужение откосов оврага на всем их протяжении. Отсутствие активного роста может быть признаком начавшегося самозарастания эрозивной формы, в случае чего мелиоративные мероприятия, нарушающие сплошность растительного и дернового покрова, в частности лесопосадки, могут отрицательно сказаться на стабилизации процесса.

Особое внимание должно быть обращено на объект 10. Для предотвращения его возможной активизации целесообразно выше вершины установить распылители стока в виде валиков высотой 30-50см, через 75-100 м под углом 45° к направлению водотока, подходящего к вершине оврага.

III. Овраги длиной 50-70 м, подходящие вершинами к бровкам берега реки Каменка и ручья Мжары (объекты 2, 3, 4, 11). Их следует оконтуривать земляными валиками, расположив их на расстоянии обрушения угла естественного откоса берегового обрыва по несколько рядов в шахматном порядке. Например, если высота бровки склона над урезом или поймой реки составляет 15-25м, первая полоса валиков может располагаться не ближе $20/0,6 = 33\text{м}$.

В том случае, если в силу тех или иных причин начинается активизация оврагообразовательного процесса и рассмотренных выше элементар-

ных мер ограничения роста оврагов оказывается недостаточно, могут быть предложены более сложные схемы. К ним относятся методы облесения бортов с чередованием выположенных и ненарушенных участков, чередующихся на противоположных бортах оврага в шахматном порядке, устройство заградительных валов, исключающих поступление стока на выположенные откосы и его сброс через вершинный перепад. Могут также рекомендоваться посадки лесополос на склонах в сочетании с валами-каналами, а также другие лесомелиоративные и гидротехнические мероприятия (Рожков, 1981; Калининченко, 1978; Ивонин, 1992).

ЛИТЕРАТУРА

Брауде И.Д. Рациональное использование эродированных серых лесных почв Нечерноземной зоны РСФСР. М. 1976.

Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н., Розов Н.Н., Носин В.А., Фриев Т.А. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос 1977.

Ивонин В.М. Противозерозионные мелиорации водосборов в районах оврагообразования. М. 1992.

Калининченко Н.П. Организация и технология работ по защите почв от водной эрозии. М.: Высшая школа 1978.

Козменко А.С. Борьба с эрозией почв. М.: Сельхозгиз 1949.

Кузнецов М.С., Глазунов Г.П. Эрозия и охрана почв. М.: изд-во МГУ, 1996.

Лидов В.П. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв. М.: изд-во МГУ 1981.

Макеев А.О., Дубровина И.В. География, генезис и эволюция почв Владимирского Ополья // Почвоведение, 1990, №7.

Почвенный покров Владимирской области (пояснительная записка к почвенной карте масштаба 1:200000). Пушкино, 1992.

Рожков А.Г. Борьба с оврагами. М.: Колос, 1981.

Соболев С.С. Эрозия почв СССР и борьба с ней. М.: МАТИ, 1973.

Сурмач Г.П. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противозерозионные мероприятия. Волгоград. 1992.

М.В. Веретенникова, Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Любимов Б.П.

СТАЦИОНАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ОВРАГООБРАЗОВАНИЯ НА БОРОВСКОМ УЧЕБНО-НАУЧНОМ ПОЛИГОНЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ*

Изучение процесса оврагообразования на стационарах – одно из возможных направлений, имеющих свои методические особенности и решающее специфические задачи, наряду с лабораторным экспериментом, натурными обследованиями, анализом топографических карт аэрофотоснимков и др. Картографическая оценка дает возможность получить представление об общем количестве оврагов, протяженности овражной сети, привязке к различным формам рельефа, проанализировать влияние на характеристики овражной сети его морфометрических параметров. Анализ серии карт позволяет установить изменения овражной сети во времени и выявить влияние природных факторов и антропогенного воздействия на распространение оврагов.

Лабораторный эксперимент позволяет получить характеристику общих закономерностей развития процесса (его саморазвития), исследовать влияние внешних факторов проследить внутриккомпонентные связи (длина – ширина – глубина – площадь – объем) оврагов, их обусловленность и изменения соотношений параметров в период роста, а также получить количественную оценку влияния внешних факторов на развитие оврага при соблюдении постоянства «прочих условий», что важно при составлении алгоритмов развития процесса.

Натурные обследования дают возможность типизировать овраги в конкретных регионах, установить стадии их развития, характеристики средних скоростей роста, оценить особенности геолого-морфологического строения склонов и конфигурации склоновых водосборов на которых развиваются овраги. В процессе натурных исследований выявляются основные причины появления оврагов в пределах конкретных склоновых водосборов, природные и антропогенные факторы активизации процесса, фиксируются виды и анализируется состояние противоэрозионных мероприятий.

Результаты исследований на стационарах в природных условиях не могут и не должны претендовать на решение перечисленных выше задач. Их ценность заключается, в первую очередь, в том, что они выполняются в конкретном природном ландшафте, повторить который во всем многообразии его компонентов и определяющих развитие оврага факторов не способна ни одна экспериментальная установка. Сюда относятся климатические, гидрологические и морфологические характеристики водосборных бассейнов, особенности гидрографа летних осадков и половодья, ежегодные трансформации которых налагают своеобразный и неповторимый отпечаток на состояние объекта исследований. В отличие от данных, получаемых при

* Работа выполнена в рамках программы государственной поддержки ведущих научных школ России (проект № НШ-1443. 2003. 5)

натурных обследованиях, стационары позволяют оценивать процесс во времени благодаря проведению срочных наблюдений, ежегодным повторным съемкам, расширению или изменению, при необходимости, состава фиксируемых параметров. Вместе с тем они дают возможность рассматривать динамику эрозионно-аккумулятивной системы «водосбор-склон-овраг-река», фиксировать взаимодействие отдельных компонентов этой системы во времени, проследить и обозначить связь между природными процессами, влияющими на развитие линейной эрозии и реакцией на их проявление компонентов системы, которая для них может быть далеко не однородной.

Наблюдения на природных стационарах позволяют получить эмпирические значения коэффициентов шероховатости и формы сечения потоков, зафиксировать формирование их мутности, проанализировать процессы, протекающие в руслах оврагов и балок. Ценность подобных наблюдений состоит в том, что получаемые ежегодно параметры стока и деформаций являются осредненными, дающими представление о периоде наблюдений в целом; в то же время они фиксируют экстремальные проявления процесса на фоне всего комплекса гидролого-морфологических и климатических факторов.

Длительные стационарные исследования позволяют "вписаться" в алгоритм процесса развития оврага, в общем виде полученном на экспериментальных лабораторных установках. При этом, получение характеристик параметров оврагов на соответствующей стадии саморазвития открывает возможность для расчета интенсивности их роста в течение всего периода активного развития и, что особенно важно, прогноза этого развития на перспективу.

Стационар, расположенный в определенном природном регионе может рассматриваться как ключевой участок для распространения полученных в процессе наблюдений закономерностей развития линейных эрозионных форм на территории с близкими ландшафтными характеристиками.

Характеристика района и объектов исследований

Учебно-научный стационар МГУ расположен на границе Московской и Калужской областей на правом берегу р. Протвы. Борта долины реки прорезаны многочисленными оврагами. Овраги, устья которых выходят на пойму, образуют большие конуса выноса. В том случае, когда овраг привязан непосредственно к урезу реки, его выносы образуют подводные косы, сужающие поток и отжимающие его к противоположному берегу. Наблюдения за развитием овражной эрозии являются частью исследований эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне малой реки, которые проводятся Научно-исследовательской лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева с 1981 г.

Объектами изучения являются – донный врез балки Сенокосная, овраги Буйный и Егоров.

Балка Сенокосная своим устьем привязана к высокой левобережной пойме р. Протвы, на которую опирается мощный конус выноса балки. Дон-

ный врез занимает около трети длины балки. Его глубина варьирует от 0,5-1,0 м в вершине до 1,5-1,8 м в приустьевой части балки и полностью исчезает в средней части конуса. Вершинная часть донного вреза имеет несколько отвершков. Их рост идет за счет взаимодействия суффозионных и эрозионных процессов.

Объект – овраг Буйный расположен на левом берегу р. Протвы и опирается на ее пойму в непосредственной близости от устья Сенокосной балки. Он представляет собой короткую (около 100 м) эрозионную форму с крутым уклоном (0,45) дна и обрывистой вершиной с перепадом до 1,8 м. По-видимому, в начальный период его развитие носило исключительно бурный характер. В настоящее время сток у вершины рассредоточен, в связи с чем линейный рост значительно замедлился и удлинение происходит в основном за счет образования суффозионных полостей и последующего их обрушения.

Егоров овраг располагается на правом борту долины р. Протвы на выпуклом склоне западной экспозиции. Он дренирует склоновый водосбор площадью 0,4 км², имеет длину 400 м и относительные превышения 39 м. Овраг прорезает маломощные покровные суглинки и моренные суглинки общей мощностью до 4,0 м и подстилающие их коренные карбонатные породы и древние глины. Геологическое строение определяет форму продольного профиля оврага и особенности его морфометрии и морфологии на отдельных участках (рис. 1). Чередование эрозионно-устойчивых пород с относительно легко размываемыми, придают Егорову оврагу своеобразный вид, вследствие чего отдельные его части можно рассматривать как самостоятельные эрозионные формы рельефа. Эти же условия определили выбор гидрометрических створов, на которых проводятся измерения стока воды и наносов и определяются различия морфометрических элементов оврага.

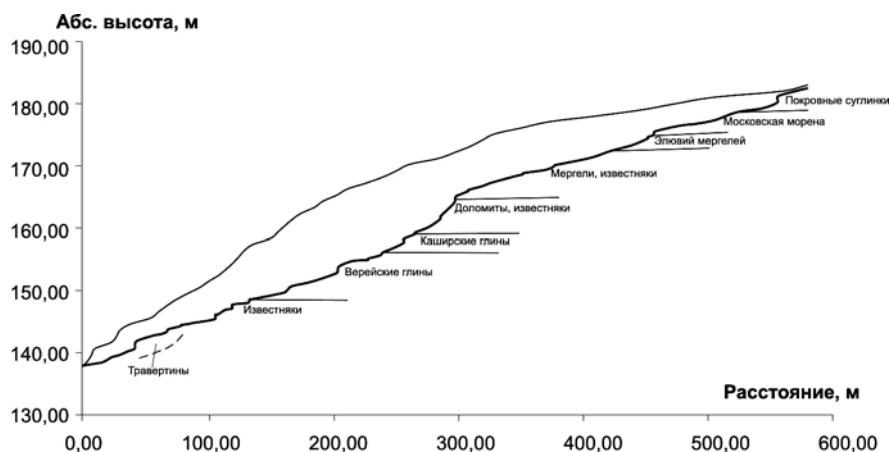


Рис. 1. Продольные профили склона Егорова оврага и его геологическое строение.

Почти на половине длины оврага (нижняя его часть) прорезает трудноразмываемые доломиты, глины и известняки. Уклоны продольного профиля на некоторых участках достигают $20-25^\circ$, борта долины имеют уклон превышающий $40-45^\circ$. Этот участок начинается восьмиметровым уступом, соответствующим выходам каширских и верейских глин. К этому же участку приурочен постоянный водоток, питаемый грунтовыми водами и впадающий непосредственно в р. Протву. Устьевой участок оврага, в пределах которого выходят известняки, в значительной мере похож на балку. Долина оврага имеет четко выраженный долинный комплекс – две поймы и террасовидные поверхности по правому борту. При впадении в р. Протву овраг прорезает свой древний конус выноса, расположенный на пойме реки и ограниченный известняковой плитой, которая создает трехметровый уступ. За ним начинается современный конус выноса, выдвинутый в русло реки почти на две трети его меженной ширины.

Верхняя половина Егорова оврага, особенно в верхней трети его длины, обладает более четко выраженным "овражным" обликом. Современный Егоров овраг начинается в 15 м от дюкера, проложенного под широкой дорожной насыпью высотой около 2,5 м, который концентрирует большую часть стока с водосбора. Сброс воды через дюкер в один из пяти отвершков, крайне медленно удлинявшихся до его сооружения, сделал этот отвершек основным и привел к отмиранию других четырех, которые постепенно заиливаются. В то же время соединение основного отвершка (наиболее активного на данный момент) с двумя другими, позволяет разделить верхнюю часть Егорова оврага на два участка: верхний соответствует покровным и моренным суглинкам; нижний, после впадения отвершков, соответствует появлению в Егоровом овраге выходов карбонатных пород.

На первом участке наблюдений длиной 4,6 м (верхняя часть) овраг прорезает покровные суглинки. Уклоны тальвега здесь – 0,01. В его пределах происходят ежегодные переформирования русла, углубление и плановые изменения самого оврага. Второй участок расположен в центральной части оврага, имеет длину 3,1 м и представляет собой каньон глубиной до 10 м, шириной по дну около 1,5 м, уклон продольного профиля тальвега – 0,051. Днище оврага представлено известняковой плитой, заканчивающейся в нижнем створе второго участка структурным уступом высотой 1,7 м. Ниже овраг вскрывает горизонт подземных вод, образующих постоянный водоток. Таким образом, расход воды, измеряемый на втором гидрометрическом створе, дает представление о суммарном поверхностном стоке, поступающем с части водосборного бассейна, замыкаемой вторым участком наблюдений. Ниже по длине оврага расходы воды представляют сумму поверхностного и подземного стока. Третий участок расположен в приустьевой части оврага. Он находится выше зоны подтопления рекой, т.е. вне зоны подпора во время половодья, имеет длину 6 м, уклон днища – 0,046, ширину по днищу – 2,5-3,0 м, меженный расход постоянного водотока 16-25 л/с.

Методика проведения исследований

Срочные наблюдения за прохождением половодья с измерением расхода воды и наносов начинались с момента появления воды в вершинной части оврага и заканчивались с прекращением поступления поверхностного стока и установлением в замыкающем створе на нижнем участке расходов, не превышающих меженные значения. Они подтверждают факт нарастания расхода воды в овраге по мере продвижения от вершины к устью, особенно при наличии боковых притоков. Расходы воды определялись на каждом участке по результатам промеров поперечных профилей потока в нескольких створах по длине и измерений скорости потока с помощью поверхностных и заглубленных поплавков. Поплавки распределялись по возможности равномерно по поперечному сечению, что позволяло получить скорость, осредненную по глубине и ширине потока. Мутность определялась отборам проб в мерные емкости интегральным способом. Измерения скоростей потоков проводились также с помощью микровертушки и трубки Пито. Однако эти приборы не давали надежных результатов в режимах малых расходов и глубин, крайне неравномерного течения и низких температур воды. Примеры форм поперечных сечений потоков на участках наблюдений приведены на рис. 2. Как видно, типичным для поперечного профиля русла в оврагах является наличие выступов шероховатости, высота которых соизмерима с глубиной потока. Глубины изменяются в несколько раз и распределены неравномерно как по длине участков, так и по поперечному профилю. Если поперечник русла первого участка к концу половодья, когда дно полностью протаяло, приобретает форму, близкую к параболической, то участки на известняковой плите сохраняют распластанное течение прямоугольной формы с практически постоянной шириной. Это обусловлено вертикальными бортами русла высотой 15-20 см. Выше уклон бортов снижается до $40-42^\circ$. Подобные особенности строения русла оврага создают предпосылки для существенного завышения измеренных скоростей потока. Из-за значительных выступов шероховатости и малых по сравнению с шириной потока глубинах создаются участки противотечений и застойные зоны, где даже легкие поверхностные поплавки не проходят. В результате измеряются скорости нескольких быстрых струй в стрежневой зоне потока, и их величины закладываются в расчет стока воды.

С целью облегчения работы при максимальных расходах воды во время снеготаяния и получения объективных значений скоростей потока при малых глубинах часть замеров на участках измерений дублировались в лотках, установленных ниже естественных створов в непосредственной близости от них. На нижнем участке лоток установлен в 1983 г., на среднем – в 1984 г. Они представляют собой разрезанную вдоль металлическую трубу диаметром 1 м. Такое соотношение ширины и глубины потока создает условия для более объективного определения средней скорости потока. Лотки тарированы по глубине с ценой деления 1 см. Для каждого значения рассчитана величина поперечного сечения потока. В результате сравнения расходов воды в лотках и на естественных створах получены некоторые

прямолинейные зависимости, показавшие различия в величинах этого показателя даже на участках потока, расположенных на минимальном расстоянии друг от друга. По-видимому, это обусловлено не только точностью измерения скоростей и разными значениями коэффициента шероховатости в естественном и искусственном руслах, но и с потерями воды на фильтрацию на бесприточных участках при прохождении стока по оттаявшему грунту. В начале снеготаяния, когда сток воды идет по промерзшему руслу оврага, различия в величинах стока воды не столь велики. По полученным данным, расход на естественных участках завьшается в 1,4 раза.

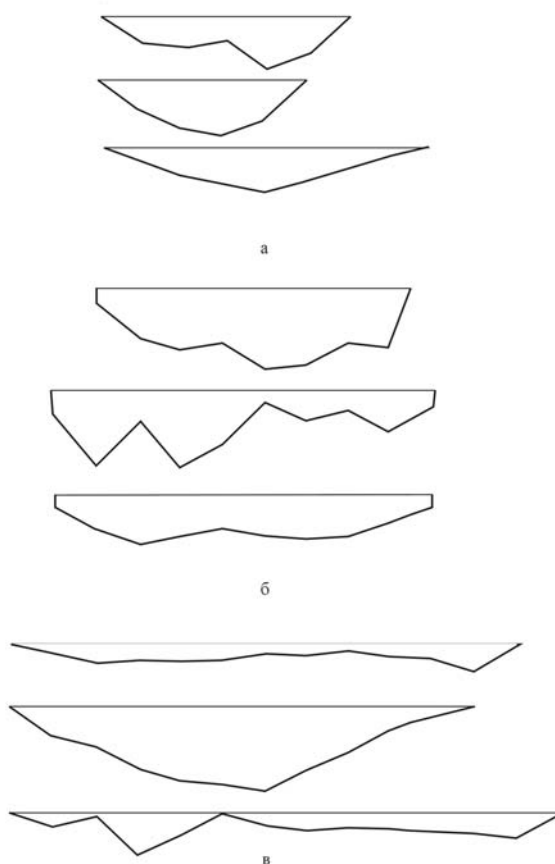


Рис. 2. Формы поперечных сечений на участках Егорова оврага:
а – верхний (первый); *б* – средний (второй); *в* – нижний (третий).

Характерная морфометрия русел потоков в оврагах

Форма русла овражного потока является причиной значительных и, в большинстве случаев, неподдающихся расчетному определению изменений соотношения между шириной и глубиной потока в овраге. Можно лишь

утверждать, что при малых расходах имеет место распластанное течение. В среднем соотношение между шириной и средней по сечению глубиной потока составляет 15-20. Однако, имеются существенные различия в этих величинах на разных участках. Наибольших значений это соотношение достигает на нижнем участке – до 50-60 (что очень близко к характеристикам балок). Здесь днище оврага наиболее широкое и плоское, с неравномерно разбросанными выступами шероховатости их высота около 0,14 м, отдельные выступы – до 0,2-0,25 м. Кроме того, наличие здесь постоянного водотока повышает объемы стока по сравнению с вышележащими участками. На среднем участке по мере роста расхода воды величина соотношения b/h очень быстро снижается от 50 до 15-20 уже при расходе воды около 40 л/с.

На верхнем участке изменения соотношений ширины потока к его глубине не столь разительны и составляют от 15 при малых расходах воды до 5 при больших. Как показывают исследования в различных регионах России, поперечное сечение потока в овраге отличается от поперечного сечения русловых потоков. Сечение потока в овраге имеет форму прямоугольника, трапеции, треугольника, параболы с различным соотношением ширины и глубины в зависимости от расхода воды. Треугольная форма русла наиболее характерна для начальных стадий развития при преобладании глубинной эрозии, прямоугольная – для стадий, когда преобладают обвальнo-осыпные и частично аккумулятивные процессы. Определенную роль в конфигурации поперечного сечения также играют грунтовые условия, чередование по глубине пород разной размываемости, а также стадия снеготаяния. Например, в начале снеготаяния русло потока может представлять собой щель в снегу; потом оно становится прямоугольным, затем параболическим и постепенно приобретает форму, обусловленную геологическим строением территории. В период снеготаяния форма русла, а, следовательно, и соотношение b/h изменяется в течение суток, по мере подъема и спада половодья, а также в зависимости от объемов стока и интенсивности таяния. По-видимому, этими причинами обусловлена столь большая вариабельность соотношения ширины и глубины потоков в оврагах.

Типичным для поперечного профиля русла оврага является наличие выступов шероховатости, высота которых соизмерима с глубиной потока. Выделяются три типа шероховатости: 1) микрошероховатость (зернистость), обусловленная механическим составом пород, в которых развивается овраг; 2) мезошероховатость, зависящая от крупности перемещаемых потоком агрегатов (смерзшиеся комки почвы, обломки пород, включения гальки и гравия и т. п.); 3) макрошероховатость, определяющая местные сопротивления (уступы в русле, русловые формы, представленные осередками, косами, побочными; изгибы потока в плане – корни деревьев и кустарников, а также стволы поваленных деревьев и осыпи, перегораживающие русло).

В зависимости от грунтовых условий участка измерений, типа весеннего снеготаяния, скоростных характеристик потока преобладающими могут быть разные типы шероховатости. Как правило, в овражном русле на

любом из его отрезков можно встретить все виды шероховатости, как в виде разнородных фракций, так и в виде местных сопротивлений (3 тип), влияние которых на скоростные характеристики потока изменяются во времени по мере формирования стока половодья и по длине овражной формы. Коэффициенты шероховатости (n) на каждом из измерительных участков определялись с использованием зависимости Шези и принятой, по В.Н. Гончарову (1965) аппроксимации коэффициента C ,

$$C = \frac{h^{0,167}}{n}, \quad \text{откуда } n = \frac{h^{0,67} J^{0,5}}{V}, \quad (1)$$

$$V = \frac{h^{0,67} I^{0,5}}{n},$$

где V – средняя на участке скорость потока, м/с; I – средний по участку уклон тальвега оврага; h – средняя по участку глубина потока, м.

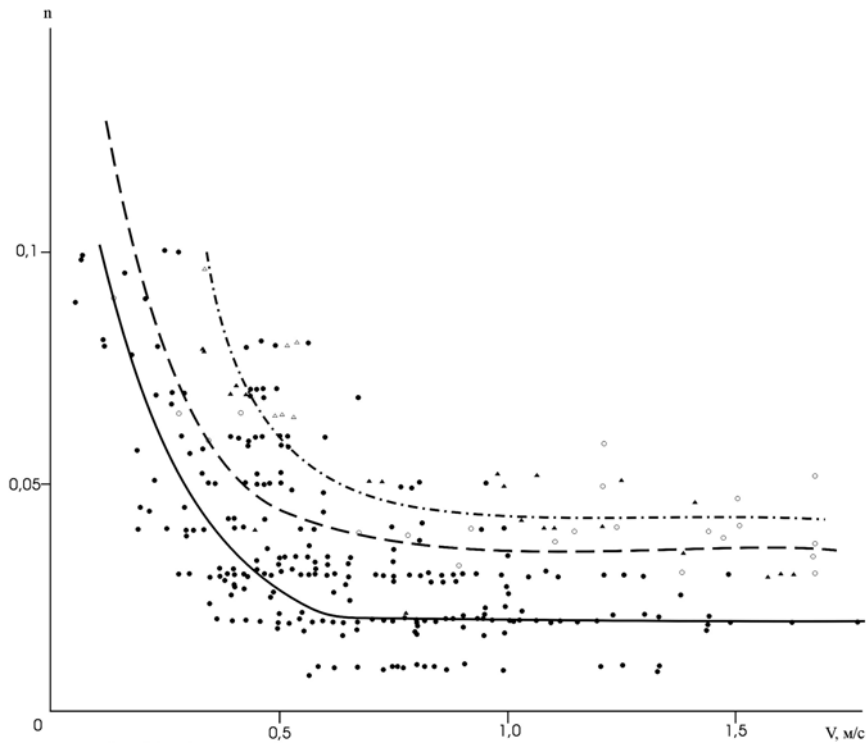


Рис. 3. Изменение коэффициента шероховатости n по трем участкам наблюдений в Егоровом овраге в зависимости от скорости потока (к стр.5)

На рис. 3 представлено изменение коэффициента шероховатости « n » по трем участкам в зависимости от скорости потока. Минимальная ве-

личина n характерна для верхнего участка, где овраг прорезает лессовидные суглинки, ступени в русле отсутствуют, основной русловой формой является побочень левого берега, прижимающий поток к правому берегу и постепенно смещающийся вниз по течению. На среднем и нижнем участках шероховатость русла создается выступами известняковой плиты и грубоокатанными влекомыми наносами со средним размером $0,55 \times 0,73 \times 0,45$ м, а также трещиноватостью и водоворотными зонами. Расчеты средних величин коэффициента шероховатости по зависимости (1) показали, что величина n для всех участков устанавливается постоянной при скоростях, превышающих 0,5-1,0 м/с. При скоростях более низких прослеживается существенное влияние скорости потока на величину коэффициента шероховатости, который значительно увеличивается по мере снижения скорости потока. Например, при снижении скорости потока с 1,0 до 0,25 м/с коэффициент шероховатости на верхнем участке возрастает с 0,02 до 0,035, на среднем – с 0,025 до 0,06, на нижнем – с 0,03 до 0,1.

Эффект влияния скорости на величину n был установлен ранее при анализе данных по ирригационной эрозии (Григорьев, Кузнецов и др., 1983) и при расчетах гидротранспорта по трубам (Альтшуль, 1962). Поскольку ни в одной из приведенных работ не проводилось скрупулезных измерений кинематики потоков, было сделано предположение, что полученные количественные характеристики n зависят от принятой априори квадратичной зависимости между скоростью (V) и произведением $h \cdot I$. В связи с этим была предпринята попытка оценить режим движения потока при разных скоростях. Результаты расчетов показали, что при малых скоростях потока его режим нестабилен и близок к переходной зоне. Коэффициент Рейнольдса находится в пределах от 2500 до 13000-15000. При $C = \text{const}$ показатель степени при произведении уклона на глубину потока в формуле Шези колеблется в диапазоне от 0,52 до 0,82. Кроме того, при малых скоростях и объемах стока в оврагах более существенно сказываются погрешности метода измерений. Например, в полевых условиях почти невозможно замерить скорость потока по всему живому сечению. Получаемые значения практически всегда относятся к стрежню потока, что при расчете коэффициента шероховатости дает заниженный результат. Кроме того, при малой глубине существенную роль играют даже небольшие выступы шероховатости, тормозящие поплавок и меняющие траекторию отдельных струй.

Влияние типа весны на сток воды и наносов

Влияние типа весны на характер половодья на склонах общеизвестно. Особенно много работ в этом направлении сделано на полевых водосборах с микроручейковой сетью. Овражные потоки для склоновых ручьев являются звеном более крупным, в значительной степени нивелирующим характерные особенности разных видов ручейковой сети. Снеготаяние в самом овраге, как правило, является более продолжительным, чем весенний сток на полях. При солярном типе весны время прохождения максимальных расходов воды в овраге и на полях практически совпадает, в то время как

при адвективном типе весны сток в оврагах имеет два пика. Один соответствует по времени максимуму расходов на водосборе, второй – со значительно меньшими расходами, формируется во время таяния снега в самом овраге. В зависимости от экспозиции склонов отставание второго пика расходов также как и начала снеготаяния может достигать 5-7 дней.

Существуют и некоторые особенности в распределении мутности в зависимости от типа весны. При солярном типе весны гидрограф стока воды и график изменения стока наносов практически совпадают. При адвективном типе первый пик стока воды проходит, когда русло и борта оврага еще не оттаяли, т.е. по мерзлomu грунту, и не производят размываю. Овраг нередко бывает в этот период еще забит снегом, на поверхности которого четко видны следы потоков с полей, оставляющие наносы на снегу в днище оврага. При этом сами потоки разубоживаются и практически не содержат наносов. В период формирования второго пика расходов, соответствующего по времени таянию снега в овраге, происходит активная эрозия на участках русла, сложенных легко размываемыми грунтами, что дает при сравнительно невысоких расходах воды максимальные величины мутности. Нередко пики мутности отстают как от первого, так и от второго пика расходов воды, что абсолютно не характерно для рек. На рис. 4 представлены гидрографы стока воды и график изменения стока наносов для условий солярного и адвективного типов весны.

Гидрологические характеристики потоков

Результаты натурных наблюдений позволили сделать расчеты гидрологических характеристик потоков в оврагах. Определены расходы, скорости течения, глубина, ширина потоков, их мутность, число Фруда. Типичные параметры приведены в таблице 1.

Измерения величин мутности воды на р. Протве в разные периоды половодья показали, что ее средняя величина составляет 1,0 г/л, при максимальной – 7 г/л, отмеченной в 1984 г. В ручейковой сети на поле и в овраге мутность потоков на порядок выше. Так, непосредственно выше конуса выноса мутность в овраге достигает 30 г/л. Несмотря на такую значительную разницу в содержании взвеси потоков реки и оврага, ощутимой разницы в мутности реки выше и ниже устья оврага не выявлено. По-видимому, основная часть взвеси, транспортируемая овражным потоком, откладывается на конусе выноса, вдающемся в реку, и на косе сформировавшейся вдоль правого берега.

Плановые переформирования оврагов

О транспортировке овражным потоком наносов можно судить не только по данным срочных наблюдений за мутностью на участках наблюдений, но и по перестройке русла оврага. Наиболее существенные его переформирования отмечаются на участках, сложенных легко размываемыми породами. На верхнем участке даже визуальная оценка дна потока позволяет увидеть большое его сходство с русловыми формами на реках. Как и в

руслах рек с размываемым ложем здесь типично образование побочней, перекаатов и плесовых лощин. Представление об их развитии было получено при сопоставлении материалов ежегодных теодолитных съемок, проводимых весной и осенью, начиная с 1985 г. Весной съемка участка проводилась по окончании стока и обсыхания бортов и дна оврага. Планы, составленные осенью, позволяют зафиксировать положение дна и бортов оврага после летних паводков перед следующим циклом весенних переформирований. Сопоставление гидрографов с данными о стоке наносов за соответствующие годы показывает, что зафиксированные изменения тесно связаны с ходом половодья. Например; наибольшие переформирования произошли весной 1987 и 1988 гг, характеризовавшихся растянутым снеготаянием (соответственно 10 и 14 дней) и большими объемами стока воды и наносов. Расходы воды и наносов весной 1988 г имели наивысшие значения 31 марта – соответственно, 450 л/с и 558 г/с при мутности 1,24 г/л. Всего за половодье 1988 г через верхний участок прошло 11,7 тонн твердого материала.

Таблица 1. Средние значения гидрологических характеристик потоков в оврагах лесной зоны

участок	Параметры потока	Расход воды, л/с						
		до 10	11-50	51-100	101-150	151-200	201-300	>3000
верхний	Скорость, м/с	0,38	0,49	0,8	1,11	1,11	1,38	1,54
	Мутность, г/л	0,48	1,72	2,55	3,02	2,58	1,82	2,01
	Глубина, м	0,032	0,07	0,11	0,139	0,179	0,20	0,25
	Коэффициент шероховатости	0,030	0,036	0,032	0,026	0,030	0,024	0,027
	Число Фруда	0,33	0,21	0,39	0,49	0,43	0,53	0,50
средний	Скорость, м/с	0,28	0,59	0,98	1,08	1,44	1,46	1,59
	Мутность, г/л	1,05	2,56	1,10	4,07	1,91	6,21	-
	Глубина, м	0,021	0,046	0,074	0,10	0,112	0,134	0,201
	Коэффициент шероховатости	0,07	0,05	0,044	0,043	0,036	0,040	0,049
	Число Фруда	0,22	0,43	0,74	0,66	1,13	0,86	0,65
нижний	Скорость, м/с	-	0,55	0,70	0,81	1,05	1,10	1,49
	Мутность, г/л	-	1,18	2,23	3,21	5,86	1,51	3,07
	Глубина, м	-	0,056	0,072	0,089	0,10	0,104	0,123
	Коэффициент шероховатости	-	0,062	0,055	0,053	0,039	0,043	0,036
	Число Фруда	-	0,28	0,36	0,38	0,58	0,60	0,97

За годы исследований на верхнем участке отметки дна потока в среднем понизились на 0,76 м, т.е. здесь происходит врезание русла. Кроме того, существенно изменились очертания побочня левого берега. Его вершина сместилась на 0,4м вниз по течению, а в направлении противоположного борта вытянулась на 0,8 м. В результате пологая сегментная излучина превратилась в заваленную.

Наблюдения показали, что средний и нижний участки Егорова оврага, сложенные трудно размываемыми породами, являются зонами транзи-

та и переотложения твердого материала. Источниками его поступления служат смыв с водосборной площади, размыв дна оврага на вышележащих участках, а также осыпание и оползание грунта с его бортов. Например; весной 1988 г через верхний участок Егорова оврага прошло около 12 тонн взвешенных наносов, а через нижний всего 2,5 тонны. Таким образом, только немногим более 20% наносов, перемещаемых в овраге достигает р. Протвы. Эта цифра согласуется с данными многих исследователей, проводивших наблюдения в лесной зоне (Ковальчук, 1981; Голосов, 1986).

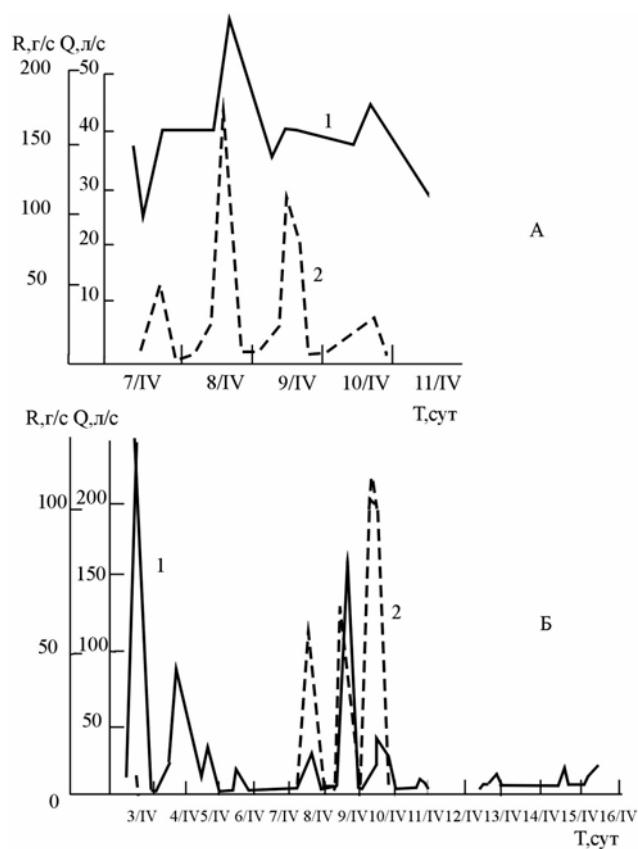


Рис. 4. Гидрографы стока воды и наносов при солярном (А) и адвективном типе (Б) весны
 1 ——— расход воды 2 - - - - расход наносов

Поскольку овраг привязан своим устьем непосредственно к реке, его влияние на поток и русло несомненно. Крупнозернистые пески, транспортируемые овражным потоком, являются основным материалом, формирующим конус выноса оврага. Водоток Егорова оврага впадает в Протву (IX порядок), прорезая собственный конус выноса, как правило, полностью за-

топляемый в период половодья. В межень подводная часть конуса выноса формирует косу вдоль правого берега реки. Надводная (в межень) часть конуса ежегодно претерпевает заметные переформирования, приводящие к уменьшению уклона устьевого участка и временному повышению абсолютных отметок основной части его поверхности. В пределах надводной части конуса ежегодно происходит изменение положения сети ручьев на его поверхности.

Представления о переформированиях на поверхности конуса получены путем сопоставления ежегодно составляемых планов участков в масштабе 1:100. В 1985 г. русло потока в вершине конуса имело глубину от 0,05 до 0,1 м. В центральной части нагромождения из относительно крупных глыб известняка и доломита (средние размеры 0,1x0,15м) разделяли поток на три рукава глубиной не более 0,02-0,03м. В последующие два года эти нагромождения были уничтожены ледоходом, четкого деления русла на рукава не наблюдалось, поток равномерно растекался по поверхности конуса. Коса, формирующаяся вдоль правого берега реки несколько вытянулась вниз по течению. В 1988 г на конусе вновь стало формироваться неглубокое русло. Размеры самого конуса увеличились за счет выдвигания в сторону противоположного берега и вниз по течению.

Существенные изменения в приустьевой зоне оврага и на конусе выноса связаны с ливнем большой интенсивности, прошедшем в июне 1993 г. Тогда длина размыва в устье оврага составила 21 м, средняя ширина размыва – 2,0 м, а максимальная – 2,8 м, средняя глубина – 0,5 м, максимальная – 0,8 м. Объем размыва грунта составил 18 м³. При этом была разрушена ступень из глыб выветрелого известняка, которые были перенесены вниз по течению на 14 м и заполнили водобойный колодец под структурной монолитной ступенью. Ниже завала в русле ручья и на конусе выноса было переложено 10-12 м³ наносов. Остальная часть грунта во взвешенном состоянии попала в реку.

На планах, составленных в 1995 и 1996 гг, на конусе прослеживается русло глубиной 0,1-0,15м, прорезавшееся до уреза р. Протвы.

Следующие крупные изменения на конусе произошли в 1996 г, когда во время мощного половодья при высоких скоростях течения потока конус был несколько размыв и по высоте, и по простиранию. За половодье следующего 1997 г. нижний край конуса сместился вниз по течению реки на 0,3 м а к противоположному берегу на 0,4 м. На планах конуса, относящимся к периодам осенней межени 1995, 1996 и 1997 г видно, что между косой и берегом образовалась заводь, к которой коса обрывается крутым подвальем.

За весь период наблюдений особенно существенная перестройка конуса произошла весной 1988 г, когда за время снеготаяния по оврагу прошли экстремально большие расходы воды при практически нулевой мутности, что привело к значительным размывам и общему понижению поверхности конуса на 0,4 м. Однако в целом за время наблюдений высота поверхности конуса существенно не изменилась, хотя его плановые размеры и конфигурация постоянно претерпевали переформирования: конус вы-

носа вытянулся вниз по течению реки на 0,9 м, в сторону противоположного берега на 1,6 м; одновременно сформировалась коса, что привело к росту объема конуса. При этом стрежень речного потока был отжат к левому берегу, что обусловило его размыв и образование изгиба некогда прямого берега (рис. 5)

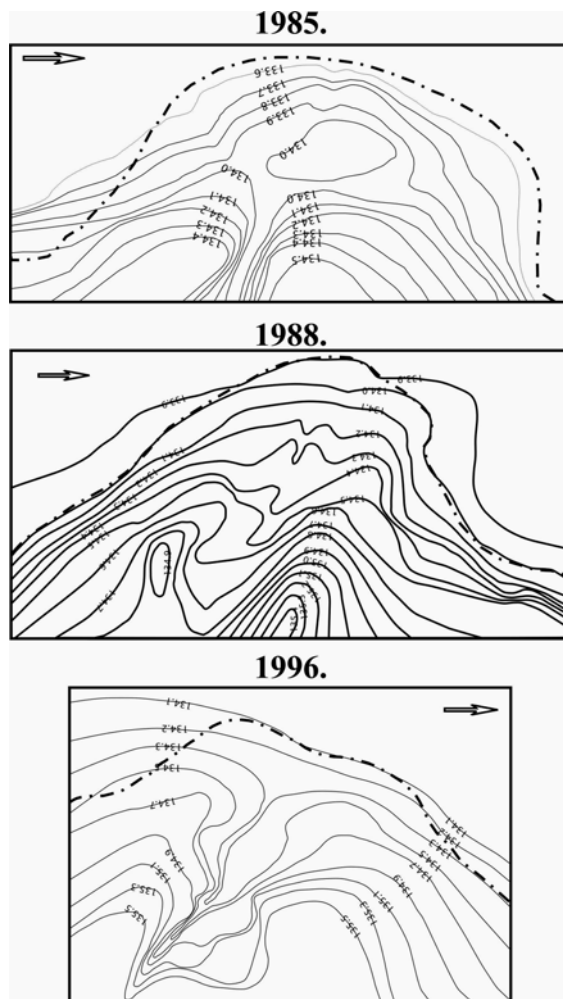


Рис. 5. Перестройка конуса выноса Егорова оврага.

Роль склоновых и эрозийных процессов в оврагообразовании

В комплексе природных процессов, сопутствующих развитию овражной эрозии одно из первых мест занимает процесс суффозии, механизм которой до настоящего времени для овражных форм специально не рассматривался. По наблюдениям в Сенокосной балке процессы суффозии ши-

роко развиты на залесенных и открытых овражных водосборах и являются одной из основных причин углубления и расширения вершин оврагов. Так вершина донного овражного вреза Сенокосной балки в разные годы в зависимости от интенсивности талого и ливневого стока и условий промерзания-протаивания в период весеннего снеготаяния развивалась то преимущественно по эрозионному, то по суффозионному типу.

В многоводные 1983-1987 г развитие шло по эрозионному типу: ежегодный прирост донного эрозионного вреза составлял 1,65-2,4 м. В маловодные 1995-1999 г вершина вреза росла по суффозионному типу: величина ежегодного прироста была невелика 0,2-1,2 м. Вершина водобойного колодца размывалась слабо. В то же время росли «поноры» (подземные размывы по трещинам и по тоннелям) и отшнурованные от основного русла ветвящиеся суффозионные ложбины и западины, уводящие весь поверхностный сток также в подземные «поноры». Прирост таких суффозионных форм составлял 1,5-3,0 м/год, то есть он был вполне сопоставим с поверхностным, чисто эрозионным приростом в многоводные годы. Впоследствии такие суффозионные ложбины путем расширения и обваливания стенок над подземным руслом постепенно соединялись с основным поверхностным эрозионным руслом и формировали единый овражный вершинный врез. При этом супесчано-суглинистый грунт вымывался по «понорам» из-под дернины, нависающей козырьком в 10-20 см у их устья. Так как глубина донного эрозионного вреза в Сенокосной балке небольшая (около 1,1 м), то и перепад высот от днища балки в местах выхода суффозионных «понор» также невелик – 0,6-0,8 м. Обрушившийся материал суффозионных размывов завалил основное русло донного вреза и в последние маловодные годы не был размыт маломощным потоком.

Еще более отчетливо проявляется суффозионный механизм роста в вершине Буйного оврага, расположенного рядом с Сенокосной балкой по левому борту долины р. Протвы. Это обусловлено следующими условиями: 1) рельефообразующими породами здесь являются легко поддающиеся суффозии опесчаненные суглинки и пески; 2) перепады высот в вершине Буйного оврага больше, чем в Сенокосной балке – от 0,8 до 1,8 м; 3) сток у вершины рассредоточен по склону, что препятствует его концентрации в единое русло и формированию водобойного колодца, но не мешает образованию многочисленных суффозионных «понор» вдоль всего вершинного перепада высот; 4) лес, кустарники и дернина вокруг вершины также сдерживают эрозионный размыв, но не могут воспрепятствовать суффозионному вымыванию частиц легкого грунта из-под дернины и корней деревьев, которые в результате ежегодно обрушиваются в овраг целыми группами вместе с грунтовыми блоками. Основному суффозионному обрушению подверглась даже не основная вершина, а левая боковая часть, что также свидетельствует о том, что основное значение в данном случае имеет не эрозионный врез по основному руслу, а другие сопутствующие процессы : основная вершина удлинилась за 18 лет всего на 0,2-0,5м, а отступление ле-

вого борта оврага произошло более, чем на 2 м. При этом поверхностных размывов у края вершины Буйного оврага не отмечено.

Основная вершина Егорова оврага развивается преимущественно по эрозионному типу, что обусловлено отчасти антропогенными причинами – искусственной концентрацией стока в бетонном дюкере под шоссейной дорогой и подведением стока по водоподводящей ложбине к вершине оврага. Во всех других четырех вершинах Егорова оврага развитие происходит без участия антропогенного фактора, с преобладанием суффозионного механизма развития. На залесенном участке рост этих вершин происходит очень медленно, с образованием суффозионных «понор», их постепенным расширением и обрушением. Длина таких форм до 0,5 м при перепаде высот всего 0,4-0,5 м. В отдельные маловодные годы (например, 1985-1986) линейного прироста по этим вершинам вообще не отмечено. В то же время основная вершина ежегодно росла от 1,6 до 2,4 м/год при глубине водобойного колодца в вершине более 1,6 м.

Заключение

Таким образом можно констатировать, что многолетний ряд наблюдений над оврагами на Сатинском стационаре позволил выявить целый ряд новых закономерностей гидрологического режима и особенностей геоморфологического механизма развития овражной эрозии в лесной гумидной зоне европейской части России.

В результате многолетних исследований на стационаре:

- Установлены особенности гидрографа стока воды и графика распределения стока наносов в зависимости от солярного и адвективного типа весны.
- Рассмотрено распределение эродированного твердого материала по разным звеньям гидрографической сети. Подтвержден факт выноса в гидрографическую сеть лишь 20% его объема.
- Отмечена большая вариабельность формы и размеров живого сечения потока в оврагах.
- Коэффициент шероховатости русла потоков в оврагах определяется комплексом всех видов местных и рассредоточенных по длине русла сопротивлений. Получена зависимость значений коэффициента шероховатости от пород слагающих русло, а так же скоростных характеристик потока и неравномерности их распределения по ширине длине русла.
- Установлено влияние развития конусов выноса оврагов, привязанных к постоянным водотокам на плановые переформирования их русел.
- Подтверждены в качестве основных в развитии оврагов комплексы эрозионных и склоновых процессов. Степень влияния и преобладающая роль каждого из них определяется ежегодной вариабельностью природных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

Альтшуль А.Д. Местные гидравлические сопротивления при движении вязких жидкостей. М.: Гостоптехиздат, 1962. 123 с.

Голосов В.Н. Антропогенная эрозия почв в бассейне Верхней Оки. Автореф. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М.: изд-во МГУ, 1986. 25 с.

Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат. 1965.

Ковальчук И.П. Динамика эрозионных процессов в Западной Подолии. Автореф. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 1981. 24 с.

Кузнецов М.С., Григорьев В.Я., Ким А.Д. Оценка и картографирование потенциальной опасности ирригационной эрозии почв // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9. М.: изд-во МГУ, 1983.. С. 55-68.

ГИДРОЛОГИЯ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Н.Г. Добровольская

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БАКТЕРИОПЛАНКТОНА РАВНИННЫХ РЕК

В любом речном потоке обитает огромное количество микроорганизмов, высокая биохимическая активность которых определяет их значительную роль в формировании химического состава вод, круговороте азота, фосфора, серы, а также поддержании гомеостаза экосистем речных потоков (Добровольская, 2000). Бактериопланктон пополняется как за счет привноса с бассейновыми водами, так и в результате размыва донных наносов и берегов, и, в конечном счете, выносится в приемные бассейны, составляя важную часть биостока. При этом микроорганизмы непосредственно влияют на ход русловых процессов, активно участвуя в биохимическом субаквальном выветривании коренных пород, слагающих ложа рек, и разрушении частиц аллювия, а также в деструкции растительных остатков, что особенно важно для малых рек. Интенсивность биохимического выветривания во многом зависит от петрографического и гранулометрического состава разрушаемых пород (Добровольская и др., 1991).

Между тем исследования микробиоты речных вод единичны, а закономерности пространственно-временного распределения бактериальной составляющей стока рек и ее взаимосвязей с основными характеристиками гидрологического режима и русловых процессов практически отсутствуют.

Объекты исследования

Наиболее удобными и репрезентативными объектами для исследований связей микробиального стока с гидрологическими характеристиками речных потоков (генезисом, структурой стока воды и наносов, уровнем и скоростным режимом) могут служить малые реки. Однако морфология и русловые процессы таких рек изучены недостаточно, в связи с чем приходится привлекать данные по крупным рекам с весьма сложным строением русла и генезисом водного стока (Чалов, Беркович и др., 1976).

Основные исследования были проведены на трех малых реках южно-таежной подзоны Европейской части России – Рене и Шарице протяженностью от истоков до зоны подпора Рыбинского водохранилища 62 и 26 км, соответственно, и в среднем течении р. Протвы. Верховья и среднее течение Рени дренируют крупную моренную гряду – северную часть Бежецкой возвышенности; бассейн Шарицы расположен в пределах плоской озерно-зандровой Молого-Шекснинской равнины. К малым рекам относится и река Протва (приток р. Оки), пересекающая зону сочленения Смоленско-Московской и Среднерусской возвышенностей. В ландшафтном отношении территории всех трех бассейнов относятся к южнотаежно-лесной подзоне (Природно-сельскохозяйственное районирование..., 1984).

Основным источником питания рек являются талые воды, дающие свыше 50% годового стока, грунтовые воды составляют 25-40% и лишь 15-

20% приходится на дождевое питание (География..., 1992). Для гидрологического режима этих рек характерно хорошо выраженное весеннее половодье продолжительностью 35-50 дней, летне-осенняя межень, прерываемая дождевыми паводками, и глубокая зимняя межень. Доля стока в половодье составляет более 60% его годовой величины, причем поверхностный сток достигает 80% половодного.

Микробиологические исследования проводились также в среднем течении р. Лены (от Покровска до Якутска). Этот участок реки расположен в пределах Центральноякутской провинции среднетаежной подзоны, и характеризуется чрезвычайно сложной морфологией русла. Основными ее чертами являются разветвленность на рукава многочисленными островами, чередование перекатов и плесов (Чалов, Беркович и др., 1976). Глубина основного русла даже на перекатах достигает 3-4 м. Расходы воды и наносов в рукавах могут различаться на порядок величины, а их распределение меняется в различные фазы гидрологического режима. В структуре стока преобладает дождевое питание (56%), в связи с чем характерны летние паводки. Однако основной сток проходит весной и в начале лета.

Методика исследований

Исследования проводились на всем протяжении малых рек от истока до устья (Реня, Шарица), в среднем течении более крупной, но относящейся к классу малых рек, реке Протва (на участке протяженностью 13 км выше г. Боровска), а также на 103-километровом участке р. Лена (от Покровска до Якутска), где река относится уже к категории крупнейших. Во времени были охвачены все основные фазы гидрологического режима (сезоны) или только летне-осенняя межень. Расстояния между измерительными створами на малых реках составляли несколько километров, на Лене – 15-20 км. В каждом из створов пробы воды для микробиологических исследований и определения мутности отбирались из стрежневой зоны потока с глубины 0,5 м на малых реках и по всей глубине на р. Лене с помощью батометра мгновенного наполнения. Одновременно измерялись скорости течения, расходы воды (на р. Лене в каждом из рукавов), температура воды и воздуха, фиксировалось состояние и морфология русла.

Для оценки численности, биомассы и структуры бактериопланктона использовали два типа методов: метод посева на твердые питательные среды (МПА, Эшби и др.), и модифицированный метод прямой люминесцентной микроскопии с окрашиванием фиксированных препаратов (Кожевин, 1989). При использовании метода посева проводится подсчет общего числа колоний на чашках Петри. Основные типы колоний просматривались в световом микроскопе с фазово-контрастным устройством, и после выделения чистых культур проводилась их идентификация (по Bergeys, 1989). Численность микроорганизмов выражалась в данном случае в колониеобразующих единицах (КОЕ /на мл).

При прямом подсчете бактериальных клеток люминесцентным методом использовали краситель акридиноранж (Кожевин, 1998). Общая численность бактериопланктона рассчитывалась по формуле:

$$N = 10 (4 a n)/S;$$

где N – количество клеток в 1,0 мл воды; a – среднее количество клеток в поле зрения; n – показатель разведения; S – площадь поля зрения в мкм^2 . Величину биомассы определяли из расчета, что одна бактериальная клетка объемом $0,1 \text{ мкм}^3$ весит $2 \cdot 10^{-14}$ г, и соответственно: $B = 2 N 10^{-2}$; где B – биомасса в мг/л, N – количество клеток в одном мл воды. Расход бактериальной биомассы речного потока вычислялся по формуле: $Q_{\text{бм}} = Q_{\text{в}} * B$; где $Q_{\text{в}}$ – расход воды (л/с), B – биомасса бактерий (мг/л).

Люминесцентный анализ с использованием микроскопа ЛЮМ-И 1,90 X дает возможность определить абсолютную численность бактерий и спор, но не таксономический состав микробиоты. Численность, определенная методом посева, обычно на один-два порядка меньше, чем полученная прямым микроскопированием (Звягинцев и др., 1978), поскольку нет универсальной питательной среды, на которой развивались бы все имеющиеся группы микроорганизмов. Тем не менее, величины численности в КОЕ на мл вполне правомерно использовать для сравнительной характеристики объектов.

Пространственно-временная изменчивость численности бактериопланктона в речном потоке – чрезвычайно сложное явление. Речные воды, как местообитание микроорганизмов, представляют особую среду, специфичную по температурному режиму, изменениям содержания кислорода, CO_2 и элементов питания, освещенности и другим экологическим условиям, отличающим их от других компонентов ландшафта.

В то же время речной поток – открытая динамичная система с циклическими изменениями объема водной массы и ее свойств, концентрации твердых частиц бассейнового и руслового происхождения, на поверхности которых адсорбируется большое количество микроорганизмов. В русловом потоке одновременно смешаны воды различного генезиса – поступающие с поверхностным, внутриводным и грунтовым стоком. Эти воды отличаются первоначальной концентрацией химических веществ, а также численностью и биоморфологической структурой микробиальных сообществ. Различные фазы гидрологического режима специфичны по соотношению этих вод в речном потоке, по интенсивности обмена наносами между потоком и другими элементами русла и долины.

Анализ совместного влияния экологических и гидрологических факторов на состояние бактериопланктона представляет наибольшую сложность при объяснении причин пространственно-временной вариабельности численности. Однако в настоящее время и сами закономерности пространственно-временного распределения исследованы чрезвычайно слабо, несмотря на высокую их актуальность для экологических прогнозов, а также

для оценок формирования геостока (Алексеевский, 2000) и исследований русловых процессов.

Для крупных рек, где более выражена температурная стратификация вод, изменение скоростей и концентрации взвешенных наносов в поперечном сечении, существенным представляется геометрия биотопа. В среднем течении р. Лены были установлены значимые различия в распределении численности микроорганизмов в поверхностных и придонных слоях воды, на плесах и перекатах. На плесах численность сапрофитных бактерий максимальна в поверхностных слоях воды (22-28 тыс. КОЕ/мл) и снижается в придонных до 12,5-16 тыс. КОЕ/мл. На перекатах соотношение обратное – 2,2-5 и 6,5-9 тыс. КОЕ/мл, соответственно. Такой характер распределения прослежен для двух летних меженных периодов с различной водностью и средней мутностью, и объясняется, вероятно, большим прогреванием воды, обилием органических веществ на плесах и повышенной мутностью воды в придонных слоях на перекатах (Добровольская, 2000). Эти факты свидетельствуют о необходимости учета морфологии крупных русловых форм при выборе створов для оценки микробиального стока больших рек.

На малых реках, где отношение ширины потока к глубине гораздо меньше, чем на средних и крупных, локальные изменения экологических условий в створах сглажены. Термический и гидрологический режимы потоков более тесно связаны с сезонным состоянием ландшафтов водосборов (Малые реки..., 1998). Так, в среднем течении р. Протвы не выявлено заметных различий между численностью бактерий на плесах и перекатах – изменения в пяти створах в межень максимально составляли 90% и были примерно равны содержанию на устьевом участке ее притока р. Исьмы, водность которой в несколько раз меньше. (На Лене различия численности на перекатах и плесах достигали порядка величины).

На малых реках ярко проявляется сезонная вариабельность численности бактериопланктона. На том же участке Протвы она синхронно и приблизительно пропорционально изменяется на всех измерительных створах (рис. 1). Максимальные величины плотности бактерий отмечены в осенний (12-20 млн.кл./мл) и весенний (6-8 млн.кл./мл) периоды, а минимальные – в летнюю и зимнюю межень (2-5 и 1-1,2 млн.кл./мл, соответственно). Преобладающую значимость сезонных колебаний численности подтверждают и данные о плотности сапрофитных бактерий, полученные методом посева. Максимальные значения приходятся на осень ($2,2 \cdot 10^4$ КОЕ/мл). Весной, летом и зимой они составляют $1,6 \cdot 10^4$, $0,73 \cdot 10^4$ и $0,3 \cdot 10^4$ КОЕ/мл, соответственно. Аналогичная направленность сезонных изменений численности весной и летом проявилась по всему продольному профилю р. Рени. Весной на спаде половодья во всех створах она была значительно больше (0,84-3,9 млн.кл./мл), чем в летнюю межень (0,41-2,3 млн.кл./мл). При этом максимальная вариабельность как на локальном участке (Протва), так и для всей реки (Реня) характерна в летний период – Св летом приблизительно в два раза выше, чем осенью на Протве и в 1,3 раза на Рене (0,72 и 0,56, соответственно).

Сезонность оказывает существенное влияние на таксономический состав водного бактериального комплекса, что проявляется не только в смене доминантов, но и в перераспределении доли остальных таксонов (Добровольская и др., 2001). Весной, летом и зимой отмечается монодоминантность таксономической структуры с преобладанием спирилл рода *Aquaspirillum* (47-60%), использующих содержащиеся в воде органические кислоты, сахара, спирты. Доля следующих по величине групп сапротрофных бактерий не превышает 15%. Иная картина наблюдается осенью – на смену спириллам приходят цитофаги рода *Cytophaga*, доля которых составляет 57-60% от общей численности.

Осенний максимум численности бактериопланктона связан с отмиранием растительности, точнее, с поступлением в русло органических остатков, что подтверждается доминированием в этот сезон бактерий-целлюлозолитиков. Повышенное содержание в половодье объясняется поступлением большой массы бактерий с поверхностным стоком с водосбора, при размыве береговых откосов и донных отложений, плотность микроорганизмов в которых на порядок и более превышает их содержание в воде (в песчаных донных отложениях Лены содержание сапрофитных бактерий в 10-60 раз больше, чем в потоке).

Последним обстоятельством объясняется зависимость средней численности микроорганизмов от концентрации взвешенных наносов (рис. 2). На всех обследованных малых реках рост численности пропорционален увеличению мутности (в межень и на спаде половодья). Общий характер эмпирических зависимостей сходен во всех исследованных случаях. Наиболее удачно они аппроксимируются степенными зависимостями вида:

$$N = a + M^n;$$

где N – численность бактерий, млн.кл./мл, M – мутность, мг/л, a и n – эмпирические коэффициенты. Величины последних индивидуальны для каждой реки (таблица), но показатель степени везде меньше единицы, что отражает более быстрый рост численности при минимальных значениях мутности. Большое влияние сезонных состояний потока на содержание бактерий в воде (рис. 1) не позволяет на данном этапе получить единой общей зависимости, но уравнения можно использовать с учетом фазы гидрологического режима для приближенной оценки микробиального стока рек, для которых имеются данные о мутности.

Гораздо сложнее оценка связи мутность – численность на крупных реках с разветвленным руслом, где вариабельность мутности по отдельным рукавам одного и того же створа через реку может составлять порядок величины и зависит от колебаний уровня. Микробиологические исследования вод в среднем течении Лены, проведенные одновременно с замерами мутности в тех же створах, выполненные Русловой экспедицией МГУ, свидетельствуют о тенденции роста численности при увеличении мутности для перекатных участков. При средней мутности порядка 10 г/м^3 и $14-18 \text{ г/м}^3$

численность сапрофитных бактерий составляла 5 и 10-16 тыс. КОЕ/мл, соответственно. Однако говорить о прогнозировании численности бактерий на основе гидрологических данных на крупных реках пока нереально.

Таблица. Параметры зависимостей численности бактериопланктона от концентрации взвешенных наносов.

Река, сезон	Параметры			
	<i>a</i>	<i>n</i>	Коэффициент корреляции	Ошибка, %
Реня, весна	0,733	0,89	0,96	12,0
Реня, лето	0,449	0,85	0,93	16,2
Шарица, лето	1,026	0,62	0,99	2,6
Протва, лето	1,783	0,35	0,91	15,5

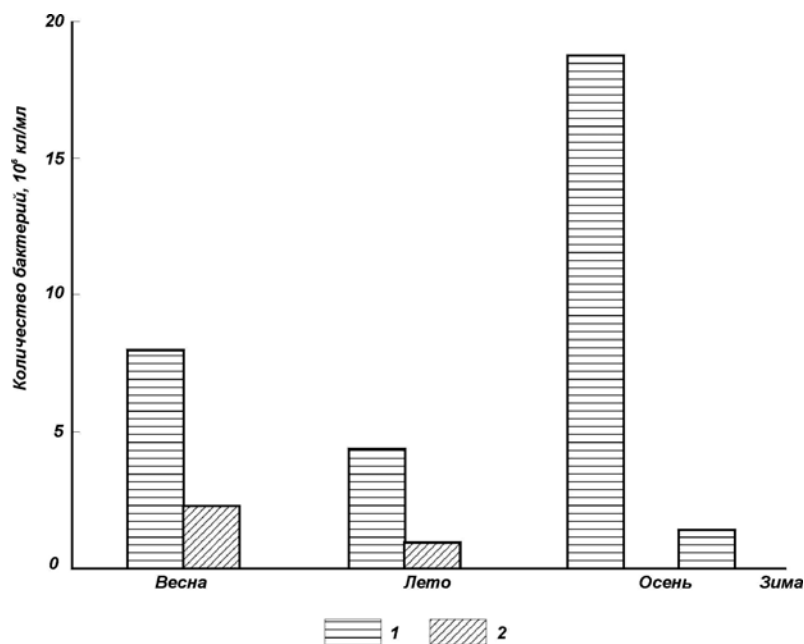


Рис. 1. Сезонная динамика численности бактерий в воде р. Протвы и р. Рени. 1 - р. Протва; 2 - р. Реня

Как известно, длина рек коррелирует с размерами бассейнов, количеством притоков, величиной расходов и другими гидрологическими характеристиками (Ржаницин, 1960). Изменение концентрации бактериопланктона на равнинных реках также связано с положением створов в русловой системе. На реках Рене и Шарице, обследованных от истоков до устья, минимальная численность (в каждом из сезонов) отмечена в верховьях, а мак-

симальная – в створах низовья и зоне подпора Рыбинского водохранилища. Таким же образом изменяются мутность и в небольших пределах температура воды. На рис. 3 отражена положительная корреляция между этими параметрами как на спаде половодья, так и в межень, причем интересна хорошая согласованность кривых и плавное нарастание численности. Плавность и малая амплитуда изменений особенно четко выражена на р. Шарице, небольшой бассейн которой отличается весьма однородными ландшафтными условиями – плоская заболоченная равнина с песчаными грядами занимают все верхнее и среднее течение. Крупных притоков нет. Численность бактериопланктона возрастает от верховьев к устью всего лишь на 20% (от 1,5 до 1,8 млн.кл./мл). Сходное распределение бактериопланктона с равномерным нарастанием по продольному профилю реки ("в случае устранения урбанистического эффекта") установлено на Пиренейском полуострове в водах р. Арга (Goni-Urriza et al., 1999).

Тенденция к росту численности обнаружена и на участке среднего течения Лены, где содержание сапротрофных бактерий увеличивалось в летнюю межень 1972 г. на расстоянии 40 км от 6-8 до 20-24 тыс. КОЕ/мл. Однако в районе самого Якутска составляла 785-949 тыс. КОЕ/мл. Последний скачок объясняется поступлением в воду городских стоков с обильной органикой.

Выявленная закономерность присуща рекам, водосборы и русла которых не подвержены интенсивным антропогенным нагрузкам, так как при поступлении в русло промышленных или селитебных стоков водный биоценоз резко нарушается. Примером могут служить данные, полученные при оценке экологического состояния р. Чапаевка (Самарская область), где на протяжении 250 км не было выявлено какой-либо закономерности в распределении численности микрофлоры в водном потоке. Подъемы и спады плотности бактерий, чередующиеся вниз по течению реки, здесь обусловлены неравномерным поступлением сельскохозяйственных стоков, которые наряду с высокими концентрациями биогенных веществ, отличаются обилием микроорганизмов (Терехова, Семенова, 1997).

Таким образом, по характеру пространственной динамики распределения бактерий можно судить об экологическом состоянии речного потока. Реки Реня и Шарица относятся к водотокам с ненарушенным естественным распределением бактериопланктона, и, следовательно, экологически благополучны. Для оценки общей речной денудации суши представляет интерес соотношение различных элементов речного стока. Выполненные расчеты позволили установить соотношения стока взвешенных наносов и стока бактериальной биомассы малых рек центра ЕТР. Максимальный суточный расход последней был зафиксирован на пике половодья 1999 года в р. Протве. Он составлял 2,5 тонн в сутки, что равнялось всего 0,2% от суточного расхода взвешенных наносов. В летнюю, летне-осеннюю и зимнюю межени эти соотношения были равны 0,98, 18,7 и 2,6%, соответственно. Близкие величины отмечены на спаде половодья и в летнюю межень на р. Реня – 0,99 и 1,4%.

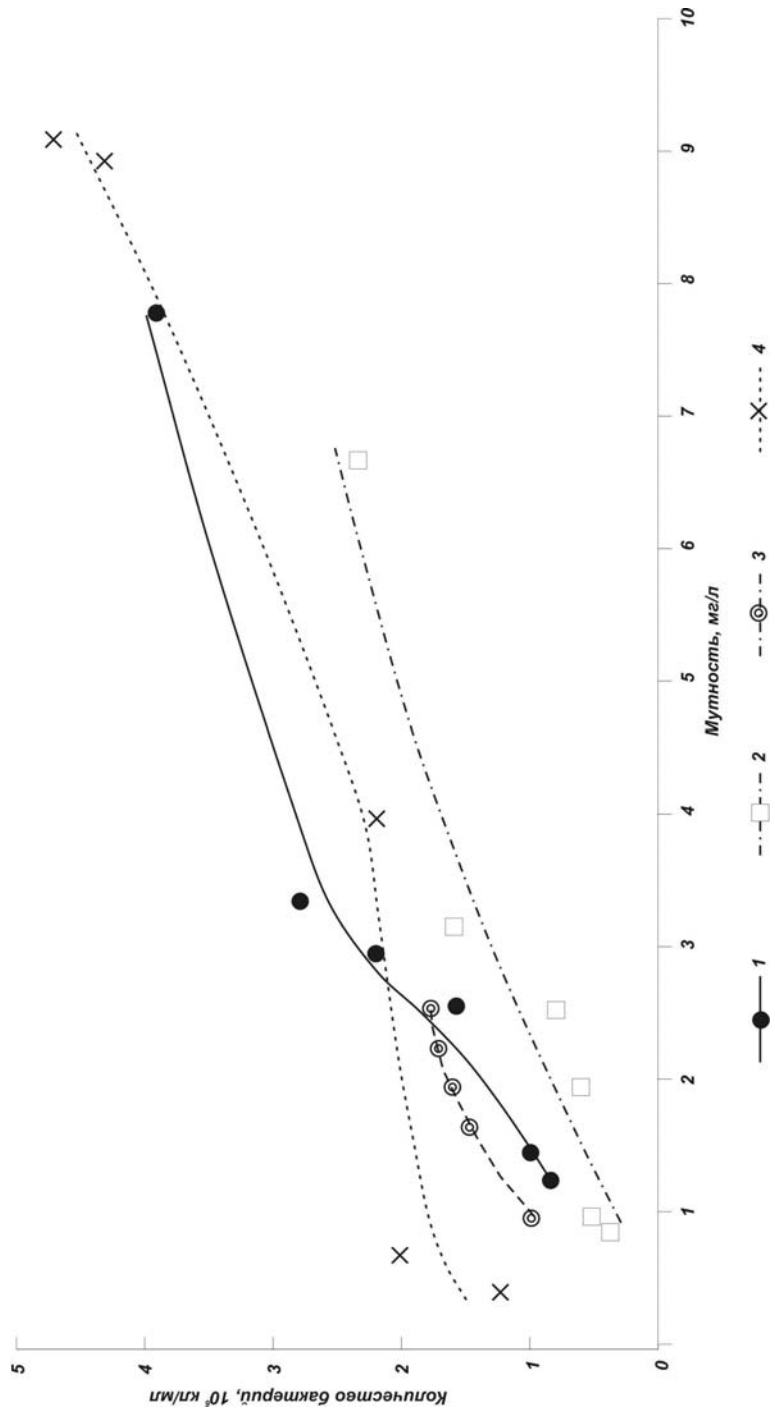


Рис. 2. Связь численности бактериопланктона с концентрацией взвешенных наносов.
 1 – р. Рея (спад половодья, весна), 2 – р. Рея (межень, лето), 3 – р. Шарица (межень, лето), 4 – р. Протва (межень, лето)

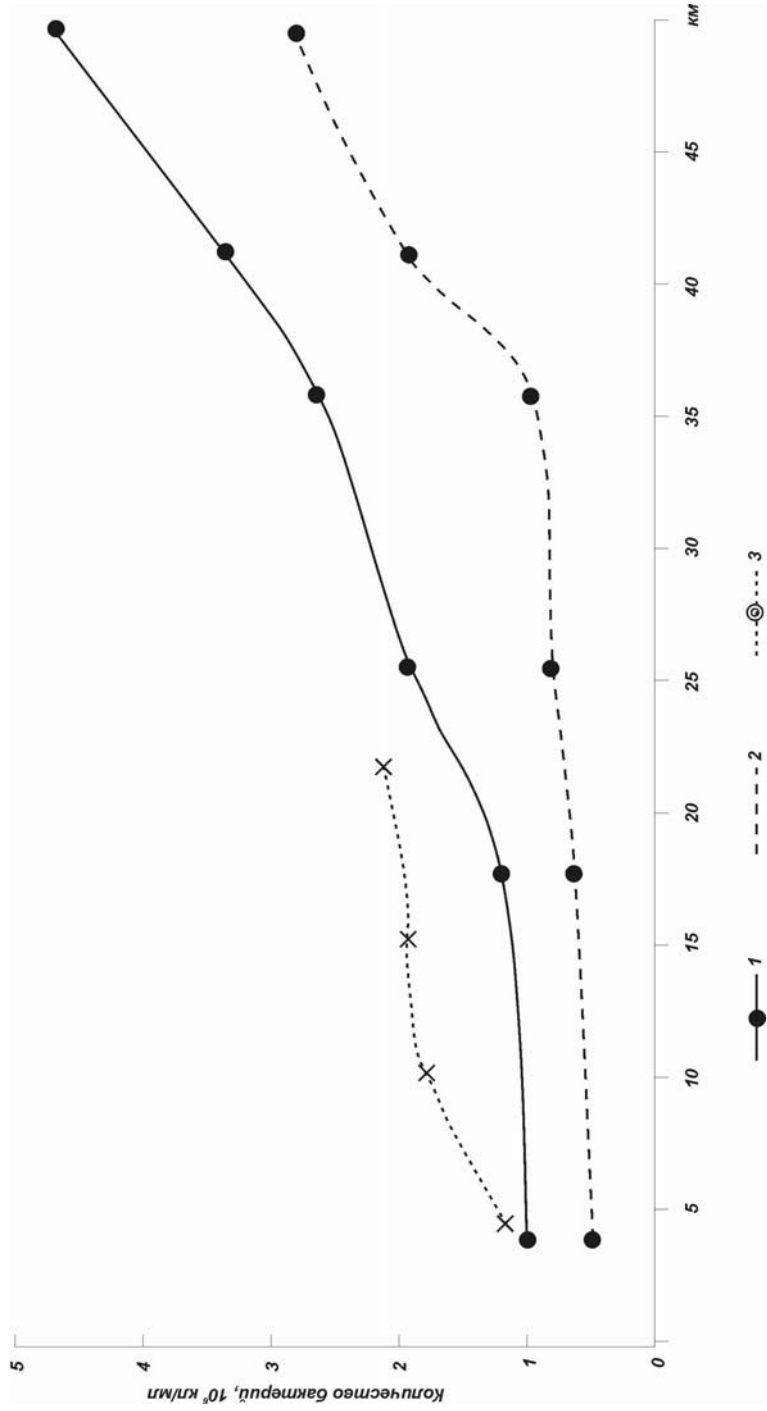


Рис. 3. Пространственное распределение численности бактериопланктона по продольному профилю рек Реня и Шарица. 1 - р. Реня (весна), 2 - р. Реня (лето), 3 - р. Шарица (лето)

Заключение

Пространственно-временные распределения микробиоты речных потоков обладают определенной динамичной устойчивостью и упорядоченностью. На малых равнинных реках изменение численности и биомассы бактериопланктона контролируется, прежде всего, сезонным состоянием реки и фазами гидрологического и руслового режима. На крупных реках большое значение имеет морфология русла (чередование перекатов и плесов) и связанные с ней особенности русловых процессов – размыв и аккумуляция отложений. На малых реках со слабо затронутыми хозяйственной деятельностью водосборами численность бактерий положительно связана с мутностью потока, а ее распределение характеризуется нарастанием от истоков к устью. Последнее может служить индикатором экологического состояния рек.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеевский Н.И.** Концепция биостока и состояние малых рек // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. М. 2000.
- География Тверской области.** Тверь: Изд-во ТПГУ. 1992.
- Добровольская Н.Г.** Микроорганизмы как компонент речной геосистемы // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во МГУ. 2000.
- Добровольская Н.Г., Головченко А.В., Добровольская Т.Г., Зенова Г.М.** Бактерильный сток реки Протвы // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2001. № 2. Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. О роли механического и биохимического выветривания в формировании состава руслового аллювия // Геоморфология. 1991. № 1.
- Звягинцев Д.Г., Дмитриев Е.А., Кожевин П.А.** О люминесцентно-микроскопическом изучении почвенных микроорганизмов // Микробиология. Т XLVII. № 6. 1978.
- Кожевин П.А.** Микробные популяции в природе. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1989.
- Малые реки волжского бассейна.** М. 1998.
- Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР.** ГУГК. М. 1984.
- Ржаницин Н.А.** Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л.: Гидрометеоиздат. 1960.
- Терехова В.А., Семенова Т.А.** Изменчивость микробиоты в условиях интенсивной антропогенной нагрузки // Экологическая безопасность и устойчивое развитие Самарской области. Вып. 3. Тольятти. ИЭВБ РАН. 1997.
- Чалов Р.С., Беркович К.М., Борсук О.А., Кирик О.М., Лодина Р.С., Паклина Л.М., Рулева С.Н., Чернов В.А.** Русловой режим средней и нижней Лены. ВИНТИ. № 2224 – 76. Деп. М. 1976.
- Bergeys Manual of Systematic Bacteriology** // ds. Williams S.T. et al. Baltimore est., 1989. V. 4.
- Goni-Urriza M., Capderuy M., Raymond N., Quentin C., Caumette P.** Impact of an urban effluent on the bacterial community structure in the Arga River (Spain), with special reference to culturable Gram-negative rods // Can. J. Microbiol. V. 45. 1999.

А.М. Алабян, Н.И. Алексеевский, Л.С. Евсева, В.А. Жук,
В.В. Иванов, В.В. Сурков, Н.Л.Фролова, Р.С. Чалов, А.В. Чернов

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИЧИН ВЕСЕННЕГО ЗАТОПЛЕНИЯ ДОЛИНЫ МАЛОЙ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ В РАЙОНЕ г. ВЕЛИКОГО УСТЬЮГА*

Расположение Великого Устья на пойме р. Сухоны, в непосредственной близости от ее слияния с р. Югом, предопределяет неизбежность возникновения проблемных ситуаций, связанных с затоплением и подтоплением его территории (рис. 1).

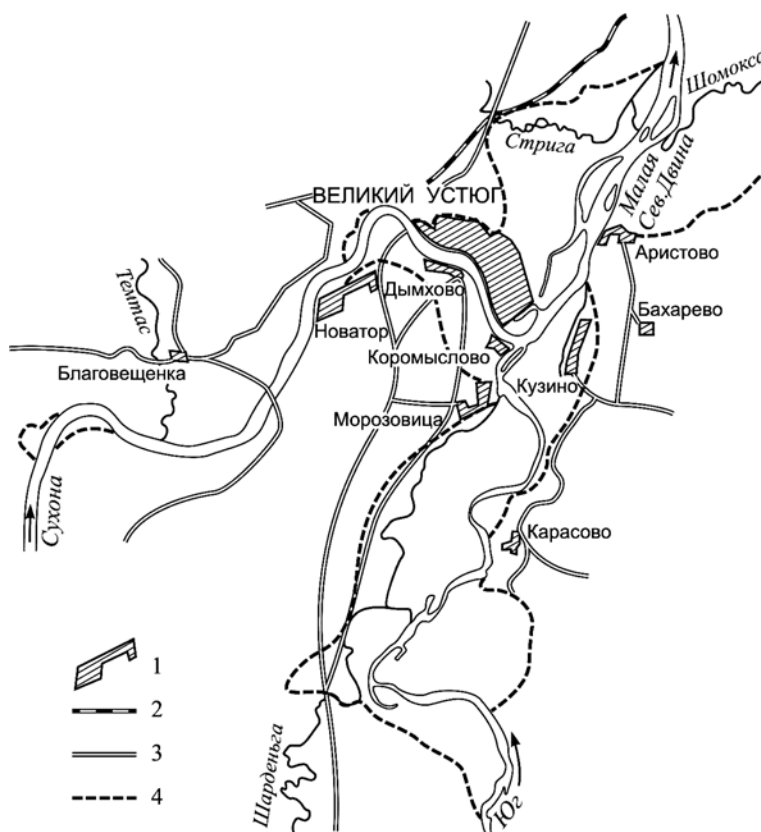


Рис. 1. Затопляемые территории в районе Великого Устья:
1 – населенные пункты; 2 – железные дороги; 3 – автомобильные дороги;
4 – граница зоны затопления.

* Исследования выполнены в рамках программы «Университеты России», программы государственной поддержки ведущих школ (проект НШ- 1443.2003.05) и при финансовой поддержке администрации Вологодской области

Затопление является природным процессом, типичным для большинства незарегулированных рек умеренного климатического пояса России. Для этих рек характерно продолжительное стояние низких уровней воды зимой и летом (межень), и относительно кратковременный период высоких вод весной (половодье), связанных с таянием снега на водосборе и последующим сбросом талых вод по руслам рек. В многоводные годы пропускная способность русла оказывается недостаточной для того, чтобы вместить половодный поток, вследствие чего происходит затопление пойменных территорий вдоль реки. В отдельные годы ситуация усугубляется заторами льда, когда сечение русла оказывается полностью или же частично забито льдом, и полые воды сбрасываются вниз по долине минуя основное русло реки.

Поймы рек активно используются в индустриальных, сельскохозяйственных и рекреационных целях. Близость к реке и удобство подхода к воде во время межени делает их притягательными для возведения жилых построек и дач, сооружения водозаборов, причалов, пристаней, организации аквапарков и зон отдыха. Это приводит к возникновению противоречия между потребностью в использовании земель и риском возникновения опасных гидрологических процессов. Острота противоречия проявляется в нарушении гидроэкологической безопасности территории (ГЭБТ). В общем случае причиной нарушения ГЭБТ могут быть как природные, так и техногенные факторы (Алексеевский, Фролова, 2000). Техногенный (водохозяйственный) тип нарушений ГЭБТ чаще всего связан с превышением некоторого критического уровня антропогенных нагрузок, при котором происходит пороговое изменение речного стока (стока воды, наносов, растворенных веществ, биологических субстанций, тепла), приводящее к неблагоприятным гидрологическим процессам в русловой сети и в речных долинах. Природный тип нарушения ГЭБТ обусловлен естественным риском возникновения опасного уровня гидрологических процессов, при котором возникает угроза жизнедеятельности населения, больших экономических и экологических ущербов. Нередко это является следствием пренебрежения населением, органами управления территориями опасностью, которая возникает при размещении социальных и производственных объектов в зонах потенциального развития процессов. На севере России доминирует природный тип нарушения ГЭБТ. Ярким примером такого нарушения является ситуация в районе г. Великого Устюга. Он связан с формированием наводнений и подтопления территории, причем первые приобретают при ледовых заторах катастрофический характер.

Количественным признаком изменения гидроэкологической безопасности территории г. Великого Устюга является изменение уровня воды в реке $H(t)$ и подземных горизонтах. Значительную часть года уровни воды в реке $H(t)$ не превышают отметок поверхности H_k , на которой находится город. Они не представляют особой угрозы, поскольку $H(t) < H_k$. В противоположном случае ($H(t) \geq H_k$) начинается затопление местности. Масштабы процесса (площадь, интенсивность, глубина, продолжительность затопле-

ния) являются функцией многих факторов. В интегральной форме они зависят от разницы

$$\Delta H = H(t) - H_k . \quad (1)$$

Чем больше ΔH , тем больше затопление городской территории. Величина $\Delta H = f(x, t)$, где x – пространственная координата, характеризующая положение речного створа в пределах участка на реках Сухоне и Малой Северной Двине, t – время. Функция $H_k = H_k(x)$ отражает естественную продольную изменчивость высоты местности и бровок пойменных берегов H_{ke} и практически не зависит от t . Величина H_k может включать и антропогенную составляющую H_{ka} , т.е.

$$H_k = H_{ke} + H_{ka} . \quad (2)$$

В зависимости от истории инженерного преобразования местности составляющая $H_{ka} \geq 0$ или $H_{ka} < 0$. Осуществление целенаправленных действий по снижению опасности (риска) затопления может базироваться на антропогенном увеличении H_{ka} , H_k и создании условий, при которых $\Delta H < 0$. Это означает, что при любых значениях $H(t)$ выполняется условие $H_k > H(t)$. Если $H_k = H_{ke}$, то в этом случае знак и величина ΔH полностью зависят от вариации уровней воды.

Существует комплекс причин, вызывающих указанную вариацию. В общем случае уровень воды в районе города

$$H(t) = H_Q(t) + \Delta H_H(x, t) + \Delta H_n(x, t) \pm \Delta H_p(x, t) , \quad (3)$$

где $H_Q(t)$ – основная (стоковая) составляющая уровня воды $H(t)$, связанная с изменением притока воды с бассейна рек Сухоны и Юга. Она испытывает естественные сезонные и многолетние колебания. В маловодные годы и фазы водного режима в устье Сухоны поступают относительно меньшие расходы воды $Q(t)$ по сравнению с условиями многоводных лет или с периодом половодья. Поскольку связь между $H_Q(t)$ и $Q(t)$ для условий свободного состояния русла носит нелинейный возрастающий характер, то безопасность г. Великого Устюга практически полностью зависит от притока воды с водосбора Сухоны и Юга. Стоковая составляющая уровня $H(t)$ доминирует в годы экстремально высокого стока, если отсутствуют заторы.

Особенности формирования максимальных расходов и уровней воды на Сухоне и Юге

Кризисные условия затопления территории г. Великого Устюга могут почти исключительно определяться притоком воды с бассейна Сухоны. Сухона вытекает из Кубенского озера, площадь ее водосбора равна 52400 км², длина реки – 562 км, средний годовой расход воды – 465 м³/с, что соответствует годовому слою стока 290 мм и модулю стока 9,2 л/(сек·км²). Бассейн Сухоны вытянут в направлении с запада на восток и относительно

симметричен. В среднем и нижнем течении (кроме приустьевых 20-километровых участков) русло врезанное, беспойменное.

По характеру питания и особенностям водного режима Сухона принадлежит к восточноевропейскому типу. В основную фазу водного режима (весеннее половодье) по реке проходит в среднем до 52,5% годового стока. Доля летнего и осеннего стока составляет по 20%, зимнего – 8% годового стока (Ресурсы..., 1972). Весеннее половодье вследствие широтного расположения бассейна начинается почти по всей длине реки одновременно. Характер весеннего половодья меняется по мере ослабления регулирующего воздействия Кубенского озера. Подъем уровней становится более резким и коротким, наибольшие уровни возрастают, период спада заметно сокращается, а снижение уровней становится интенсивнее. В отдельные годы межень нарушается дождевыми паводками, сопровождающимися подъемами уровней не более 1 м над меженью. Осенью ежегодно наблюдаются паводки, вызванные обложными дождями. Годовые колебания уровней непрерывно растут вниз по течению: от 7,5 м у плотины Знаменитой (исток Сухоны) до 11 м у с. Порог.

Слияние Сухоны с Югом дает начало Малой Северной Двине. Площадь водосбора р. Юга составляет 36185 км², длина реки – 491 км. Юг берет начало на Северных Увалах, поднимающихся до отметок 297 м. Основным притоком Юга является Луза. Ниже устья Лузы русло реки имеет ширину до 200-250 м, ширина поймы возрастает до 500 м, русло изобилует перекатами с глубинами в межень 0,2-0,3 м. Берега реки пойменные, заливаемые в половодье. Средний уклон равен 0,00020.

Средний годовой расход воды реки в устье равен около 310 м³/с, что соответствует модулю стока 8,5 л/(сек·км²). По характеру питания Юг, как и Сухона, принадлежит к смешанному типу с преобладанием снегового питания, а по характеру водного режима – к рекам восточноевропейского типа. Для водного режима Юга характерно хорошо выраженное весеннее половодье с быстрым подъемом и спадом уровней. Наибольший годовой размах колебания уровней воды в реке составляет около 6,5 м.

Гидрологические особенности рек Малой Северной Двины, Сухоны и Юга связаны с их расположением в северо-восточной части Восточно-Европейской равнины в бассейне Белого моря. Водосборная территория представляет лесистую равнину (залесенность территории 80-95%), слабо защищенную от западных и северо-западных ветров. Для нее характерно избыточное увлажнение и относительное однообразие природных условий. На большей части территории низменности чередуются с невысокими плато и возвышенными равнинами. Здесь распространены супесчаные и суглинистые, местами песчаные или торфянистые почвы. Болота занимают около 6% площади бассейна. Озерность составляет примерно 1%. Самым крупным озером (площадь больше 10 км²) является Кубенское.

Подземные воды района формируются главным образом порово-пластовыми водами в рыхлых песчано-глинистых четвертичных отложениях или в отложениях мезозойского и палеозойского возраста. Их питание

осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Амплитуда колебаний уровня в водоносных горизонтах на плоских междуречьях достигает 1-3 м, в зонах разгрузки – 5-10 м. Средняя многолетняя величина подземного стока равна 5-10 л/с·км². Доля подземного стока в питании рек составляет 10-30%. Уровни подземных вод в пределах исследуемой территории обнаруживают тенденцию к повышению. Начиная с 60-70-х годов XX века она выражена весьма отчетливо, что обусловлено климатическими изменениями (Клиге и др., 2000).

Бассейны Сухоны, Юга, Лузы находятся в зоне наибольшей повторяемости циклонов, перемещающихся с запада, северо-запада и севера в восточном направлении, с чем связано большое количество осадков в течение года, достаточное увлажнение и значительные колебания температуры воздуха. Количество среднегодовых осадков изменяется от 800 (в западной) до 700 мм в восточной части территории. В холодную половину года в этих широтах температура характеризуется наибольшей изменчивостью от года к году по сравнению с другими элементами климата. Эти колебания вызывают значительную изменчивость сроков, дат замерзания и вскрытия рек, начала и окончания ледовых явлений, толщины льда на реках. Циклоническая деятельность в холодную половину года определяет высоту снежного покрова, которая в исследуемом районе имеет почти максимальную высоту (около 70 см).

Устойчивый снежный покров образуется во второй декаде ноября. Большая часть территории освобождается от снега в третьей декаде апреля – первой декаде мая. Общая продолжительность залегания снежного покрова 160-170 дней. Запас воды в снежном покрове к началу снеготаяния в лесу достигает 140-200 мм, в полях и на болотах – 120-180 мм. Радиационный баланс в среднем за год составляет 32-33 ккал/см², в зимнее время он отрицателен. Средняя температура самого теплого месяца июля 17-18°C, самого холодного (января) – -13°C.

Сочетание перечисленных факторов влияет на изменение речного стока. Оно носит циклический характер (рис. 2). Продолжительность циклов составляет 20-30 лет. В 1989 г началась фаза повышенного стока. Она обусловлена колебаниями климатических характеристик. Циклоническая деятельность (Бабкин и др., 1992) привела к увеличению облачности приблизительно на 12% по сравнению с предыдущим десятилетием (в августе – на 31% и в сентябре – на 38%). Также произошло увеличение числа атлантических (на 48%) и западноевропейских (на 31%) циклонов. Их водонасыщенность возросла на 35% и 18% соответственно. Это вызвало (на фоне повышения температуры воздуха) увеличение атмосферных осадков, сокращение испарения и, как следствие, увеличение речного стока.

Наибольшее воздействие на увлажненность бассейна оказывают воздушные массы морского происхождения, формирующиеся над северными районами Атлантического океана и арктическими морями, которые имеют наибольшую частоту повторяемости. Нередко наблюдается приход континентальных воздушных масс с азиатской территории. Возможны также

меридиональные вторжения северных или южных румбов. При западном переносе воздушных масс над бассейном Северной Двины осадки превышают их среднее значение. Восточный перенос воздушных масс соответствует образованию у земной поверхности блокирующей системы с антициклоном, препятствующей свободному поступлению влажных воздушных масс. Меридиональный перенос воздушных масс с северо-запада на юго-восток обуславливает существование отрицательных аномалий температуры и осадков. С точки зрения повторяемости ситуаций, связанных с доминированием того или иного типа переноса, достаточно четко выделяются циркуляционные эпохи. В 1938-1975 гг частота появления меридиональной формы превышала норму, а комбинированная форма западного и восточного переноса была ниже нормы. В 1903-1938 гг и в 1975-1994 гг частота появления процессов меридиональной формы переноса уменьшилась и увеличивалась комбинированная форма широтного переноса (по сравнению со средними условиями). Каждая из выделенных эпох характеризуется специфическим соотношением частоты возникновения форм западного и восточного переноса. Циркуляционная эпоха, установившаяся после 1972 г, отличалась от эпохи 1903-1938 гг преобладанием восточной формы широтного переноса. В 1903-1938 гг доминировала западная форма широтного переноса.

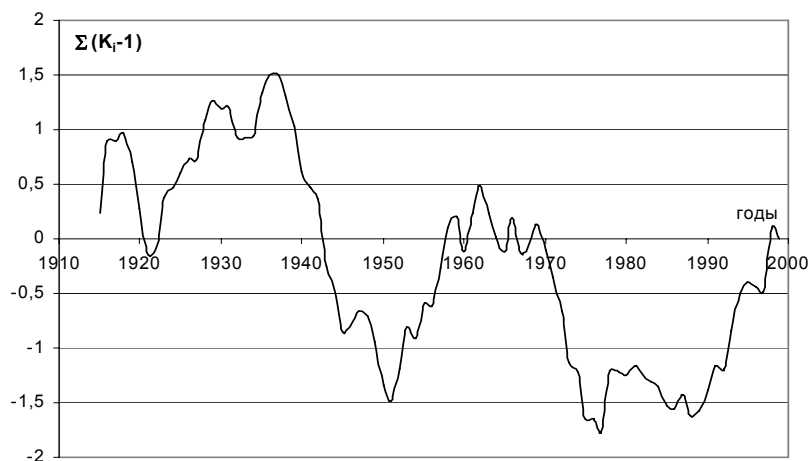


Рис.2. Разностная интегральная кривая среднегодового стока р. Сухоны (г.п. Каликино).

При повышенной повторяемости меридиональной формы циркуляции и пониженной повторяемости комбинированной формы широтного переноса в бассейне Северной Двины осадков выпадает меньше нормы, преобладают отрицательные аномалии температуры и облачности. Когда повторяемость меридиональной формы понижается, а широтной – увеличивается, атмосферные осадки и температура обычно превышают среднего-

летние значения. Это вызывает многолетние колебания стока (рис.2). За последнее столетие частота появления западных форм переноса воздушных масс непрерывно снижается. Она сократилась с 170 до 100 сут/год. При этом повторяемость восточной формы переноса воздушных масс, наоборот, увеличилось с 93 до 160 сут/год. Наибольшее ее преобладание приходится на летний сезон (июнь-август). Увеличение длительности проявления этой формы переноса происходило со скоростью около 20 сут/год.

Половодье в бассейнах рек Сухоны и Юга начинается преимущественно во второй декаде апреля. Это наиболее многоводная фаза водного режима рек. Она характеризуется высоким подъемом уровней и выходом воды на пойму. Главными факторами, определяющими величину стока весеннего половодья, являются запасы воды в снеге к началу снеготаяния и его интенсивность, дождевые осадки в этот период, степень промерзания почвы на водосборах (рис. 3).

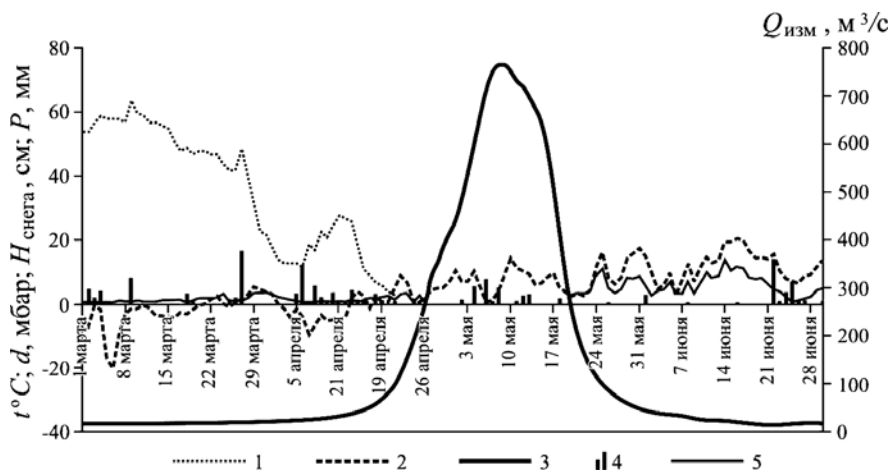


Рис.3. Колебания гидрометеорологических элементов во время половодья и гидрограф стока р. Лузы (г.п. Объячево): 1- высота снежного покрова; 2 – влажность; 3 – измеренный расход воды; 4- осадки; 5- средняя температура воздуха.

При относительно небольшой интенсивности снеготаяния (1-3 мм/ч) площадь, на которой формируются талые воды, может превышать 1 млн. км². Это обеспечивает одновременное поступление с бассейнов в русловую сеть территории большого количества воды. Интенсивность формирования весеннего половодья изменяется под влиянием метеорологических условий. При глубоком осеннем промерзании почвы, ее высокой льдистости, дружной весне фильтрация талых вод достигает минимума. В этих условиях происходит быстрое и обильное поступление воды в речную сеть. В результате достигается максимальная скорость нарастания расходов воды в реках (по сравнению с половодьем в условиях замедленного снеготаяния, больших потерь талой воды на фильтрацию на водосборах).

Средний слой сток весеннего половодья изменяется от 140 мм в верхних частях бассейнов рек Юга и Лузы до 180 мм в год в верховьях р. Кубены. Обычно половодье проходит в виде одной резко выраженной волны стока. На спаде она осложнена дополнительными пиками. В годы с дружным снеготаянием формируются однопиковые волны половодья. Похолодания, выпадение сильных дождей в конце снеготаяния вызывают образование сложных волн половодья. В бассейне Сухоны весеннее половодье начинается в среднем 10-15 апреля. В годы с ранней или поздней весной сроки наступления половодья могут сдвигаться относительно средних на 20-30 дней. Максимум половодья наблюдается в конце апреля (25/IV-1/V). Заканчивается половодье обычно в первой декаде апреля. Высота паводочной волны в многоводные годы составляет 7-12 м, в маловодные – 3-8 м. Интенсивность повышения уровней достигает 200-350 см/сут. В этих условиях возникает опасное затопление местности даже при отсутствии других факторов влияния на уровни половодья. Однако ситуация исключительного воздействия стока на уровни воды достаточно редка. Очень часто стоковая составляющая уровня дополняется заторным повышением свободной поверхности воды в районе г. Великого Устюга. Колебания уровня, связанные с ледовыми явлениями отмечаются на многих реках бассейна Северной Двины в период весеннего половодья на многих реках бассейна Северной Двины.

Влияние ледовых явлений на уровеньный режим рек в районе г. Великого Устюга

Колебания уровня воды на реках Сухоне, Юге, Малой Северной Двине (при постоянном расходе воды) часто обусловлены ледовыми явлениями. Замерзание Сухоны начинается обычно в конце октября, Юга – в первой декаде ноября. Период вскрытия на реках совпадает – конец апреля. Перед началом ледовых явлений на реках бассейна Сухоны и Юга устанавливаются низкие уровни воды, которые характеризуют начало зимней межени. Зимняя межень заканчивается с началом весеннего половодья (до вскрытия рек).

Время появления на реках ледяного покрова в основном определяется климатическими факторами. В значительной степени оно зависит от морфологических особенностей русла и гидравлических характеристик потоков. Для начала льдообразования необходимо переохлаждение воды. В зависимости от интенсивности турбулентного перемешивания льдообразование происходит по всей толще или преимущественно в поверхностном слое потока. В первом случае образуется внутриводный лед, во втором – поверхностный. Поскольку берега остывают быстрее воды, то к началу льдообразования породы, слагающие берега, имеют отрицательную температуру. Образующиеся кристаллы льда прилипают к берегам, объединяются в ледяные образования различных размеров.

Осенний ледоход (шугоход) проходит обычно спокойно или с небольшими зазорами. Последние образуются при густом ледоходе из-за задержки плывущих льдин в местах сужения русел островами, отмелями или

на крутых поворотах. Зажоры непродолжительны и не вызывают высоких подъемов уровней воды вследствие низких стоковых уровней воды в это время. Продолжительность осеннего ледохода в разные годы колеблется от 1-5 до 30-40 дней и более. Наибольшая его продолжительность (50-60 дней и более) характерна для низовьев Сухоны.

Реки бассейна Северной Двины характеризуются устойчивым ледяным покровом. Формирование ледяного покрова зависит от уклона водной поверхности и скоростей течения. При малых уклонах оно осуществляется при постепенном смыкании заберегов, при больших уклонах – в результате образования зажоров. После установления ледостава на реках Луге и Юге замерзает Сухона около Великого Устюга. Отсюда ледостав распространяется вниз по течению – в Северную Двину и вверх по Сухоне. У д. Порог Сухона замерзает позднее, что связано с морфологией русла. В районе г. Тотьмы лед устанавливается в среднем 23.XI. Даты начала ледостава смещены к более ранним при переходе с запада на восток территории.

В начале ледостава происходит интенсивное нарастание толщины льда (0,8-1,2 см/сутки), и уже в конце ноября она может достигать 20-30 см и более. До середины января интенсивность нарастания ледяного покрова составляет (в среднем за сутки) 0,6-0,4 см, к концу зимы снижается до 0,3-0,1 см/сутки. Наибольшая толщина льда на реках в бассейне Сухоны достигает 70-100 см.

Мощность ледяного покрова зависит от типа зимы (суровая, средняя, мягкая). В мягкие многоснежные зимы толщина льда на большинстве рек равна 40-50 см. Увеличение толщины льда продолжается несколько месяцев. Лишь к концу зимы она достигает максимальных, стабильных значений. Обычно это происходит в марте. При средних температурных условиях зимы максимальная толщина льда достигается быстрее. Период ее быстрого увеличения занимает 1,5-2,0 месяца и зависит от мощности снега на льду. В суровые зимы на реках быстро (почти за 1 месяц) устанавливается предельная мощность ледяного покрова. В дальнейшем она практически не изменяется.

Основным фактором изменения мощности ледяного покрова ($h_{л\delta}$, см) является сумма отрицательных температур $\Sigma(-t)$ за период с октября по март, т.е. за холодный период года. Изменение средних месячных значений $h_{л\delta}$ у г. Великого Устюга описывается уравнением

$$h_{л\delta} = 12,8 \cdot \Sigma(-t)^{0,41}. \quad (5)$$

Аналогичная зависимость для р. Юга (г.п. Кичменгский городок) имеет вид:

$$h_{л\delta} = 8,25 \cdot \Sigma(-t)^{0,50}. \quad (6)$$

Предледоходные значения толщины льда (на конец марта) также связаны с суммой отрицательных температур. Для соответствующих уравнений характерны лишь иные значения эмпирических коэффициентов. При

равенстве показателей степени эти уравнения отличаются лишь множителями. Для р. Сухоны уравнение связи между переменными имеет вид

$$h_{л\partial} = 21,3 \cdot \Sigma(-t)^{0,29}, \quad (7)$$

для р. Юга (Кичменгский городок):

$$h_{л\partial} = 19,2 \cdot \Sigma(-t)^{0,29}. \quad (8)$$

Средняя продолжительность ледостава на реках колеблется от 160-170 до 190-200 дней. При устойчивом переходе температур воздуха через 0°C на Сухоне и Юге начинается таяние льда, увеличивается приток воды с поверхности бассейнов. Наиболее интенсивно таяние льда наблюдается вдоль более прогретых берегов. Подъем уровней воды в реке вызывает вспучивание льда, в нем появляются трещины. Вдоль берегов в понижениях льда образуются закраины, по которым течет вода, размывая ледяной покров. Постепенно закраины расширяются и углубляются. Ледяной покров отрывается от берегов. На льду появляются скопления воды, в местах расположения которых через некоторое время появляются проталины. Отдельные ледяные поля начинают всплывать.



Рис. 4. Ледоход 2001 г. на р.Сухоне в районе г.Великий Устюг.

Процесс разрушения ледяного покрова более активен на перекатах, где лед тоньше, чем на плесах. Это является причиной смещения ледяных полей с плесов вниз по течению, подвижек льда. Они обычно наблюдаются незадолго до начала ледохода при подъеме уровней воды от 1-2 до 3-4 м над минимальным зимним уровнем. Уменьшение толщины льда за счет стаивания к началу подвижек обычно не превышает 10-20 см. При подвижках происходит раскалывание сплошного ледяного покрова. Разрушенный ледяной покров приходит в движение (рис.4).

Срок перехода весной температуры воды через 0,2°С при вскрытии рек в бассейне Малой Северной Двины зависит от типа весны и водности рек. Даты этого события в среднем изменяются от 22-23 апреля на юго-западе до 29-30 апреля на северо-востоке территории. В среднем этот переход датируется 20-25 апреля. В отдельные годы он может смещаться на 10-20 дней. Переход температуры воды через 0,2°С происходит примерно через 2 дня после начала ледохода в бассейне Сухоны.

Вскрытие рек начинается на юго-западе территории 17-19 апреля. Постепенно оно распространяется в северо-восточном направлении со скоростью около 80 км в сутки (табл. 1). Общая продолжительность вскрытия рек составляет около 10 дней. Вскрытие Сухоны происходит достаточно дружно – в среднем за 3 дня. Ранние сроки вскрытия рек в ее бассейне приходятся на конец марта – начало апреля, поздние – на первую половину мая. Вскрытие Сухоны начинается с верховьев реки, где оно может происходить без ледохода. Наиболее поздние сроки вскрытия характерны для бассейна р. Лузы.

Таблица 1. Основные характеристики вскрытия рек

Река, гидрологический пост	Средняя дата вскрытия		Наиболее раннее вскрытие	Наиболее позднее вскрытие	Средняя продолжи- тельность ледохода, сутки
	Значение	σ			
Северная Двина, Котлас	24,4	47,5	7.4.1951	7.5.1961	5,4
Северная Двина, Медведки	22,4	51,8	31.3.1983	6.5.1961	6,3
Сухона, Великий Устюг	21,4	55,9	28.3.1983	6.5.1961	5,1
Сухона, Каликино	20,4	49,2	2.4.1983	5.5.1961	5,3
Сухона, Порог	20,4	49,3	1.4.1983	5.5.1961	5,3
Сухона, Тотьма	19,4	52,9	3.4.1983	4.5.1961	4,9
Юг, Гаврино	20,4	50,6	1.4.1983	6.5.1961	5,6
Юг, Подосиновец	20,4	50,9	27.3.1983	6.5.1961	4,2
Юг, Кичментский Городок	18,4	53,2	28.3.1983	5.5.1961	6,8
Луза, Красавино	25,4	49,1	5.4.1983	11.5.1941	4,7
Луза, Обьячево	25,4	47,7	4.4.1983	8.5.1981	3,0

Продолжительность весеннего ледохода на реках колеблется от 3 до 10 дней. В годы с дружной весной реки очищаются ото льда в течение 1-3 дней. Продолжительность весеннего ледохода значительно увеличивается в годы, когда затягивается вскрытие притоков. Наиболее раннее очищение рек ото льда наблюдается 5-20 апреля, наиболее позднее – 10-25 мая. Продолжительность периода с ледовыми явлениями колеблется от 150 до 200 дней. Период ледостава в среднем равен 180 дням.

На Сухоне, Юге и Малой Северной Двине практически всегда возникают мощные заторы – нагромождения льда в виде льдин и небольших полей. Забивая поперечное сечение реки лед образует плотины, которые вызывают резкий подъем уровня выше места их расположения. Заторообра-

зование характерно для начальной стадии вскрытия рек, когда энергия паводной воды еще невелика, лед не мятый, среди плавающего льда много крупных льдин, а на самой Сухоне – ледяных полей, являющихся основой заторов (Ресурсы..., 1972).

Места образования заторов непостоянны. Заторы льда, влияющие на ситуацию у г. Великого Устюга, образуются в узле слияния Сухоны и Юга (рис. 5), в районе Аристовских, Бобровниковских и Голодаевских перекатов. Причиной их возникновения является резкое уменьшение продольного уклона водной поверхности, наличие скоплений песка (отмелей) в русле Малой Северной Двины, островов, резких поворотов фарватера или коренного берега. Затор устанавливается на Сухоне перед слиянием ее с Югом, если Юг вскрывается одновременно или несколько раньше Сухоны. Возникающий подпор способствует накоплению сухонского льда выше узла слияния рек. На р. Юге заторы постоянно образуются в месте крутого поворота реки у с. Стрелки (12 км выше устья). Протяженность крупных заторов составляет несколько километров, иногда – 10-20 км. Продолжительность существования заторов колеблется от нескольких часов до 3-10 дней.

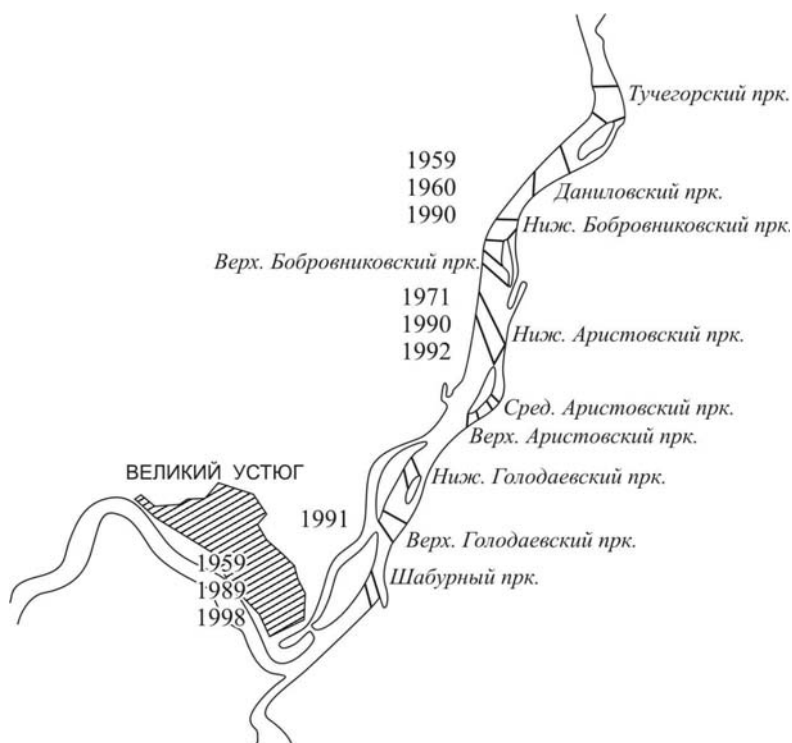


Рис.5. Местоположение крупных заторов на р. Малой Северной Двине в 1959-1999 гг.

Катастрофические затопления города во время заторов наблюдались на Сухоне в 1517, 1807 и 1817 гг (Ильина, Грахов, 1987). В целом за XVIII-XIX вв. Великий Устюг пережил восемь таких затоплений. Последнее наводнение, принесшее большой экономический и экологический ущерб, наблюдалось в 1998 г. Затор, возникший во время весеннего ледохода ниже слияния Сухоны и Юга, обусловил повышение уровня в реке, при котором значительная часть городской и прилегающей к городу территории оказалась под водой в течение длительного времени. Экономический ущерб превысил, по неофициальным источникам, 200 млн. руб.

Таблица 2. Сведения о максимальных уровнях воды на гидрологических постах на реках Сухоне, Юге и Малой Северной Двине

Река	Пост	Период наблюдений	Повторяемость заторов, %	Максимальные уровни воды	
				Дата	Уровень, см
Малая Северная Двина	Медведки	1884-1988, 1998-2000	52	09.05.1914	879
				25.04.1931	781
				17.04.1903	779
Сухона	Каликино	1941-1988, 1998	86	17.04.1953	1014
				19.04.1967	935
				03.05.1998	917
Сухона	Великий Устюг	1882-2001	84	19.04.1953	969
				05.05.1998	945
				26.04.1936	930
Юг	Гаврино	1883-1970	48	26.04.1955	680
				17.04.1903	640
				19.04.1899	576

Максимальные уровни при заторе за период с 1938 по 2001 гг изменялись от 422 до 969 см (над нулем поста) (табл.2). Анализ многолетней изменчивости уровней показал, что периоды 1945-1960 гг, 1979-1999 гг характеризовались повышенными значениями максимальных уровней относительно их средних значений. Это связано с климатическим изменением стока, а в последние годы – с повышением отметок дна вследствие аккумуляции наносов и прекращением дноуглубительных работ. При уровне 800 см в Великом Устюге начинается подтопление жилых домов; при $H > 880$ см ущербы быстро возрастают. Такие уровни имеют повторяемость 1 раз в 5-7 лет. Вероятности превышения 1% соответствует уровень около 1000 см.

Анализ заторных явлений в районе г. Великого Устюга показал, что за период 1938-2001 гг (64 года) только в 9 случаях заторы отсутствовали. В климатическом отношении годы, когда отсутствовали заторы, характеризовались мягкими зимами. Отклонения от нормы средних температур за октябрь-февраль в эти годы составляли 0,2-2,5°. Заторы возникали в годы с затяжной мягкой весной (средняя температура за март-апрель выше нормы) или мягкой зимой (средняя температура за октябрь-февраль выше нормы). Высокие заторные уровни наблюдались в годы с суровыми зимами и холод-

ными дружными веснами (средняя температура за март-апрель ниже нормы). Эта тенденция заметно изменилась в последние годы. Средняя температура воздуха за март-апрель уже не в полной мере характеризует тип весны. Большее значение приобретает суточное распределение температур в период весеннего половодья. На высоту подъема уровня воды при заторе влияет расход воды в момент образования ледостава, продолжительность осеннего ледохода, количество и распределение во времени зимних и весенних атмосферных осадков и др.

Заторное повышение уровней воды $\Delta H_n(x, t)$ в районе г. Великого Устюга является важным фактором изменения $H(t)$. Оно возникает на волне стокового повышения $H(t)$ вследствие формирования "ледовых пробок" по длине Малой Северной Двины. Климатическая предпосылка формирования этой составляющей уровня воды связана с тем, что Сухона и Юг вскрываются раньше по сравнению с Малой Северной Двиной. Она усиливается наличием широтных температурных неоднородностей территории. В устье Сухоны средние температуры воздуха ниже, чем в ее истоке. Тем не менее, величина заторных уровней у Великого Устюга изменяется в широких пределах. Геологические, гидрографические и морфологические факторы объясняют вариацию этих характеристик, воздействуя на место образования заторов. Ниже узла слияния рек располагается геологическая структура, обуславливающая продольное уменьшение уклонов водной поверхности, скоростей течения. Ее влияние усиливается и вследствие чисто гидрографических причин. Слияние рек всегда сопровождается уменьшением уклонов объединенного потока (Маккавеев, 1955; Ржаницын, 1961). Воздействие этого фактора полностью объясняет существование зоны аккумулятивных скоплений речных наносов ниже слияния Сухоны и Юга. Обширные аккумулятивные образования способствуют растеканию речной струи, снижению мощности потока и формированию заторов.

Заторное повышение уровней воды у г. Великого Устюга зависит от повышения уровня воды в зоне головной части затора и его местоположения (координата x) по отношению к городу (рис. 6). При одинаковом суммарном стоке рек Сухоны и Юга, отсутствии подпорного взаимодействия этих рек

$$\Delta H_n(x, t) \sim f\left(\frac{1}{x}; d, \frac{1}{H_{\text{лед}}}, T_6, T_3\right), \quad (8)$$

где величина ΔH_n является обратной функцией расстояния x от головы затора до города. В теории гидрологических прогнозов оценка ΔH_n основывается на предположении, что местоположение заторов стационарно (Методические указания..., 1970). Величина ΔH_n зависит также от водности рек в осенний период (уровня воды $H_{\text{лед}}$ в предледоставный период), типа зимы T_3 (суровая, обычная, мягкая) и весны T_6 (дружная, обычная, затяжная), влияющего на толщину льда d , его физические характеристики, интенсивность снеготаяния, повышения уровней воды в реках.

Для р. Сухоны в районе г.Великого Устья главными (независимыми между собой и наиболее скоррелированными с максимальным заторным уровнем) факторами являются: суточная интенсивность роста расхода на г.п. Тотма после первой подвижки льда ΔQ (показатель дружности весны), предледоставный уровень воды у г. Великого Устья $H_{лед}$ (фактор осенних условий) и максимальная толщина льда здесь же h_l (характеристика типа зимы).

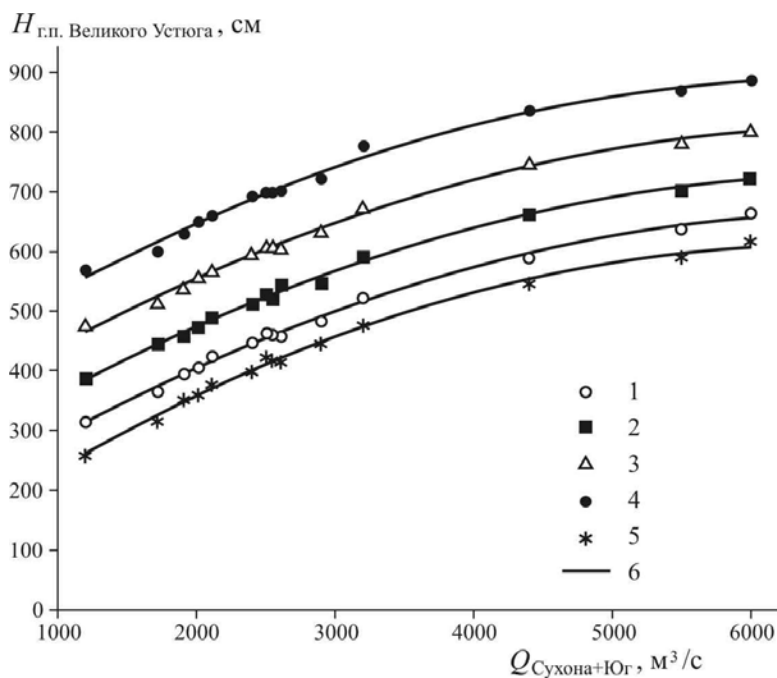


Рис. 6. Изменение уровня воды у г. Великого Устья при различной высоте заторного повышения уровней в районе о-ва Коневецкие пески и изменение расхода воды в Малой Северной Двине.

1 – 1 м; 2 – 2 м; 3 – 3 м; 4 – 4 м; 5 – при отсутствии затора; 6 – средние кривые).

При долгосрочном прогнозировании (заблаговременность 4-5 месяцев) достаточно использовать один предиктор – $H_{лед}$, при разработке среднесрочного (заблаговременность 2-3 недели) прогноза – два предиктора ($H_{лед} - h_l$). Для краткосрочного прогноза (заблаговременность около 5 сут) используется комплексный показатель $\sqrt{\Delta Q(H_{лед} - h_l)}$. Коэффициент корреляции R для зависимости уровня воды в период затора от этого показателя равен 0,7. Для практического применения удобны прогностические матрицы, составленные при применении критерия независимости признаков

для двух рядов. В табл. 3 приведены частоты попадания заторного уровня в определенный интервал значений при некоторой величине обобщенного предиктора $F = \sqrt{\Delta Q(H_{лед} - h_l)}$.

Таблица 3. Вероятность формирования максимальных уровней $H_{зат}$ в период затора при изменении сочетания предиктора F

$H_{зат}, \text{см}$	$F = \sqrt{\Delta Q(H_{лед} - h_l)}$		
	0-50	50-100	>100
Нет	0,32	0,07	0,10
<500	0,36	0,14	0,00
500-700	0,32	0,65	0,40
>700	0,00	0,14	0,50

Величина повышения уровня воды зависит от местоположения затора и водоносности Сухоны и Юга. При расходе воды на Сухоне $3500 \text{ м}^3/\text{с}$, на р. Юге – $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ и в случае заторного повышения уровня воды на 4 м в районе Бобровниковских перекатов, уровень воды у города составит 54,6 м БС. В аналогичных условиях, но при заторе в районе слияния этих рек, он достигает 58,49 м БС. Возникающая при этом «прибавка» к стоковой составляющей является вполне ощутимой. Она может оказать решающее влияние на нарушение гидроэкологической безопасности г. Великого Устюга.

В период весеннего половодья 1971 г замок ледяного затора находился в районе Верх. Аристовского переката. По результатам восстановления положения кривой свободной поверхности Малой Северной Двины и Сухоны установлено, что подъем уровня у г. Великого Устюга до отметки 56,1 м БС на 44% обусловлен затором. Высота повышения уровня воды в замке затора при этом составляла 3 м. Реконструкция условий затопления территории в 1998 г показала, что затор в узле слияния Сухоны и Юга соответствовал возникновению подпора мощностью более 4 м. Заторные повышения уровня в случае образования ледяной «плотины» в районе Аристовских перекатов и в узле слияния рек являются функцией водоносности Сухоны и Юга. Чем больше их суммарный расход воды, тем больше уровни воды у Великого Устюга.

Влияние подпоров при слиянии рек на режим уровней воды

Поскольку г. Великий Устюг расположен в узле слияния рек Сухоны и Юга, то вариация стока в бассейне Сухоны не является единственной причиной изменения уровня воды в пределах городской черты. Достаточно часто зависимость $H(t)$ имеет неоднозначный характер, являясь следствием гидравлического взаимодействия сливающихся водных потоков. Мерой их взаимодействия определяется величиной подпорного повышения уровня

$\Delta H_H(t)$. Возникновение или отсутствие $\Delta H_H(t)$ связано с синхронностью или асинхронностью формирования волн половодья на реках, формирующих сток в различных природных условиях. Если даты начала, максимума и завершения половодья на Сухоне и Юге совпадают, то гидравлическое взаимодействие потоков происходит в безподпорных условиях ($\Delta H_H(t) \approx 0$). Более ранние сроки прохождения максимальных расходов воды на Юге обуславливают аномальное повышение уровней воды в зоне слияния рек вследствие относительно возросшей водоносности Юга. Дополнительные порции воды формируют своеобразное препятствие для Сухоны, от которого вверх по течению распространяется подпор. Для подпорных условий характерно увеличение $\Delta H_Q(t)$ на величину $\Delta H_H(x,t)$. Выше узла слияния рек величина $\Delta H_H(t)$ постепенно уменьшается. (рис. 7). В противоположном случае (Сухона подпирает Юг) уровненный режим у г. Великого Устюга зависит лишь от изменения стока р.Сухоны и $\Delta H_H(t) = 0$ (Никитина, 1989).

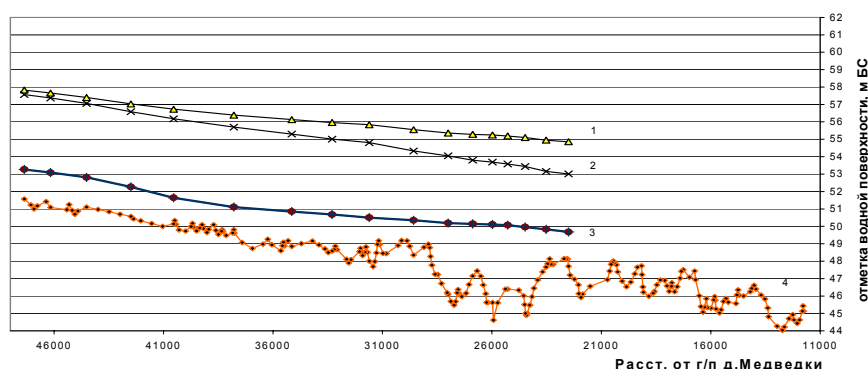


Рис. 7. Кривые свободной поверхности Северной Двины и Сухоны: 1 – при подпоре со стороны Юга ($Q_c = 2440 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{ю} = 3220 \text{ м}^3/\text{с}$); 2 – при отсутствии подпора ($Q_c = 2440 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{ю} = 1500 \text{ м}^3/\text{с}$); 3- меженные уровни; 4 – профиль дна.

Анализ наиболее крупных ледовых заторов на Малой Северной Двине в районе г. Великого Устюга, за время инструментальных наблюдений, показал, что расположение замков заторов в последние 40 лет по 3 раза приходилось на узел слияния рек Юга и Сухоны и у с. Бобровниково, и 3 раза – на район Аристовских перекатов (рис. 5). В районе д. Аристово, на Голодаевских перекатах и перекате Шабурном они возникали по одному разу. Наивысшие уровни воды, соответствующие затоплению г. Великого Устюга, наблюдались при формировании двойных заторов, возникающих одновременно на двух участках реки. Такие заторы обычно возникают в

районе с. Бобровниково (нижний замок) и в узле слияния рек Сухоны и Юга (верхний замок затора) или в районе Голодаевских перекатов (нижний) и переката Шабурный (верхний замок затора).

Диапазон изменения расхода воды на Сухоне (Q_c) за многолетний период находился в пределах 612-4320 м³/с, на Юге ($Q_{ю}$) – от 368 до 1690 м³/с. В дни с максимальным вкладом заторов в повышение уровней воды в районе г. Великого Устюга водоносность Юга ни разу не превышала водоносность Сухоны. Это означает, что максимальные подпорные и заторные составляющие не возникают одновременно. Сток Сухоны оказывает доминирующее воздействие на изменение уровней воды в районе города. Зависимость этих уровней от расхода воды на Сухоне более достоверна по сравнению с вариантом ее обоснования при использовании в качестве аргумента $Q_{ю}$ (рис.8).

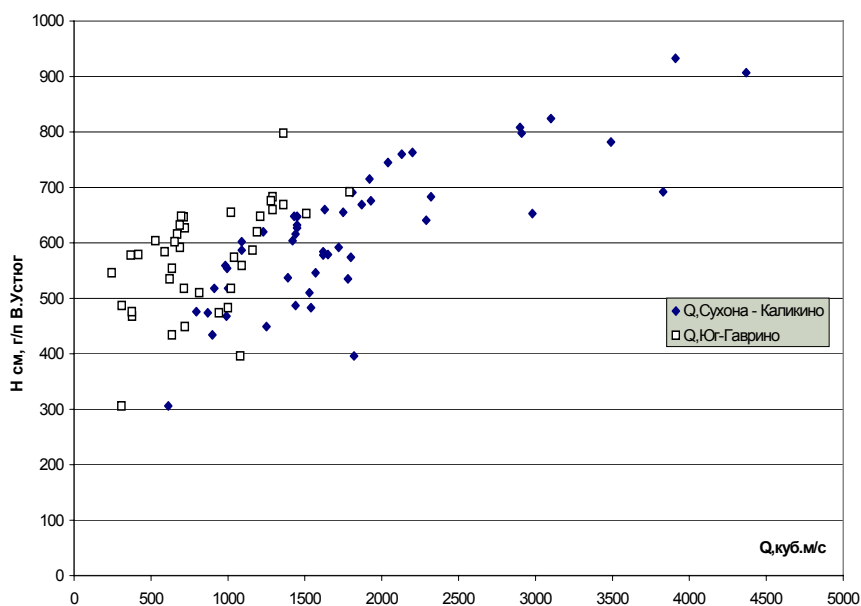


Рис 8. Зависимость уровня воды в районе г. Великий Устюг от расхода рр. Сухоны и Юга в период заторов 1967-1998 гг.

Морфология русла и русловые процессы, их влияние на формирование заторов и изменения уровней воды

Формирование заторов в узле слияния рек Юга и Сухоны в известной мере предопределено морфологией долины реки. Долина Малой Северной Двины находится на продолжении долины Юга, тогда как Сухона подходит к ней под углом почти 90°. В районе переката Шабурный, д. Аристово и с. Бобровниково основную роль в формировании заторов играет извилистость динамической оси потока, подход его к ведущим коренным берегам, наличие односторонних разветвлений русла и обширных прирусловых от-

мелей. Эти факторы влияют на продольное изменение пропускной способности русла, которое пропорционально его относительной ширине B/B_n . В узком русле, где меженная ширина русла B близка к ширине русла в период половодья B_n , поля льда менее прочно связаны с русловыми отложениями. В распластанном русле $B < B_n$, прирусловые отмели оказывают тормозящее воздействие на движение поля льда, что создает предпосылки для торошения льда и образования заторов. Условие $B/B_n < 0,4$ соответствует максимальной вероятности формирования замка затора (рис. 9). При значении $B/B_n > 0,6$ заторы не возникают.

Вследствие изменения морфологии русла, его пропускной способности изменяется уровень при прохождении фиксированных расходов воды ($Q = const$), что также определяет вероятность формирования заторов. Анализ положения кривых $Q = f(H)$ для гидрологических постов на Сухоне и Юге, наиболее близко расположенных к г. Великому Устюгу выявил знакопеременные деформации дна, связанные с многолетними и сезонными колебаниями водности реки, смещением гряд, вызывающих периодичные изменения отметок дна, развитием русловых форм, сопровождающихся размывами дна или аккумуляцией наносов. При этом скорость изменения отметок дна колебалась от 1,1 до 4,8 см/год и от -1,7 до -10 см/год. Это влияло на изменение уровня воды в пределах 2,7 до 2,9% от приращения или уменьшения среднего заторного уровня воды.

Более существенным фактором является направленное изменение глубин на перекатах. В 50-80-е годы XX века в связи с созданием современной трассы судового хода на Малой Северной Двине ежегодно разрабатывались землечерпательные прорези, обеспечивающие поддержание на перекатах в низкую межень (перед ледоставом) глубин 1,7 м (от проектного уровня 90 см по г.п. Медведки). Исследование изменения минимальных глубин на перекатах Малой Северной Двины за период 1980-1997 гг обнаружало повышение отметок гребней перекатов после 1985 г и последовательное снижение глубин (рис. 10), причем, при проектном уровне ни уменьшились до 1,3 м, а на отдельных перекатах – до 1,1 м. Обмеление перекатов началось вслед за прекращением дноуглубительных работ. Отметки гребней перекатов к 1997 г повысились в среднем на 15 – 40 см, что повлияло на изменение пропускной способности русла по длине. Уменьшение глубины потока ниже узла слияния Сухоны и Юга в межень достигло 40 см, что соответствует величине обмеления перекатов. Отсутствие прорезей на перекатах уменьшает транзит наносов, способствуя их аккумуляции по длине этого участка русла Малой Северной Двины. Это, в свою очередь, привело к повышению уровня воды на 25-30 см. Вклад этого процесса в повышение уровня воды в районе г. Великий Устюг относительно мал. При максимальном уровне воды (980 см) во время затора 1998 г он составлял всего 3%. Однако это сопровождается увеличением растеканием потока по отмелям и фактическим снижением величины B/B_n , что сопровождается уменьшением пропускной способности русла во время ледохода. Поэтому предупреждение затопления г. Великого Устюга требует использования всех

средств уменьшения экстремально высоких уровней воды, в том числе и за счет проведения комплекса работ, направленных на искусственное увеличение пропускной способности реки.

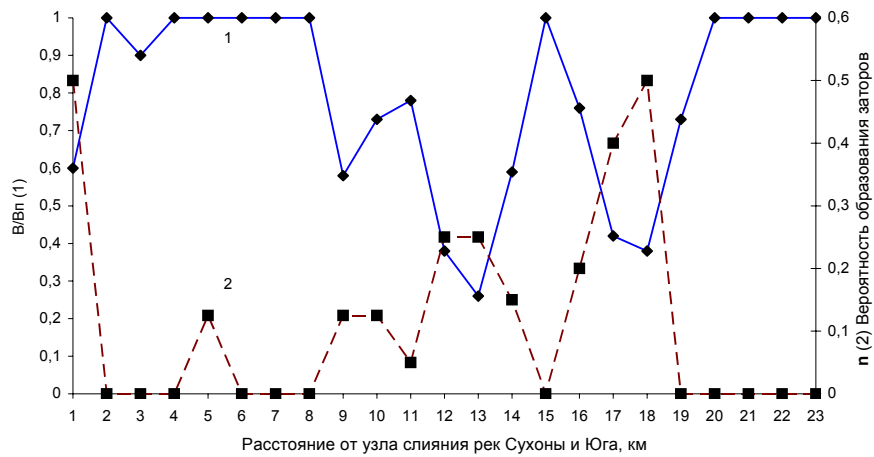


Рис.9. Соответствие относительной ширины русла (1) Малой Северной Двины и вероятности возникновения заторов (2).

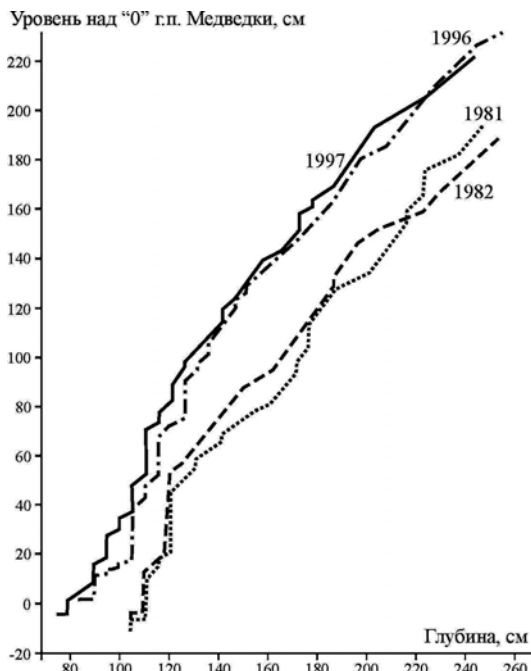


Рис. 10. Зависимость глубины на Верхнем Бороковском перекате от уровня г.п. Медведки

Характеристика затопления освоенной части речной долины

Ландшафтно-индикационные исследования показали, что пойма р. Юга начинает затопляться при подъеме уровней воды от 3 м и более над меженным уровнем реки в районе г.п. Гаврино. При этом уровне полностью затоплена пойма р. Шарденьга. Начинается поступление воды по долине р. Емкуч в притеррасное понижение у сел Парфеново и Нижнее Грибцово. Ширина зоны затопления достигает 50-200 м, вода проникает вглубь массива на 4 км, достигая района с. Обухово. При этом затопляется почти половина массива прирусловой поймы у с. Верхнее Грибцово. Такие условия затопления ежегодны. Они соответствуют средней продолжительности затопления этих массивов на 25 суток (максимально на 45 дней). При подъеме воды на 3,5 м начинает функционировать пойменная протока, спрямляющая излучину в районе Филеевского Мыса. Вода поступает в р. Шарденьгу по понижению у д. Деревеньки. При подъеме уровней на 4 м (вероятность 6-8 раз за десятилетие) затопляется две трети Красного Острова, через него устанавливается переток воды из р. Юга в р. Шарденьгу. Глубина затопления при этом составляет 0,5-1 м. Возможен незначительный прямой переток воды по старичным и межгрядным понижениям через массив правобережной поймы на излучине у деревень Деревенька и Парфеново. Здесь почти полностью затопляется притеррасное понижение в тыловой части пойменного массива. Ширина разлива возрастает до 500-700 м. Вода проникает в прибровочные части надпойменной террасы на левобережье Юга в районе Рогаткино-Оленниково, частично затопляет ложбины и понижения внутри этого массива. Средняя продолжительность затопления – 13-14 суток, максимальная – 24 дня.

При подъеме воды на 4,5 м (59,79 м абс.) затопляется 75% площади поймы Юга. На “островах” остаются деревни и села Кузьминская Выставка, Парфеново, Парфентьевская Выставка, Нижнее Грибцово, Новое Село. Ширина таких “островов” – 100-200 м. Возникает прямой переток воды через правобережный массив поймы у д. Деревенька. Вода поступает в центральную часть пойменного массива через понижения в бровках и прирусловых валах. Лишь более высокие массивы (урочища Борок и Иванниковский Остров) остаются незатопленными. Вероятность затопления – 1 раз в 2-3 года, средняя продолжительность – 8 дней, максимальная – 18 суток.

Подъем воды на 5 м (вероятность – 1 раз в 7-10 лет, средняя продолжительность затопления – 2-4 дня, максимальная – 15 дней) вызывает затопление 95% поверхности поймы. Расположенные в пойме деревни остаются на “островах” размером 100×300 м.

При половодье высотой 6 м (1 раз в 40-50 лет) вода покрывает почти всю поверхность левобережной высокой поймы, за исключением с. Оленниково, деревень Парфентьево, Нижнее Грибцово, Семенниково и Парфентьевская Выставка. Их частичное затопление возможно при уровне более 6,5 м. Максимальный отмечавшийся уровень затопления поймы р. Юг равен 6,8 м над нулем поста Гаврино.

Выход воды на пойму р. Сухоны и территорию в узле слияния рек Сухоны и Юга начинается при уровне 2 м над нулем поста Великий Устюг (49,7 м БС). При таких уровнях затоплены песчаные побочни, ухвостье о-ва Шабурного, большинство старичных и межгривных понижений. Средняя продолжительность их затопления – 53 дня, максимальная – 160 дней. При подъеме воды на 3 м (средняя продолжительность затопления – 26 дней, максимальная – 70) начинается выход воды на основную поверхность поймы в узле слияния рек. Вода проникает в притеррасное понижение восточнее п. Кузино и в южную часть ложбины у п. Коромыслово.

При 4-метровом подъеме уровня (51,7 м БС) в половодье (средняя продолжительность стояния – 14, максимальная – 40 дней) полностью затопливается о-в Малый Коневец. На о-ве Шабурном над водой остаются только наиболее высокие гривы. Вода практически полностью заполняет притеррасную ложбину у п. Коромыслово, отрезая его от берега. Связь с “материком” возможна лишь по дамбе между п. Коромыслово и п. Барсуково.

Половодье высотой 5 м (52,7 м БС) случается 7 раз в 10 лет (средняя продолжительность затопления – 6 дней, максимальная – 20 дней). Затопливается почти вся пойма Сухоны. Исключение составляет левобережный массив высокой поймы ниже автодорожного моста, территория между п. Кузино и коренным берегом. Здесь устанавливается переток воды из Юга в Северную Двину. По ложбине у п. Барсуково вода проникает на 2,5 км вглубь правобережной первой надпойменной террасы, отрезая деревни Дымково и Ивашево. Начинается подтопление г. Великого Устюга со стороны Северной Двины. Вода затопливает ложбину шириной 50-100 м севернее судоремонтного завода (между ул. Щелкунова и ул. Краснофлотской), луга и поля у сел Маринино, Сулинская и Рогозино, подходит к восточной окраине города (улицы Завражская, Кузнецкая, Копылова).

Большая часть города, в т.ч. его исторический центр, расположены на древней высокой пойме, имеющей высоту 7-11,5 м (54,7-62,5 м БС). Южная и восточная окраины города располагаются на высотах 5,5-7 м над меженным уровнем воды (53,2-54,7 м БС). На этих окраинах прослеживаются две параллельные, вытянутые с юга на север гряды. Наиболее высокая из них, шириной 400-700 м, проходит вдоль берега реки. Максимальные отметки ее поверхности (до 11,5 м) фиксируются севернее озера (район ул. Красной и Советского проспекта), где расположен исторический центр города. В его южной части (улицы Водников, Пушкариха) высота поверхности уменьшается до 8-9 м (55,7-56,7 м БС). Вторая, более низкая поверхность (на 1 м), проходит в 1-3 км от берега Сухоны (улицы Шильниковского, Атласова, Дежнева). Разделяющая их ложбина шириной 300-500 м, проходящая вдоль улиц Герцена, Осипенко, Угловского, имеет отметки 5-6 м над урезом. Гряды в нескольких местах разделены поперечными ложбинами. Наиболее крупная располагается в центре города между ул. Шилова и ул. Красной, где находится озеро и парк. При подъеме воды на 7 м (54,7 м абс.) возможен ее свободный переток из Сухоны в Северную Двину через территорию города. В большинстве случаев затопление города начинается со стороны Се-

верной Двины. Только при экстремально высоких половодьях (9-10 м) вода поступает в город со стороны Сухоны через бровку прибрежной гряды.

При половодье высотой 6 м (53,7 м БС) (средняя продолжительность затопления – 3 дня, максимальная – 8 дней, вероятность – 1 раз в 3 года) вода затапливает восточную окраину города (улицы Завражная, Луговая, Парковая, Молодежная, Копылова, пер. Фабричный) и понижение в центральной части города. На южной окраине практически на острове остается судоремонтный завод, вода доходит до ул. Пятницкое Сельцо.

При 7-метровом уровне (1 раз в 8 лет, средняя продолжительность затопления – 2 дня, максимальная – 4) затапливается 1/3 часть города, расположенная южнее озера (улицы Шалаурова, Кооперативная, Щелкунова, Космонавтов, Энгельса, Яшина, большая часть улиц Васендина, Рабочей, Атласова, часть улиц Шильниковского, Дежнева и др.). Над водой остается лишь примыкающая к Сухоне часть территории шириной 400-700 м и судоремонтный завод. Частично затапливается и центральное понижение на высокой пойме выше города (у пос. Новатор, с. Опалипсово и др.). Вода поступает в понижение через долины мелких притоков и понижения в прирусловом валу. Полностью оно затапливается при уровне 7,5 м над меженным уровнем (примерно 1 раз в 2-3 года, в среднем на 8-15 дней, максимум – 35 дней). Остается на “острове” размером 250×400 м п. Коромыслово, вода выходит к его окраинам.

При 8-метровом подъеме воды (1 раз в 11 лет, продолжительность – 1-2 дня) затапливается почти вся южная часть города (южнее улиц Шилова, Завражской, за исключением нескольких кварталов по улицам Пушкариха и Водников), судоремонтный завод, в северной части города – понижение между ул. Осипенко и Герцена. Одновременно затапливается почти вся поверхность высокой поймы на правом берегу Сухоны. Частичному затоплению подвергаются д. Дымково и п. Коромыслово, Коромысловская Запань, села Ивашево, Опалипсово, прибрежная часть п. Новатор и др. Под водой оказываются южная и северная окраины п. Кузино.

При уровнях 9 м (1 раз в 50 лет) и 10 м (1 раз в 120-140 лет) затопление приобретает катастрофический характер. Затапливается 70% территории города; п. Коромыслово, д. Дымково, д. Добрынино, села Опалипсово, Сычугово, Подсосенье, частично – Ястреблево, Одомчино, Поповкино, Меденицино, Пестово, Барсуково. Ширина разливов по долине Сухоны достигает 2 км при меженной ширине русла 350-400 м. В северной части города подтапливается исторический центр, под водой оказываются ряд кварталов по улицам Герцена, Луначарского, Красноармейской. Глубина затопления в южной части города достигает 2-3 м, в д. Маринино – 4-5 м.

Притеррасные понижения поймы Северной Двины на участке от с. Аристово до о-ва Корелиц затапливаются при подъеме воды на 2 м над меженным уровнем (49,5 м БС в узле слияния Юга и Сухоны, 46,4 м БС на г.п. Медведки). Вода проникает в притеррасную часть поймы по долинам мелких притоков – Стриги, Ямки, Шомоксы. Средняя продолжительность их затопления составляет 40, максимальная – 135 дней.

При подъеме воды на 3 м (средняя продолжительность затопления – 18 дней, максимальная – 43 дня) затопление испытывает значительная часть притеррасной правобережной поймы в районах сел Сондас, Угол, Подберезье. Ширина разливов составляет 200-700 м.

При подъеме воды на 4 м (6 раз в десятилетие) полностью под водой находится прирусловая ложбинно-островная пойма шириной 1-2 км: о-ва Крушин, Корелица, Большой Коневец, Коневецкие Пески, Кошкодаев, а также береговые массивы поймы. Средняя продолжительность ее полного затопления – 9-10, максимальная – 25 дней.

При подъеме уровня на 5 м (средняя продолжительность затопления – 4, максимальная – 10 дней, вероятность – 1 раз в 2-3 года) над водой остаются только высокие пойменные гривы с населенными пунктами. Вода заполняет на них глубокие межгривные понижения. На правобережье их максимальная высота равна 6 м. При этом уровне (1 раз в 7-10 лет; затопление до 7 суток) они почти полностью покрыты слоем воды. В зону затопления попадают небольшие деревни (Сондас, Угол, Нижняя Выставка, Большое и Малое Краловское, Завидово, Лучнево, Климлево и др.). Левобережные “острова” в районе сел Юдино и Полутово находятся на более высоком гипсометрическом уровне – 7-8 м. Они затапливаются (на срок не более 1-2 дня) в экстремальные половодья, формирующиеся 1 раз в 50-100 лет.

Подтопление г. Великого Устюга

Гидроэкологическая безопасность города тесно связана также с процессами подтопления его территории. В произвольный момент времени положение зеркала грунтовых вод описывается функцией:

$$H_{z2}(t) = H_z(x, y, t), \quad (9)$$

где x и y – соответственно продольная и поперечная (по отношению к направлению р. Сухоны) координаты. Она отражает особенности территориальной подпитки и разгрузки подземных вод в речной долине, специфику взаимодействия подземных и поверхностных вод. Местная специфика разгрузки подземных водоносных горизонтов в значительной мере зависит от региональных гидрогеологических условий и сезона года. Анализ данных Вологодского ТИСИЗ (1991-1992 гг) и МГУ (2000 г) показывает, что уровни воды в скважинах на территории города испытывают сложные изменения. В некоторых скважинах они ограничены первыми десятками сантиметров. В других случаях изменение уровня грунтовых вод более существенно и может превышать 1 м (рис. 11).

Изменчивость во времени отметок поверхности воды в скважинах характеризует разность между максимальными и минимальными уровнями воды ΔH_z . Неоднородность городской территории по величине ΔH_z довольно велика. Она достигает максимума в полосе города, примыкающей к левому берегу Сухоны и Малой Северной Двины. Здесь изменение уровней воды в скважинах $\Delta H_z > 3,0$ м. Такая величина ΔH_z характерна для 23,9%

скважин. Вариация уровня грунтовых вод имеет выраженный характер, если $2,0 \leq \Delta H_z < 3,0$ м (61,9% скважин). При $\Delta H_z < 2,0$ м сезонный ход изменения уровней и подтопления выражен относительно мало. Высокая выраженность вариации уровней воды в скважинах прослеживается в береговой полосе, ширина которой не превышает 150 м. Умеренные изменения H_{zz} характерны для районов г. Великого Устюга, удаленных от левого берега Сухоны на 150 – 480 м. В непосредственной близости от реки формируется зона гидравлического взаимодействия подземных и поверхностных вод. Зависимость расхода грунтовых и поверхностных вод обусловлена соотношением уровней в этих водных объектах, строением и литологией ложа рек и аллювиальных отложений.

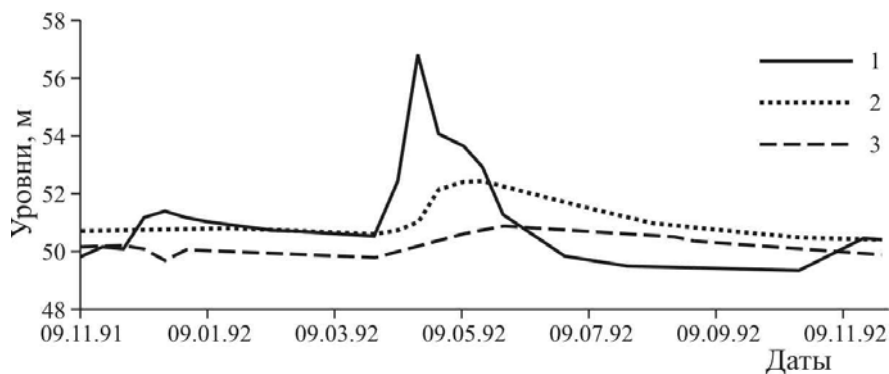


Рис.11. Соответствие колебаний уровня воды в р. Сухоне (1), в скважинах № 11 на надпойменной террасе в 325 м от берега (2) и №12 на высокой пойме в 1125 м от берега (3) на территории г. Великого Устюга (1991-1992 гг).

Уровень воды $H_{zz}(t)$ в период межени является убывающей функцией координаты y . У берегов реки ($y = y_{max}$) он достигает минимума, по мере приближения к бортам речной долины ($y \rightarrow 0$) уровень возрастает. В период половодья наличие гидравлической связи подземных и поверхностных вод обуславливает поступление некоторой части речного стока в водовмещающие слои пойменных отложений (рис.12).

При уменьшении координаты y влияние речных вод на уровни грунтовых вод уменьшается. В дальнейшем уровни подземных вод снижаются вследствие разгрузки водоносных горизонтов. В результате оказывается, что уровни

$$H_{zz}(t) = H_z(t) \pm H_Q(t). \quad (10)$$

Для режима уровней подземных вод характерно наличие периода повышенных значений $H_z(t)$, вызывающего негативные гидроэкологические

последствия. Однако факторы изменения $H_z(t)$ не обязательно имеют природный генезис. В частности, они связаны с инженерным преобразованием городской территории. Ее приспособление к задачам создания соответствующей инфраструктуры обусловило изменение направлений стока подземных вод (Кичигин, 1993). В ряде случаев оно связано с наличием препятствий для их перемещения к реке. В результате возникает антропогенная компонента $H_Q(t)$, вызывающая изменение $H_z(t)$.

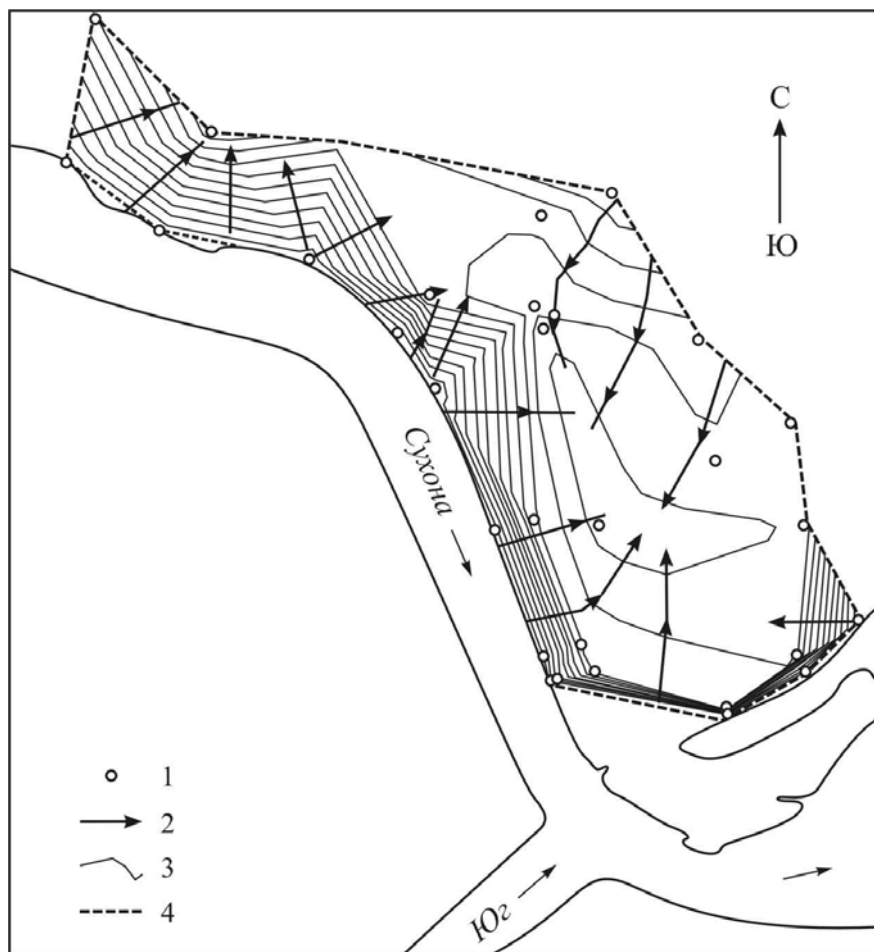


Рис. 12. Взаимодействие поверхностных и грунтовых вод в районе г.Великий Устюг в период половодья 1992 г: 1 – скважины; 2 – основные направления потока грунтовых вод; 3 – изолинии уровня грунтовых вод; 4 – контур изученной территории.

Выводы

Гидроэкологическая безопасность г. Великого Устюга зависит от совокупности природных факторов. Повышение ее надежности зависит от мер, направленных на приспособление к потенциально возможным затоплениям местности или инженерную защиту социальных и производственных объектов. Радикальным является способ переселения населения и переноса указанных объектов на незатопляемые участки речной долины. Инженерная защита целесообразна по отношению к наиболее ценным зданиям и сооружениям.

Комплекс мер по предупреждению экономических и экологических ущербов при затоплении и подтоплении территории города необходимо определять с учетом главной причины нарушения безопасности жизнедеятельности в районе Великого Устюга – изменения уровня воды. Уровень воды – результат изменения стока воды, подпорного взаимодействия рек Сухоны и Юга, формирования заторов, русловых процессов. Каждый из этих факторов вносит особый вклад в критическое изменение условий затопления территории. Реально можно регулировать вклад русловых процессов, заторов в формирование опасных уровней воды.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И., Фролова Н.Л. Гидроэкологическая безопасность территории: причины изменения и способы повышения надежности // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. Томск. 2000.

Ильина Л.Л., Грахов А.Н. Реки Севера Л.: Гидрометеиздат. 1987.

Кичигин А.Н. Влияние рельефа устьевого участка Сухоны на застройку Великого Устюга. // Геоморфология. 1993. №1.

Клиге Р.К., Ковалевский В.С., Федорченко Е.А. Гидрологические изменения в бассейне Волги. Глобальные изменения природной среды. М.: Научный Мир. 2000.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР. 1955.

Методические указания по борьбе с зажорами и заторами льда. М.: Энергия. 1970.

Никитина Н.А. Русловые процессы в узлах слияния рек // Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ. 1989.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат. 1972.

Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л.: Гидрометеиздат. 1961.

Сидоренков Н.С. и др. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М., Научный мир, 1998, 432 с.;

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во МГУ. 1979. 232 с.

К.М. Беркович, Л.В. Злотина, Л.А. Турькин

МЕХАНИЗМ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ ВОЛГИ В РЫБИНСКЕ*

Неукрепленные берега рек, сложенные рыхлыми породами, обычно легко размываются речными потоками. Процесс размыва берегов, приводящий к горизонтальным деформациям речных русел, является вполне естественным, как одна из форм жизни реки. При этом разрушение берегов представляет собой многофакторное и трудно прогнозируемое явление. Оно заключается во взаимодействии двух главных процессов: обрушении масс материала, слагающего берега, и удалении этого материала от подножья берегового склона. Первый из этих процессов определяется физическими характеристиками грунтов: механическим составом (глины, суглинки или пески), связностью, объемным весом, способностью насыщения влагой, углом внутреннего трения в сухом и влагонасыщенном состоянии. Удаление обрушившегося материала осуществляется водным потоком или ветроволновым волнением. Годовой темп отступления берегов возрастает с увеличением размера реки и, составляя, согласно исследованиям, 5-10% ширины речного русла, зависит от мощности потока, прочности пород, слагающих берега и дно, гидрогеологических особенностей прилегающей местности. Эта зависимость позволяет прогнозировать размывы речных берегов, используя эмпирические, часто региональные, формулы (Беркович, Власов, 1982; Камалова, 1988). Однако в условиях интенсивной антропогенной измененности рек подобные методы прогноза становятся неадекватными. Так, в пределах населенных пунктов и у инженерных сооружений на процесс разрушения берегов действуют разнообразные техногенные факторы – стеснение потока дамбами, искусственное повышение отметок берегов, регулирование речного стока и т.д. Проблемы разрушения речных берегов в городах обостряются традиционной застройкой, при которой города вытянуты вдоль рек, а непосредственно на их берегах располагаются промышленные предприятия, коммуникации, жилые постройки, памятники истории и архитектуры.

Очень остро стоит эта проблема в г. Рыбинске на Волге, где от разрушения берегов страдают жилые кварталы, музей, промышленные объекты, некоторые из которых находятся в аварийном состоянии.

Рыбинск протягивается почти на 20 км по обоим берегам р.Волги непосредственно ниже Рыбинского гидроузла, отличающегося своеобразной компоновкой. Водосливная плотина пересекает русло Волги в 8-10 км выше по течению от центра города, там же находится двухниточный судходный шлюз. Здание ГЭС расположено на р. Шексне в 2 км от ее устья (Шексна впадает в Волгу практически в центре города). Благодаря такой

* Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64284), администрации г. Рыбинска и в рамках программы государственной поддержки ведущих научных школ (проект № НШ-1443.2003.5)

компоновке гидроузла, преобладающая часть стока из Рыбинского водохранилища, проходя через турбины ГЭС, устремляется в р. Шексну, а по отрезку Волги между плотиной и устьем Шексны (Староречье) сток осуществляется только при пропуске половодья в многоводные годы.

В геоморфологическом отношении окрестности Рыбинска располагаются на выработанных в морене абразионных озерных террасах высотой от 15 до 35 м над современным меженным уровнем Волги. Мощность четвертичных отложений составляет 25-50 м (Невский, 1975). Они представлены моренными суглинками днепровского и московского оледенений, разделенными водно-ледниковыми отложениями. Морена перекрыта озерно-ледниковыми осадками, представленными мелкими слоистыми песками, илистыми суглинками, ленточными глинами, сапропелитами, валунными слоистыми песками, глинами или суглинками.

Современная долина Волги сформировалась в позднем плейстоцене в результате врезания в водно-ледниковые отложения. Надпойменные террасы и пойма занимают крайне ограниченное пространство. Террасы, из которых наиболее распространена первая высотой 12-13 м, цокольные. Цоколь представлен связными водно-ледниковыми осадками или моренными суглинками, высота цоколя достигает 10 м над меженным уровнем воды. Пойма высотой 8-10 м в настоящее время из-за регулирования стока не затопливается. Подверженные разрушению берега Волги и Шексны сложены, таким образом, в основном, связным материалом. Высота бровок берегов над меженным уровнем воды колеблется от 4,4 до 15,5 м. Геотехнические характеристики грунтов, слагающих берега, по данным Рыбинского отдела ТИСИЗ и института ВСЕГИНГЕО, следующие: объемный вес 1,95-2,17 г/см³; сцепление – 0,025-0,066 Мпа (235-620 г/см²); угол внутреннего трения – 14-22°.

Ширина врезанного относительно прямолинейного русла Волги составляет 450-600 м и только в узле слияния Шексны и Волги возрастает до 800 м. Русло реки, мелководное в естественном состоянии, было искусственно преобразовано в 1950-е годы в ходе создания Единой глубоководной системы Европейской части РСФСР. На значительном протяжении в русле был проложен судоходный «канал», благодаря чему глубины судового хода увеличились от 1-1,5 м до 4-5 м. Ширина «канала» составляет 100-120 м. Сразу за кромками «канала» начинается мелководье с глубинами около 1,5 м. Последнее плавно переходит в низкие прирусловые отмели и бичевники, тянущиеся вдоль обоих берегов. Отмели частично осушаются в ходе сезонного и суточного колебания уровня воды. Пологие прибрежные отмели переходят в более крутые береговые откосы на отметках, соответствующих максимальным уровням воды. Подобный «тропообразный» поперечный профиль русла наиболее характерен для Староречья Волги. Поперечный профиль Шексны практически прямоугольный с крутыми прибрежными частями и выровненным дном. Ниже устья р. Шексны русло Волги по характеру распределения глубин в основном сохранило свое естественное строение, поскольку здесь не требовалось сплошное углубление. Отметки

дна достаточно быстро понижаются от берегов к стрежневой зоне, вследствие чего глубоководная полоса имеет большую ширину. Для данного отрезка, как и для верхнего, характерно слабое развитие прибрежных аккумулятивных форм. Современные донные наносы и русловые отложения представлены песками крупностью 0,5-0,7 мм, залегающими на связных грунтах. Часто в русле встречаются участки с галечными отложениями. Бичевники также сложены галечным и галечно-валунным материалом.

Гидрологический режим реки в Рыбинске практически целиком определяется влиянием Верхневолжского каскада водохранилищ и замыкающего его Рыбинского, заполненного в 1941-1949 гг. В 1957 г введен в эксплуатацию Горьковский гидроузел, и отрезок Волги у Рыбинска оказался в подпоре практически весь год, а низшие меженные уровни повысились по отношению к естественным на 1,5 м.

Годовая амплитуда уровней в среднем составляет около 4,2 м, колеблется от 1,9 до 5,7 м. Диапазон колебания уровней находится в пределах абсолютных отметок 83,4-88,7 м. Среднегодовое значение стока через Рыбинский гидроузел близка к естественной и составляет 30,1 км³, или 954 м³/с. Максимальные расходы воды в Рыбинске наблюдаются как в летние месяцы, так и осенью-зимой, тогда как в естественных условиях основной объем стока проходил в апреле-мае. Средние месячные расходы воды особенно увеличились в зимние месяцы (в 4-5 раз) и в летний период (почти в 2 раза), тогда как расходы в период весеннего половодья уменьшились в 4 раза.

Для нижнего бьефа Рыбинского гидроузла характерны резкие суточные колебания расходов и уровней, обусловленные регулированием нагрузки гидростанции. Расходы воды испытывают резкие колебания, меняясь от нескольких десятков до 3500 м³/с в течение нескольких часов и вновь до минимальных величин. Суточные колебания уровней прослеживаются в течение всего года. Средняя амплитуда колебания уровней достигает 3,5 м.

Среди гидравлических явлений, обусловленных суточным регулированием стока, особое значение имеет переменный характер течений и уклонов водной поверхности. На подъеме волны попуска и в период работы гидростанции в низовьях Шексны и на участке Волги ниже устья Шексны наблюдается положительный уклон водной поверхности, иногда очень значительный (до 0,12 ‰), и большие скорости течения, особенно в относительно узком русле Шексны. Так, поверхностная измеренная скорость при расходе попуска 2700 м³/с составляла в среднем 1,28 м/с, донная скорость – 0,54 м/с, максимальная достигала 2,0 м/с. В это же время в пределах Староречья Волги наблюдается отрицательный уклон и противотечение. Измерения в районе пос. Волжского (левобережная часть г. Рыбинска) показали, что скорости течения весьма разнообразны по величине и направлению. Поверхностные скорости в среднем составляли 0,12-0,14 м/с, донные – 0,36-0,48 м/с, максимальные донные превышали 1 м/с. Нередко поверхностные, а особенно донные скорости направлены не только против направления долины и русла Волги, но и от левого берега к середине русла. В ночные часы повсеместно устанавливается малый положительный уклон (0,01-0,02 ‰) и

скорости течения. Это явление сопровождается на первых километрах от плотины прохождением волн судоходных попусков, возникающих при истечении воды из камер шлюза. Уровень воды при этом на короткое время повышается на 25-30 см. Следует отметить также распространение волн от транзитных судов. Это явление здесь заметно из-за малых скоростей течения.

Большие уклоны водной поверхности и скорости течения возникают в Староречье Волги только при пропуске половодий в многоводные годы, когда открываются затворы плотины.

Наиболее интенсивное разрушение характерно для вогнутых берегов слабо выраженных изгибов русла реки: левого берега Староречья Волги ниже подходного канала шлюза (пос. Волжский), где фронт размыва составляет около 2 км; правого берега Волги в 3 км ниже по течению; вновь левого берега выше устья Шексны с длиной фронта размыва около 700 м. Ниже устья Шексны закономерности в локализации зон разрушения берегов отсутствуют. Интенсивно разрушаются берега Шексны, русло которой расширилось в 1,5-2 раза по сравнению с естественным. Наиболее опасным для городской инфраструктуры является разрушение берегов Шексны и Волги выше ее устья.

Анализ топографических планов показывает, что поперечный профиль неразмываемых в настоящее время берегов слабо выпуклый, т.е. бровки берегов сглажены. Их крутизна от бровки до меженного уреза не превышает 14, склоны, как правило, задернованы, а в нижней части поросли кустарником. Крутизна надводной части таких берегов (выше отметки 88,7 м) составляет в среднем 16-19 м при высоте 6-10 м.

Берега рек отличаются разной степенью потенциальной устойчивости по отношению к разрушению. Она зависит от соотношения угла наклона берегового откоса и угла внутреннего трения грунта, который слагает откос (Lohnes, Handy, 1968):

$$N_s = \frac{(4 \sin i \cos \phi)}{[1 - \cos(i - \phi)]}, \quad (1)$$

где N_s – коэффициент стабильности берега, ϕ – угол внутреннего трения грунта, i – угол наклона склона. Критическая высота берега, с превышением которой он может разрушаться, вычисляется (Carson, Kirkby, 1972):

$$H_{cr} = N_s \left(\frac{c}{\gamma} \right), \quad (2)$$

где c – сцепление, γ – объемный вес грунта. С уменьшением угла внутреннего трения коэффициент стабильности берега убывает, соответственно уменьшается критическая высота берега. К уменьшению угла внутреннего трения приводит обычно насыщение грунта влагой, при этом в связных грунтах увеличивается объемный вес и уменьшается сцепление. Для условий Волги в Рыбинске критическая высота берегов при углах наклона 80-90° составляет в сухом состоянии грунтов 5,8-7,4 м, при углах наклона 40° она

возрастает до 25 м. Вместе с тем в водонасыщенном состоянии критическая высота берегов резко уменьшается, и при углах наклона 80-90° составляет 2-2,5 м, при углах наклона 40° – 6,5, при углах наклона 20° – 15 м.

Для выявления механизма разрушения берегов Волги было проведено детальное сравнение поперечных профилей подмываемых, а также некоторых стабильных берегов на участке Волги выше устья Шексны (табл.1).

Таблица 1. Характеристика береговых откосов р. Волги и их разрушения

№ профиля	Характеристика берегов			Отступление бровки берега, м/год за периоды			Всего за 1987-1999, м
	Расстояние от плотины, км	Высота, м	Угол наклона, градусы	1987-1992	1992-1997	1997-1999	
1	Левый, 1,6	17,2	16,7	1	0,5		8
2	Левый, 2,6	19,3	36,2	2	2	5	30
3	Левый, 2,8	19,7	27,7		4	4	36
4	Левый, 3,0	19,5	23,7	4	3	3	49
5	Левый, 3,2	19,0	21,4		4	5	30
6	Левый, 3,4	18,7	20,6		5	5	33
7	Левый, 3,6	18,7	27,9		2	7	27
8	Левый, 3,7	18,5	26,5		4	17	55
9	Левый, 4,9	17,2	18,2				0
10	Правый, 4,9	16,0	36,9	4	8	4	66
11	Левый, 6,0	17,0	19,3				0
12	Правый, 6,0	17,0	24,2	0	2	12	36

Приведенные в таблице данные характеризуют средние углы наклона в диапазоне высот от бровки до уреза воды. Неразмываемые за многолетний период берега отличаются равномерным уклоном откосов. Высота таких берегов обычно существенно меньше критической даже для увлажненного состояния грунта берегов, что подтверждается расчетом по формулам (1,2). Это видно и на рис. 1, на котором устойчивые берега занимают правую часть графика ниже кривой, соответствующей критической высоте в состоянии увлажнения. Крутизна разрушающихся берегов обычно неравномерна. В некоторых случаях нижняя часть откосов более крутая, чем верхняя; верхняя часть откоса в большинстве случаев более крутая, угол наклона достигает 80-90°, средняя часть имеет крутизну 30-50°, а нижняя – относительно пологая. Берега Шексны имеют, как правило, равномерный большой наклон – более 50°.

Подмываемые в настоящее время берега Волги и Шексны представлены двумя формами по морфологии: 1) выпуклые в верхней части и подрезанные в нижней; высота подрезки составляет 2-3 м над тыловой частью бичевника, верхняя часть откоса имеет крутизну не более 15-16°, кру-

тизна подрезки достигает 90° ; подобные формы береговых откосов («подсечки») описал И.Ф. Карасев (1975) на Невинномысском канале, связывая их формирование с ветровым волнением; 2) вогнутые, почти отвесные в прибрежной части, выполаживающиеся вниз; в нижней части склона и у бичевника накапливаются массы оползшего материала; эта форма откосов является достаточно типичной для берегов рек. В обоих случаях имеется более или менее широкий бичевник, отмощенный валунно-гачечным материалом, иногда с выходами глин. В нижней части склонов второго типа часто при обследовании отмечались выходы грунтовых вод. Формы второго типа распространены чаще, формы первого типа встречаются у пос. Волжского. Пример поперечного профиля подмываемого берега приведен на рис.2.

Трансформация первоначально устойчивого берегового откоса во времени представляется в виде следующего ряда: подрезка основания откоса потоком, ледоходом, ветровыми волнами – отступление откоса до бровки, увеличение высоты обрыва и его крутизны – разрушение откоса по всей высоте – постепенное выполаживание откоса по мере накопления материала в его средней и нижней части – новая стабилизация откоса с закреплением его растительностью.

Большинство разрушающихся в настоящее время берегов Волги и Шексны в Рыбинске находится на третьей стадии, которая характеризуется увеличением скорости отступления берегов. Это связано с увеличением крутизны надводного откоса и объема поступающего с откоса материала. Так, скорость отступления левого берега в пос. Волжском в 3 км от плотины в начале 1980-х годов была очень незначительна (менее 1 м/год). В 1987-1992 гг она возрастает до 4 м/год, а позднее сохраняется постоянной (3 м/год). В ряде случаев отступление берегов ускоряется более значительно (например, на левом берегу реки в 3,6-3,7 км и правом берегу в 4,9-6,0 км от плотины).

Скорости размыва берегов Шексны также очень велики: в 850 м ниже здания ГЭС за период 1979-1999 гг они составляли в среднем 5 м/год, уменьшаясь вниз по течению до 2-3 м/год. Скорости разрушения берегов Волги ниже впадения Шексны существенно меньше, несмотря на имеющиеся там гидравлические условия размыва и выноса материала. Так, разрушение правого берега ниже причалов Рыбинского порта происходит со скоростью не более 2 м/год.

Механизм обрушения связного материала (глин и суглинков) чаще всего заключается в его оползании блоками большего или меньшего размера. Начало этих процессов связано обычно с разрушением основания откоса в силу каких-то причин (размыв потоком или ветровыми волнами, разрушение ледоходом). Часто причиной разрушения берегов рек является естественное (на излучинах) или искусственное понижение отметок дна у берега. Это увеличивает его высоту и может выводить из устойчивого состояния (Simon, 1995). В условиях переменного уровня водоема или реки при повышении уровня происходит периодическое насыщение грунта водой в результате фильтрации со стороны реки и намокание при повышении уровня

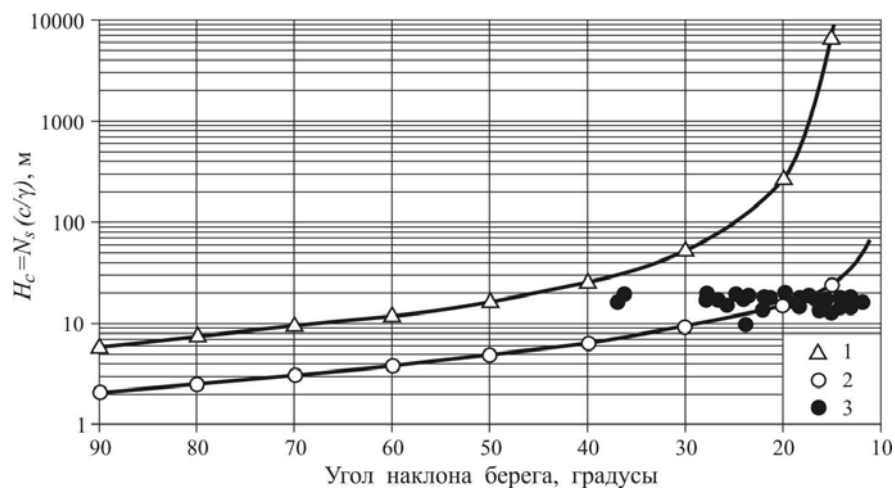


Рис. 1. Связь критической высоты берегов и крутизны откосов для грунтов: 1 - в сухом состоянии; 2 - в состоянии увлажнения; 3 - берегов Волги и Шексны

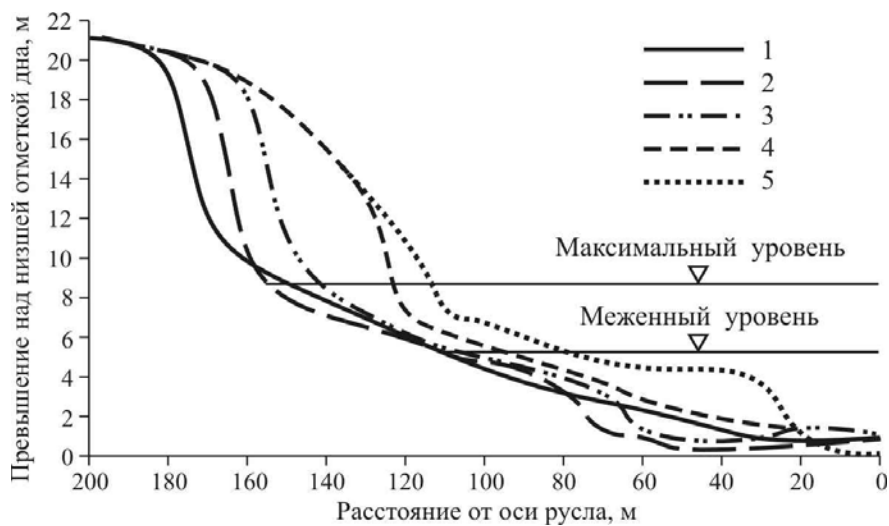


Рис. 2. Поперечные профили левого берега р. Волги в пос. Волжском (3 км от ворот Рыбинского шлюза) в годы: 1 - 1970; 2 - 1987; 3 - 1992; 4 - 1997; 5 - 1999

грунтовых вод как результат капиллярного поднятия; вес грунта увеличивается, меняется сцепление и угол внутреннего трения. В результате нарушается устойчивость откоса (т.е. оптимальное соотношение физических свойств грунта и угла наклона берегового склона), и грунт начинает смещаться. Со снижением уровня этот процесс продолжается, так как вес грунта еще более увеличивается. Кроме того, воды, прежде насыщавшие грунт откоса, вытекают в его основании или по какому-либо водоупору и производят суффозионную работу. В условиях периодического увлажнения при обсыхании откоса образуется система трещин, разделяющих толщу откоса на отдельные блоки, что также способствует разрушению берега.

Причины разрушения берегов на разных участках Волги и Шексны в пределах Рыбинска различны. На участке Волги от плотины до впадения Шексны первоначальная, хотя и незначительная, подрезка оснований берегов очевидно происходила еще тогда, когда река находилась в естественном состоянии. Об этом свидетельствует локализация современных зон интенсивного разрушения берегов на вогнутых берегах пологих изгибов русла. Размыв берегов не отличался, вероятно, высокими темпами, так как они сложены связными грунтами, а прибрежные части русла нередко отмошены валунно-галечным материалом. Тем не менее, в период половодья, расходы которого достигали 8-10 тыс. м³/с, а амплитуда колебаний уровней 10 м, происходила подрезка оснований береговых откосов и их медленное разрушение. В условиях зарегулированного стока сброс паводковых вод через плотину в Староречье Волги осуществляется крайне редко, основной сток направляется в Шексну через гидростанцию.

Об этом свидетельствует тот факт, что большие положительные уклоны на отрезке Волги выше устья Шексны наблюдаются очень редко, преобладают отрицательные и нулевые уклоны. Очевидно, это происходит только в многоводные годы, когда приток воды в водохранилище превышает 10 тыс. м³/с, и кратковременно. Вместе с тем для этого участка реки характерны значительные суточные колебания уровней воды (до 3,5 м). При повышении уровня в подтопленных частях откосов возникает избыточное поровое давление. Капиллярное поднятие воды может достигать в суглинках 3 м и более, так что грунт берегов увлажнен на большей части надводного откоса, что снижает его прочностные характеристики. Со снижением уровней происходит суффозионное разрушение грунтов. Таким образом, создаются условия для развития подрезки оснований откосов. Следует отметить, что высота подрезки в большинстве случаев составляет 2-3 м, что соответствует расчетной критической высоте в увлажненном состоянии. Вышележащий склон теряет устойчивость и на нем развиваются микрооползни, обвалы и течение грунта, что связано с переменным увлажнением, промерзанием/оттаиванием грунта, поверхностным стоком. Выходы грунтовых вод также способствуют развитию оползневых процессов. Однако, крупные оползни редки, преобладают мелкие блоки размером 3х1х0,5 м. Когда же процесс разрушения достигает бровок берегов, могут развиваться и более крупные оползни длиной до 20 м.

По мере того, как разрушение захватывает весь склон до бровки, средний угол наклона разрушающейся поверхности уменьшается. Так, если высота исходного устойчивого берега составляет 15 м, а крутизна первоначальной 2-метровой подрезки достигает 70° , то по мере отступления берега угол наклона поверхности разрушения уменьшается до $25-35^\circ$. При этом откос с исходной крутизной $10-15^\circ$ отступает в среднем на 15-20 м, но бровка берега при этом не разрушается.

Отступление бровки берега характерно для третьей стадии разрушения берегов, на которой механизм и скорость отступления не связаны с первоначальной подрезкой оснований склонов, а зависят от физических свойств грунтов в условиях переменного увлажнения.

Вынос обрушившегося материала связан с режимом течений и волн. На Волге выше устья Шексны главным фактором удаления материала является так называемая “волновая раскачка” – течения, периодически меняющие свое направление и величину. Согласно измерениям, при повышении уровней донные скорости течения достигают 0,5-1,0 м/с; они направлены преимущественно от левого разрушающегося берега, что обеспечивает вынос материала от основания склонов в глубокую часть русла. Еще одним фактором удаления материала, возможно, служат судовые волны, которые, согласно наблюдениям, интенсивно взмучивают поверхность прибрежного откоса. На последнем постепенно формируется валунная отмстка. Такие периодически возникающие разнонаправленные потоки, ветровые и судовые волны взмучивают обрушившийся материал и переносят его, как показывает анализ донных скоростей, в центральную часть русла, в пределы судходной борозды, по которой он медленно смещается вниз по течению. Об этом свидетельствует занесение судходной борозды, которое косвенно выражается в необходимости проведения в ней землечерпательных работ. По данным Рыбинского района гидросооружений Управления канала им. Москвы их объем в среднем составляет 30-40 тыс. м³ в год с 1 км судходной борозды.

На Шексне подрезка оснований береговых откосов производится мощным потоком, проходящим через турбины гидростанции (скорости течения достигают в период попуска 2 м/с). Это ближе к типичным схемам размыва берегов рек. По одной из них в основании берегового уступа на уровне высоких вод формируется ниша, что стимулирует обрушение вышележащего откоса с развитием поверхности разрушения. Устойчивость берегов Шексны нарушена также увеличением их высоты в результате размыва дна реки на 3-4 м и расширением русла у дна. Так как естественное русло Шексны по пропускной способности не соответствовало ни величине, ни режиму энергетических попусков, то оно в течение десятилетий усиленно углублялось и, вследствие этого, расширялось. Неравномерность сбросов способствует интенсификации разрушения берегов. Удаление материала обеспечивается высокими скоростями течения при попусках.

Ниже устья Шексны разрушение берегов связано с возрастанием скоростей течения при прохождении фронта волны, а также с изменением

формы русла, обусловленным сезонным регулированием стока – расширением русла у дна. Здесь преобладают устойчивые откосы, многие участки берегов укреплены.

Существует также мнение, полученное на основе наблюдений в районе г.п. Рыбинск (Котляков, 1999), что ведущим фактором взмучивания и удаления мелкозернистого материала от основания откосов является развитие так называемых инфрагравитационных волн (ИГ-волн) – особого вида колебания водной поверхности с малой амплитудой, но с большим периодом колебаний, обусловленных взаимодействием волн попусков с дном на мелководье. Наличие этого вида колебаний водной поверхности, на которые приходится значительная энергия, может способствовать увеличению скоростей течения в прибрежной зоне потока.

Если обрушившийся материал не удаляется или не полностью удаляется от основания откоса, то процесс разрушения берега замедляется и останавливается. Это обусловлено тем, что обрушившийся материал скапливается у основания откоса, склон выполаживается, что приводит к его стабилизации. Считается, что стабилизация может быть достигнута там, где в основании берега сформируется пологонаклонная поверхность из обрушившегося материала, переработанного потоком, переходящая в подводный откос. Угол наклона пологой наклонной поверхности или береговой отмели (θ), пригодной для поселения на ней первичной растительности, можно рассчитать по формуле (Carson, Kirkby, 1972):

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \phi . \quad (3)$$

Если принять угол внутреннего трения грунта берегов Волги 19° , то крутизна откоса $\operatorname{tg} \theta$, включающего надводный и часть подводного откоса русла в границах колебания уровней должна составлять в предельном случае Волги у Рыбинска 0,172. Если спроектировать этот угол ($9,5^\circ$), близкий к углам современных устойчивых откосов, на высоту поверхности, можно получить максимально возможное отступление бровки берега до его полной стабилизации, которое равно горизонтальному расстоянию между пересечением предполагаемой линии стабильного откоса с бровкой поверхности.

Вместе с тем, так как береговой откос имеет неодинаковую крутизну по высоте, то по мере отступления берега его крутизна уменьшается за счет увеличения длины и уменьшения крутизны средней и нижней частей откоса. При этом средняя крутизна стабильного берега отличается от той, которая следует из формулы (3). Ее можно вычислить по зависимости (Simon, Napp, 1986):

$$\operatorname{tg} \theta_1 = \operatorname{tg} \left(\frac{1}{2} i + \frac{1}{2} \phi \right) . \quad (4)$$

Обычно длину и высоту откоса (a , следовательно, и его угол наклона) отсчитывают от основания берега, т.е. от точки дна речного русла с мак-

симальной глубиной; вычисляется $tg \theta_1$ откоса, а соответствующая ему прямая с началом координат в точке с максимальной глубиной проектируется на поверхность, что показывает величину минимально возможного отступления бровки берега. Однако особенности морфометрии береговых откосов и морфологии русла, связанные с геологическим строением, историей развития и антропогенной измененностью русла (в частности, малая крутизна прибрежных подводных частей) делают целесообразным для прогноза разрушения берега учитывать крутизну надводного откоса выше отметки среднего меженного уровня. Дело в том, что максимальная в сечении глубина отмечается в судоходной борозде, созданной искусственно, тогда как отметки подводных “террас” соответствуют тальвегу реки в естественном состоянии.

Возможное отступление берега можно вычислить по формуле:

$$L_1 = H \left(\frac{1}{tg\theta} - \frac{1}{tgi} \right), \quad (5)$$

где H – высота надводного откоса. Результаты расчета отступления бровок берегов приведены в таб. 2.

Возможные разрушения берегов Волги и Шексны не меньше, а местами и больше, чем уже произошедшие, особенно в районе пос. Волжского и вблизи ГЭС. График зависимости величины прогнозного отступления бровок берегов в зависимости от их крутизны и высоты представлен на рис. 3.

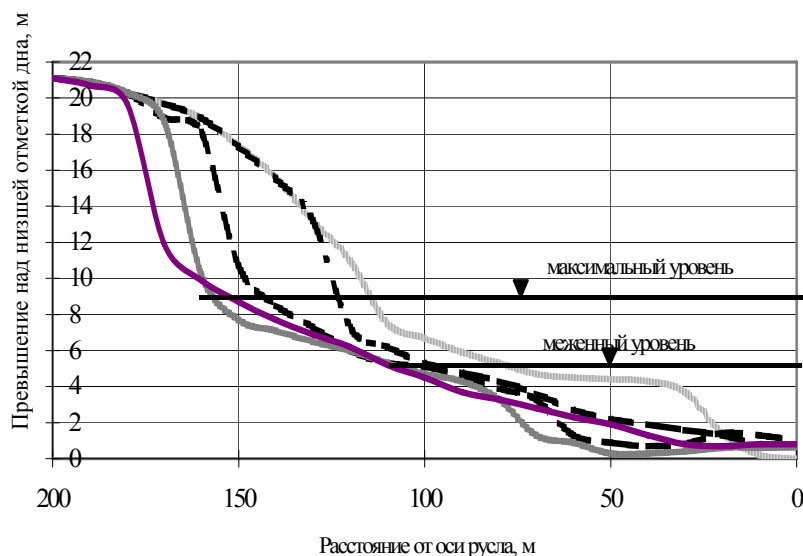


Рис. 2 Поперечные профили левого берега р. Волги в пос. Волжском (3 км от ворот Рыбинского шлюза) в годы: 1 - 1970; 2 - 1987; 3 - 1992; 4 - 1997; 5 - 1999

Видно, что отступление берега с ростом угла его наклона замедляется и стремится к определенному пределу. Стабильные берега отличаются углами наклона менее 8° .

Таблица 2. Предполагаемые разрушения берегов Волги и Шексны в районе Рыбинска

№	Расстояние от восторг шлюза/ГЭС, м	Берег, адрес	Высота над средним межженным уровнем	Круглизна (tg i)	Отступление бровки, м
Волга					
1	400	правый, Староречье	9,2	0,077	0
2	750	левый, ниже пала шлюза	10	0,333	40
3	1150	левый, набережная	15,5	0,155	8
4	2200	левый, ниже набережной	14,4	0,360	60
5	2600	левый, наб. Космонавтов	13,8	0,460	66
6	2800	там же	13,6	0,272	45
7	3000	там же, беседка	12,8	0,284	44
8	3200	там же	12,6	0,315	48
9	3400	там же	12,1	0,302	44
10	3550	там же	11,6	0,387	51
11	3700	там же, водоприемник	11,6	0,387	51
12	4200	левый, ниже поселка	12,1	0,101	0
13	4900	левый	12,4	0,089	0
14	4900	правый, ф-ка "Свобода"	10,7	0,214	25
15	5500	левый	10,0	0,111	0
16	6000	правый, з-д "Вымпел"	10,8	0,270	40
17	7400	правый	9,5	0,095	0
18	7800	левый, выше Шексны	7,0	0,175	10
19	8000	левый, устье Шексны	8,1	0,270	27
20	9400	левый, ниже Шексны	13,0	0,260	41
21	13000	левый, ниже порта	9,4	0,118	0
22	13000	правый, ниже порта	4,4	0,440	21
23	14000	правый, устье Уткомы	11,1	0,056	0
Шексна					
24	850	правый	8,1	0,405	37
25	850	левый	9,7	0,485	48
26	1300	правый	8,7	0,290	31
27	1300	левый	9,8	0,245	29
28	1700	правый	9,3	0,232	25
29	1700	левый	12,7	0,231	55

Стабилизация берегов Шексны в современных условиях маловероятна. Основные факторы, обеспечивающие вынос материала их оснований

береговых откосов, на ней сохраняются. Поэтому отступление ее берегов будет продолжаться. Наступление четвертой стадии возможно на Шексне тогда, когда ее русло расширится настолько, что при больших сбросных расходах скорости течения снизятся до неразмывающих для грунтов берегов, представленных суглинками, или весь откос до отметки 88 м будет покрыт отмосткой из валунно-галечного материала. На Волге в районе пос. Волжского, фабрики “Свобода” и завода “Вымпел” в результате формирования широкой береговой отмели возможно уже сейчас наступление четвертой стадии – постепенного выполаживания откосов, которое будет сопровождаться сильным отступанием их бровок. Отступление правого берега Волги ниже порта проходит еще третью стадию, и наступление следующей стадии здесь задерживается из-за существующих в периоды попусков высоких скоростей течения, обеспечивающих вынос материала.

Таким образом, решающим фактором разрушения берегов Волги выше устья Шексны, где их последствия наиболее опасны, является суточное колебание уровней, достигающее 3,5 м, и связанные с ним гидрологические, гидрогеологические и геодинамические процессы. Изменению гидрогеологического режима может способствовать расположение в непосредственной близости от бровки берега инженерных сооружений (жилых домов, корпусов промышленных предприятий, коммуникаций). Разрушение берегов может усиливаться также благодаря концентрации стока поверхностных вод (талых и дождевых) с покрытых асфальтом или бетоном поверхностей по понижениям рельефа. На разрушение берегов оказывают влияние некоторые сооружения на берегах реки. Так, бетонная берма, окружающая здание водоприемника на левом берегу в 3,7 км от плотины, по мере отступления общей линии левого берега создавала условия для возникновения противотечений и усиленного выноса склонового материала. Характерно, что в последние два года скорость отступления берега возле этого сооружения увеличилась до рекордно больших величин (17 м/год), тогда как на соседних участках она не превышает 5 м/год.

В перспективе разрушение берегов в отмеченных местах может составить еще не менее 30-60 м, причем на Шексне, где существуют наиболее благоприятные условия выноса обрушившегося материала, разрушение берегов может даже превысить эти величины.

ЛИТЕРАТУРА

Беркович К.М., Власов Б.Н. Особенности русловых процессов на реках Нечерноземной зоны РСФСР // Вестник МГУ. Сер. 5. География, 1982. № 3.

Камалова Е.В. О механизме переработки речных берегов // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1988. № 3.

Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеиздат. 1975.

Котляков А.Н. Проблема разрушения берегов в нижнем бьефе Рыбинского гидроузла // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. V конференция. Труды. М. 1999.

Невский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975.

Carson M.A., Kirkby M.J. Hillslope form and process. London: Cambridge Univ. Press. 1972.

Lohnes R.A., Handy R.L. Slope angles in friable loess // Journal of Geology. V. 76, No 3, 1968.

Simon A. Adjustment and recovery of unstable alluvial channels: identification and approaches for engineering management // Earth surface processes and landforms. Vol. 20. 1995.

Simon A., Hupp C.R. Channel widening characteristics and bank slope development // U.S. Geological Survey Water Supply Paper. 2290. 1986.

К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, В.В. Иванов, Р.С. Чалов*

ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ РУСЛА ЕНИСЕЯ НИЖЕ КРАСНОЯРСКОЙ ГЭС В УСЛОВИЯХ ИНТЕНСИВНОЙ ТЕХНОГЕННОЙ НАГРУЗКИ**

Создание водохранилищ является мощным фактором, определяющим русловые процессы и переформирования русел на большом протяжении рек ниже по течению. Особенностью их является то, что они развиваются в условиях измененного гидрологического режима, неустановившегося движения потока и возникшего дефицита наносов. Особенности русловых деформаций в нижних бьефах гидроузлов, их направленность и темпы привлекали к себе внимание исследователей, начиная с первых лет после заполнения водохранилищ и спустя многие десятилетия (Маккавеев, 1957, Транспортное использование..., 1970; Серебряков, 1970; Беркович, Векслер и др., 1981; Векслер, Доненберг, 1983; Galay, 1983; Babinski, 1992, 2000), поскольку происходящие изменения активных факторов (стока воды и наносов) оказались столь глубокими, что русловые процессы продолжают развиваться в нестационарном режиме, определяя направленный характер трансформаций речных русел. Однако во многих работах рассматриваются обычно участки русел, непосредственно прилегающие к плотинам, причем большинство из них посвящено рекам с песчаным или песчано-галечным аллювием. Значительно меньше внимания уделялось рекам с галечным и галечно-валунным аллювием, которые и в естественных условиях отлича-

* В исследованиях, результаты которых положены в основу статьи, принимали участие также Б.В. Белый, О.А. Борсук, Л.Н. Никитина.

** Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64284 и 03-05-64302), в рамках программы государственной поддержки ведущих научных школ (проект № НШ-1443.2003.5) и по договору с Енисейским гос. бассейновым управлением водных путей и судоходства

ются спецификой русловых процессов (Беркович и др., 1985): ограниченностью на многих реках геолого-геоморфологическими факторами условий развития русловых деформаций, достаточно большими для равнинных рек уклонами, высокой стабильностью русел, относительной кратковременностью периода активных сезонных переформирований русел, большой величиной и малой обеспеченностью руслоформирующих расходов воды. Значительное влияние на деформации русел оказывают особенности геологического строения дна и берегов; часто с выходами коренных пород сопряжены шиверы и пороги, крутые вынужденные излучины, скульптурные разветвления, сформировавшиеся на скальном основании.

Среди работ по русловым процессам в нижних бьефах гидроузлов на таких реках известны статьи о начальном этапе (при стеснении русла строительными перемычками) переформирований русла Енисея на приплотинном участке Красноярской ГЭС (Аврова, Кузнецов, 1969) и о развитии русла того же Енисея за 15-летний период ниже Саяно-Шушенской ГЭС (Белый, Виноградова и др., 2000). Поэтому представленные в настоящей статье результаты исследований русловых процессов на 120-километровом участке Енисея ниже Красноярской ГЭС, хотя и получены еще в 1990-1991 гг, но уже спустя почти 25 лет после сооружения гидроузла, закрывают в известной мере «белое пятно» в изучении антропогенных изменений речных русел. При этом наряду с анализом влияния ГЭС дается оценка роли других видов хозяйственной деятельности на реке (разработок карьеров стройматериалов, дноуглубления на перекатах), накладывающихся на изменения русла, происходящие вследствие регулирования стока водохранилищем.

Общая характеристика долины и русла реки

Плотина Красноярского водохранилища перекрывает Енисей в 40 км выше г. Красноярск. Долина реки здесь врезана в коренные палеозойские скальные метаморфические и осадочные породы, местами пронизанные гранитными интрузиями. В непосредственной близости от плотины на участке длиной 23 км она представляет собой теснину с высокими бортами высотой 200-300 м, очень узкой, фрагментарной поймой, нередко образованной прибрежными островами; врезанное прямолинейное русло имеет ширину 600-1200 м. На следующих 70 км, верхняя часть которых расположена среди города, река протекает в расширении долины с террасированными бортами и ниже г. Красноярск имеет широкопойменное русло: здесь развита двусторонняя пойма шириной до 3-5 км и высотой от 1,5 до 6 м над меженным уровнем воды. Здесь коренные породы почти повсеместно перекрыты толщей рыхлых четвертичных отложений – суглинков, галечников – мощностью до 40 м. Еще ниже по течению при пересечении Атамановского хребта долина резко сужается, вновь превращаясь в теснину; русло становится врезанным, шириной от 0,6 (беспойменное) до 3 км.

Средний уклон реки в межень составляет 0,264‰, на отдельных перекатах, имеющих скальное основание, он достигает 0,5 ‰. Средняя глубина русла – 3,9 м. Донные отложения и русловой аллювий представлены

галькой со средней крупностью 38 мм; при этом в межень во многих частях русла отмечена отмостка из крупных частиц диаметром более 60 мм. Однако она не перекрывает дно реки сплошным слоем, встречаясь примерно на 45% площади русла. Крупность руслового аллювия мало меняется по длине участка реки. В некоторых местах в русле обнажаются скальные породы и их щебень. Выходы скальных пород встречаются в пределах широкопойменного русла в основном у вогнутых берегов излучин, а также в Атамановской теснине.

Рассматриваемый участок Енисея характеризуется значительной антропогенной измененностью русла. Основной фон развития русловых процессов среднего Енисея обусловлен регулированием стока воды и наносов Красноярским и Саяно-Шушенским водохранилищами. Вместе с тем существование в нижнем бьефе крупнейшего города и промышленного центра Сибири – Красноярска – создает особую комплексность нагрузки, которая приводит к многочисленным прямым нарушениям морфологии русла реки. Антропогенная нагрузка включает в себя разработку русловых и пойменных карьеров строительных материалов, сооружения городской инфраструктуры (мостовые переходы, водозаборные сооружения, причалы и набережные, берегозащитные сооружения, дамбы, склады гравийно-галечного материала на берегах, плотины во второстепенных рукавах), выправительные и землечерпательные работы по трассе судового хода и вне ее. Механические изменения русла в той или иной мере захватывает до 50% протяженности участка.

Гидрологический режим

Гидрологический режим участка Енисея от плотины Красноярской ГЭС до с. Атаманово определяется регулирующим воздействием каскада ГЭС. Влияние регулирования стока распространяется до впадения Ангары, а с учетом зарегулированного стока последней – на весь средний Енисей. Суммарный объем водохранилищ превышает 100 км^3 , что составляет 17% стока Енисея в устьевом створе. Саяно-Шушенское водохранилище осуществляет сезонное регулирование стока, Красноярское – многолетнее. Наполнение Красноярского водохранилища было начато в 1967 г, совместная работа каскада – в 1978 г. Главный эффект регулирования стока рек водохранилищами заключается в изменении распределения стока по сезонам, причем Красноярское водохранилище осуществляют более глубокую трансформацию стока Енисея, чем Саяно-Шушенское.

Регулирование стока Енисея Красноярской ГЭС привело к срезке расходов половодья и паводков, значительному снижению высоких уровней, повышению низких и, как следствие, уменьшению годовой амплитуды колебаний уровней воды. Сезонная амплитуда уровней уменьшилась на 3,5-6,0 м, причем в наибольшей степени в Атамановской теснине в 100-120 км от плотины. В нижнем бьефе максимальные среднесуточные уровни уменьшились на 1-3 м, максимальные расходы – в 1,6-1,9, а максимальная годовая амплитуда уровней – в 1,5-2,0 раза. В условиях регулирования кас-

кадом ГЭС сток стал более равномерным в течение года: если в естественных условиях весенний и летний сток преобладал над осенним и зимним, то при регулировании повысилась доля осеннего и, особенно, зимнего стока (табл. 1).

Таблица 1. Среднегодовые расходы и объемы стока воды в нижнем бьефе Красноярской ГЭС и их сезонное распределение

Режим, период наблюдений, годы	Среднегодовые		Распределение по сезонам, % годового			
	расход воды, м ³ /с	сток, млн.м ³	весна IV-VI	Лето VII-IX	осень X-XI	зима XII-III
Естественный режим 1903-1966	2920	92097	47.8	36.5	9.3	6.4
Режим регулирования 1967-1989	2780	87681	27.3	29.2	13.7	29.8

Как и до создания водохранилища, на весенне-летний период приходится наибольшая доля стока воды (56%), однако в отличие от естественного режима наибольший сток отмечается летом, а не весной. Весенний сток в нижнем бьефе уменьшился в среднем в 1,8 раза, тогда как летний остался практически неизменным, а осенний увеличился в 1,5 раза. Наиболее существенно изменился сток воды в зимнюю межень (в феврале-марте среднемесячные расходы увеличились более чем в 3-5 раз).

Максимальные расходы воды в условиях регулирования стока наблюдаются в любое время года, но более чем в 70% случаев – в весенне-летний период. Их величина на г.п. Базаиха после сооружения ГЭС изменялась в очень широких пределах – от 3580 м³/с в 1982 г до 12400 м³/с в 1988 г, в то время как в естественных условиях – от 7690 м³/с в 1947 г до 23900 м³/с в 1916 г. Средние максимальные расходы воды в условиях регулирования стока уменьшились более чем в 2 раза – с 13000 м³/с до 6190 м³/с.

Наиболее существенно гидроузел повлиял на изменение стока наносов. Водоохранилище полностью перехватывает влекомые наносы и большую часть взвешенных. В нижнем бьефе Красноярской ГЭС среднемноголетний годовой расход взвешенных наносов уменьшился в 20 раз. В результате в нижний бьеф стало поступать лишь 3-4% взвешенных наносов, попадающих в водохранилище. Доля стока взвешенных наносов в нижнем бьефе Красноярской ГЭС весной уменьшилась более чем в 2 раза по сравнению с естественными условиями (табл. 2). Осенью и зимой сток взвешенных наносов в нижнем бьефе ГЭС увеличился в 14 и 25 раз соответственно, что, однако, не компенсирует его потери весной.

Изменения, произошедшие в перераспределении стока воды и наносов по сезонам, повлекли за собой трансформацию кривой руслоформирующих расходов Q_{ϕ} (по Н.И. Маккавееву, 1955). В нижнем бьефе Красноярской ГЭС выделяются два интервала значений Q_{ϕ} , соответствующие верхний – половодью, нижний – межени. Оба они проходятся на диапазон

уровней воды в пойменных бровках. В табл. 3 приведены значения Q_{ϕ} и их обеспеченность для естественного и зарегулированного состояния реки. Как видно, руслоформирующие расходы имеют тенденцию к уменьшению, а обеспеченность нижнего интервала – к увеличению. Значение верхнего интервала Q_{ϕ} уменьшилось в 1,5 раза при сокращении его обеспеченности с 1,5 до 0,12%, а нижнего – в 2,5 раза, но его обеспеченность возросла в 3,6 раза. Кроме того, если в естественных условиях отношение среднемаксимальных расходов воды в нижнем бьефе Красноярской ГЭС к среднеминимальным составляло 30,0, то после регулирования оно уменьшилось до 3,9.

Качественно новая особенность динамики речного потока, свойственная нижним бьефам ГЭС, – неустановившееся движение, возникающее в результате суточного и недельного регулирования нагрузки гидростанции и выражающееся в возникновении волн, перемещающихся по нижнему бьефу. Преобладающие амплитуды волн суточного регулирования в нижнем бьефе Красноярской ГЭС составляют 0,1-0,4, максимальная достигает 3 м. При прохождении волн недельного регулирования, когда понижение уровней приходится на нерабочие дни, расходы воды могут меняться в широких пределах от 200 до 5000 м³/с. Волны с максимальной амплитудой прослеживаются на расстоянии 100-200 км от плотины. Скорость перемещения волн 8-12 км/ч. Время их добегания от ГЭС до Красноярска составляет около 3 часов, а до с. Атаманово (123 км от плотины) – 14 часов. Наибольшее влияние волны суточного регулирования оказывают на русло приплотинного участка длиной 30-40 км. Значения расходов и уровней воды при прохождении волн могут изменяться в 2-3 раза в течение суток. При этом длина зоны распространения волн на Енисее в нижнем бьефе Красноярской ГЭС значительно больше, чем на реках с песчаным аллювием, для которых характерны значительно меньшие уклоны.

Регулирование стока привело к существенному изменению термического и ледового режимов в нижнем бьефе. Аккумуляция паводочного стока в водохранилищах обусловила летом понижение температуры воды в районе Красноярска на 3,9^oС. Осенью вследствие медленного охлаждения водных масс в водохранилище температура воды в нижнем бьефе стала выше, чем в естественных условиях. Максимальные температуры воды на участке от плотины до устья Ангары понизились с 23-22^oС до 18,8-15,5^oС, а дата их наступления сдвинулась на более поздний срок (с конца июля на середину августа). Существенные изменения претерпел и ледовый режим. В результате сброса относительно теплых вод из водохранилища зимой ниже Красноярской ГЭС образуется полынья, длина которой меняется в зависимости от погодных условий и величины сброса воды через гидростанцию от 40-70 до 130-220 км (Одрова, 1987). Изменение температурного режима вод привело к более поздним (на 1-2 месяца) ледовым явлениям и сокращению их продолжительности (на 70-100 дней). Кроме того, создание водохранилища уменьшило вероятность весенних ледовых заторов, которые иногда в естественных условиях приводили к подъему уровней с интенсивностью более 4 м/сут.

Таблица 2. Среднегодовые расходы и сток взвешенных наносов в нижнем бьефе Красноярской ГЭС и их сезонное распределение (Базаиха).

Режим, период наблюдений, годы	Среднегодовые		Распределение по сезонам, % от годового			
	расход, кг/с	сток, тыс. т	весна	лето	осень	зима
Естественный режим 1940-1942, 1948, 1949, 1957-1966	230	7254	82.5	15.7	0.9	0.9
Режим регулирования 1967-1989	11	345	35.5	29.2	13.0	22.3

Таблица 3. Руслформирующие расходы воды в нижнем бьефе Красноярской ГЭС.

Интервал Q_{ϕ}	Режим стока			
	Естественный		Зарегулированный	
	Q_{ϕ} , м ³ /с	Обеспеченность, %	Q_{ϕ} , м ³ /с	Обеспеченность, %
Верхний	13000	1.5	8250	0.12
Нижний	6900	12.5	2750	45.3

Морфология русла и русловые процессы

В верхней и нижней, считая по течению, частях изученного участка русло реки – относительно прямолинейное, врезанное с отдельными прибрежными разветвлениями. В расширении долины широкопойменное русло представлено адаптированными излучинами и разветвлениями. Общая длина излучин составляет 44 км, разветвлений – 35 км. Каждое разветвление имеет длину от 7 до 14 км, они находятся в начале, середине и конце расширения долины. Их формирование произошло еще при естественном режиме Енисея и связано с трансформацией энергии потока половодья по длине при изменяющейся ширине дна долины и русла. Суммарная (вместе с островами) ширина русла в пределах разветвлений колеблется в пределах от 1,5 до 4 км. Выделяются разветвления двух типов, образованные крупными островами: сопряженное Красноярское (4,5–0–9,0 км)* и односторонние Есауловское (40,0–54,8 км), характеризующееся наибольшей шириной русла, и Шиверское (68,0–75,0 км). Степень разветвленности (количество рукавов на 1 км русла) составляет 0,3-0,4.

Участки разветвленного русла чередуются с извилистым, образующим две серии излучин: 9,0–40,0 км – три излучины, 54,8–68,0 км – две из-

* Километраж указан по судовому ходу в соответствии с Лоцманской картой; за 0 км принят створ в г. Красноярске

лучины. Все излучины сегментные. Шаг их составляет 4,5-7,5 км, радиус кривизны колеблется от 2 до 4,5 км; некоторые из них вытянуты поперек оси долины, вследствие чего стрела прогиба достигает 1,0 – 4,5 км. Степень развитости излучин, характеризуемая отношением длины русла к шагу излучин, составляет у четырех излучин 1,3-1,7, т.е. они относятся к категории пологих, развитых (Завадский и др., 2002). Одна излучина (54,8 – 61,0 км) находится в начальной стадии развития, имея минимальную степень развитости – 1,1.

Продольный профиль дна реки неровный из-за чередования плесовых ложин и перекатов. Наибольшее количество перекатов приурочено к разветвлениям русла. Длина плесовых ложин – 5-6 км, средняя длина перекатов – 1,4 км. В разветвленном русле преобладают короткие – до 1,5 км длиной – перекаты, преимущественно аккумулятивные, хотя встречаются и эрозионно-аккумулятивные, имеющие в своих пределах выступы на дне скальных пород; во врезанном прямолинейном русле, особенно в Атамановской теснине, длина перекатов достигает 3,5 км, все они имеют скальное основание. Всего из 27 перекатов на участке 10 являются аккумулятивными (рис. 1А), сформировавшимися как следствие изменения условий транспорта наносов; поэтому они в основном приурочены к разветвленному руслу. 10 перекатов имеют в своей основе выступы скальных пород, в определенной мере определяющих образование скоплений наносов и, в то же время, лимитирующих глубины на перекатах – эрозионно-аккумулятивные перекаты (рис. 1Б).

7 перекатов относится к категории эрозионных (рис. 1В), т.к. полностью связаны с повышением отметок скального ложа реки. По существу это уже не перекаты, поскольку последние представляют собой или скопления аллювия, или выступы «коренного дна, которые покрыты более или менее сплошным слоем наносов» (Маккавеев, 1955, с. 288). Правда, различие между эрозионными и эрозионно-аккумулятивными перекатами на Енисее довольно условно; оно заключается в том, что у первых преобладает скальное ложе, расчлененное «карманами», заполненными аллювием, тогда как у эрозионно-аккумулятивных скопления аллювия определяются одиночными выступами коренного ложа. Однако в обоих случаях последние являются основной причиной ограничения глубин на перекате.

Русло Енисея является очень стабильным. Хотя поток обладает довольно высокой для равнинной реки энергией, большая крупность наносов и устойчивость берегов обуславливают малые темпы его деформаций. Энергия потока оценивается по величине его удельной мощности (на единицу длины и ширины) $N = \rho g QIB^{-1}$, где N – мощность, Вт/м², ρ – плотность воды, кг/м³, g – ускорение свободного падения, м/с², Q – расход воды, м³/с, B – ширина русла, м. Удельная мощность потока Енисея при расходе воды 12400 м³/с, соответствующем верхнему максимуму на кривой руслоформирующих расходов воды в естественном состоянии, составляет при современной морфометрии русла 60-70 Вт/м². Для среднего многолетнего расхода 2900 м³/с, который близок к нижнему интервалу руслоформирующих

расходов, $N = 15-18 \text{ Вт/м}^2$. Расчетное значение мощности потока, соответствующей началу движения галечных донных наносов, исходя из неразмывающих скоростей течения, вычисленных по зависимостям Шильдса (Алексеевский, Михинов, 1991), составляют для соответствующих интервалов Q_{ϕ} 59 и 19 Вт/м^2 . Для частиц отмостки критические значения мощности потока равны 78 и 22 Вт/м^2 .

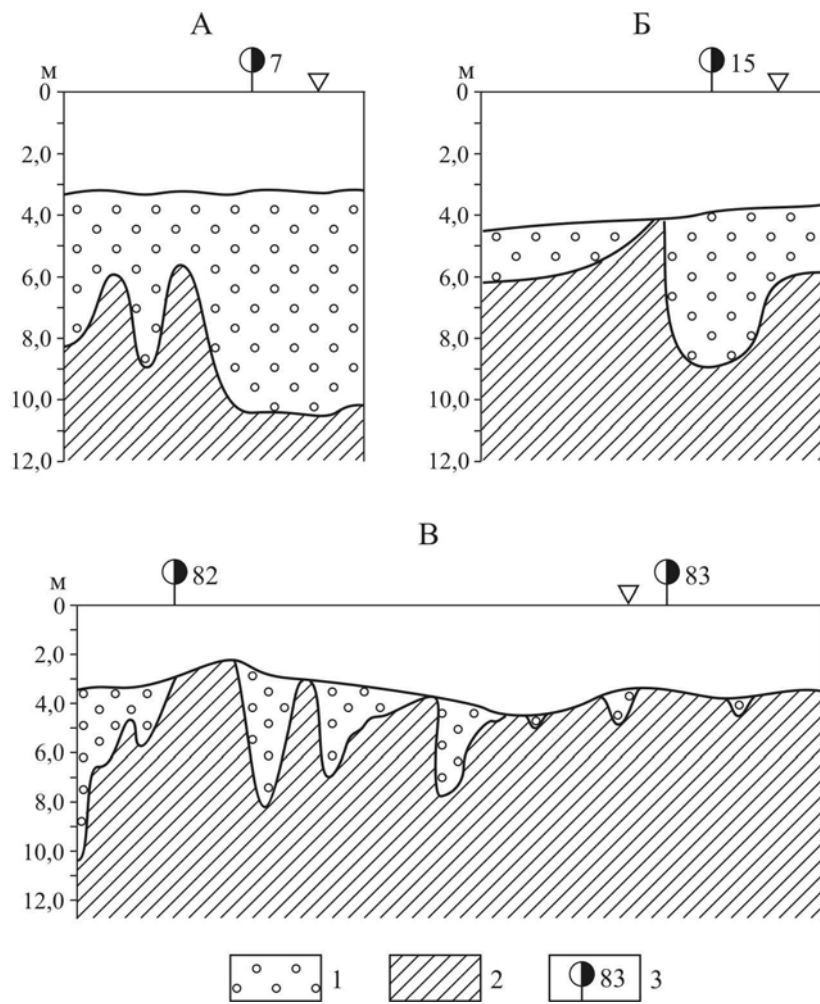


Рис. 1. Геологическое строение перекатов Енисея (продольные разрезы гребней): А – аккумулятивное (Ладейский); Б – эрозионно-аккумулятивное (Верх. Шалунинский); В – эрозионное (Атамановские камни). 1 – галечный аллювий; 2 – скальные коренные породы; 3 – километраж по судовому ходу. Горизонтальный масштаб разрезов $-1:10000$.

Эти данные, а также материалы по измерениям гидравлических элементов потока в разные фазы гидрологического режима, позволяют считать, что активные деформации русла осуществляются либо при расходах воды более 12-13 тыс. м³/с, либо на отрезках, где русло является естественно суженным (теснины, разветвления) или стеснено искусственными сооружениями. В межень русло является практически неподвижным, за исключением участков с большим уклоном или суженным руслом. В половодье при Q_{ϕ} верхнего интервала аллювий может перемещаться в полосе русла шириной до 60% его полной ширины. Эти расчеты не учитывают пульсаций скорости течения, которые могут увеличивать их средние значения на 20-30% (Беркович и др., 1985), что увеличивает зону смещения галечного материала до 80-90% ширины русла в половодье.

Анализ картографических и плановых материалов (лоцманские карты, планы перекатов) показывает, что темпы горизонтальных деформаций русла невелики. Максимальные скорости размыва вогнутых берегов излучин не превышает 3-6 м/год. В естественных условиях наиболее заметные переформирования отмечались в узлах разветвления. Например, в 80-95 км от плотины наблюдалось увеличение размеров островов, их объединение и, одновременно, образование новых отмелей, кос и низких островов.

Геологическое строение перекатов, большая крупность донных наносов и формирование аллювиальной отмостки обуславливают превращение перекатов в межень в неразмываемые водосливы (аналоги известных в гидравлике водосливов с широким порогом). Это способствует образованию в их пределах кривой спада уровней свободной поверхности потока, продольный профиль которой приобретает, как правило, выпуклую форму (рис. 2).

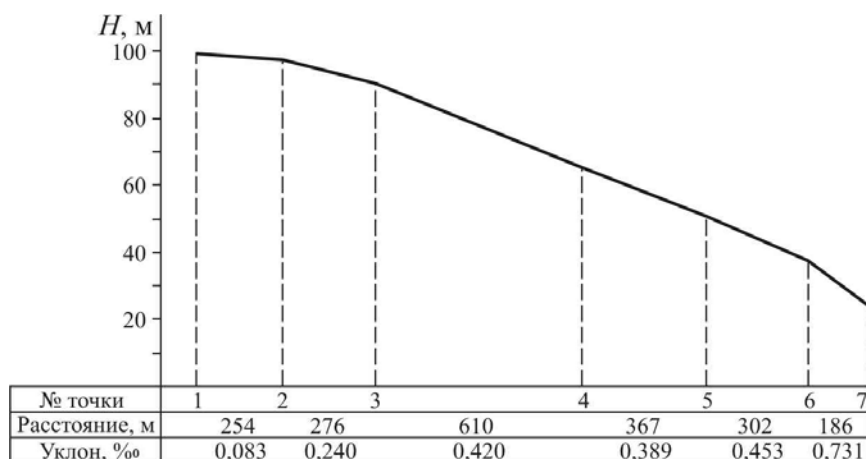


Рис. 2. Продольный профиль свободной поверхности потока на перекате Березовские Камни (по данным нивелировки 20 июля 1994 г).

Эффект водослива приводит, в свою очередь, благодаря «посадкам» уровней на перекатах к понижению глубин относительно приведенных к среднему (проектному) уровню. Подобное явление было отмечено и на других реках с галечным и галечно-валунным составом руслообразующих наносов и скальными выступами дна на перекатах – средней Лене (Водные пути..., 1995), Витиме (Зайцев, Кирик и др., 1998) и др. Его следует учитывать при планировании дифференцированных глубин на маловодный (меженный) период навигации. При этом наибольшее влияние «добавочных» падений уровней наблюдается на эрозионных перекатах (Ср. Ладейском, Ниж. Частоостровском, Ср. Шиверском), в пределах которых уклоны возрастают в 15 раз, составляя в среднем при проектных расходах 0,35–0,54 %. На эрозионно-аккумулятивных перекатах (Монастырском, Красноярском, Ниж. Ладейском, Коркинском, Березовских камнях и др.) уклоны возрастают до 5 раз, составляя в среднем 0,30 %. Наименьшее увеличение уклонов наблюдается на аккумулятивных перекатах (Шалунинском, Ладейском, Есаульском и др.) – до 2 раз при среднем уклоне 0,28–0,30 %.

Понижение максимальных уровней в условиях регулирования стока ГЭС привело к сокращению затопляемости поймы, снижению опасности наводнений на освоенных пойменных территориях, концентрации потока в русле и, как следствие, более слабой выраженности волн подпора и спада, связанных с неравномерной шириной дна долины. Это, очевидно, способствует постепенной трансформации разветвленного русла в неразветвленное или, во всяком случае, приводит к сокращению водности второстепенных рукавов. В пределах г. Красноярска ограничению водности второстепенных рукавов способствуют набережные, причалы, мостовые переходы, дамбы, которыми перекрыты истоки некоторых рукавов, продольные направляющие дамбы в главном русле. Согласно измерениям в половодье относительная водность основных рукавов составляет в районе г. Красноярска более 80%. При наличии во второстепенных рукавах водозаборов и водных подходов к объектам жизнеобеспечения города и промышленных предприятий сокращение их водности может иметь неблагоприятные социально-экономические последствия.

Волны суточного регулирования увеличивают эрозионную и транспортирующую способность потока, особенно в меженный период, когда относительное приращение расхода воды на волне попуска больше, чем в период половодья. На подъеме волны резко возрастает уклон водной поверхности, причем его увеличение зависит от интенсивности приращения расхода. Так, при увеличении приращения расхода вдвое уклон возрастает в 2–2,5 раза (Галков, 1969). Пропорционально интенсивности приращения расхода возрастают скорости течения: при высоте волны, равной 10% от первоначальной глубины, скорости течения возрастают вдвое (Федоров, 1966). Для условий нижнего бьефа Красноярской ГЭС такие волны (0,3–0,4 м) относятся к наиболее часто повторяющимся. При этом кратковременно, в течение двух-трех часов в течение суток, скорости течения на приплотинном участке могут превышать неразмывающие для галечного аллювия (1,9-

2,0 м/с), достигая 2-2,5 м/с. В половодье увеличение скоростей течения за счет попусков меньше, т.к. меньше и относительное приращение глубины. При той же высоте волны скорость течения при расходе более 7000 м³/с увеличивается на 20-25%, достигая также значений неразмывающей скорости. Однако эти скорости течения недостаточны для размыва аллювиальной отмытки. Кроме того, действие волн суточного регулирования ограничено участком не более 50 км ниже плотины и по длине ослабевает.

Малая подвижность русла Енисея является также результатом постепенного приспособления русла к зарегулированному стоку, которое выразилось в укрупнении донного аллювия и формировании отмытки. К сожалению, данные по крупности наносов Енисея при естественном режиме (до сооружения гидроузла) отсутствуют, однако известно, что для нижних бьефов характерно укрупнение наносов. Для сравнения приведем соответствующие материалы по нижнему бьефу Новосибирской ГЭС на р. Оби. Ее русло при естественном режиме было несравнимо более подвижным: отношение удельной мощности потока при среднемаксимальном расходе и критической мощности (N/N_{cr}) составляло около 2. Спустя 30 лет после создания плотины это соотношение уменьшилось до 1,1-1,3 благодаря 10-кратному увеличению крупности наносов и уменьшению уклона.

Стабилизации русла в условиях зарегулированного стока способствовало также существенное снижение абсолютной величины руслоформирующих расходов воды, а для верхнего интервала – более чем 10-кратное уменьшение его обеспеченности и, соответственно, сокращение времени активного воздействия потока на русло.

Деформации русла, обусловленные регулированием стока водохранилищами

В результате прекращения транзитного потока наносов и изменений водного режима в нижнем бьефе развивался размыв дна. Наиболее активно он протекал в период стеснения русла строительными перемычками. По данным Т.Ф. Авровой и А.И. Кузнецова (1968) в 1960-1962 гг объем размыва составил 410 тыс. м³.

Размытый материал переотложился ниже по течению на расстоянии 2 км, сформировав аккумулятивное тело. В 1963-1967 гг объем размыва составил 1530 тыс. м³, при этом аккумулятивное тело примерно такого же объема образовалось в 3,5-4,5 км ниже плотины. Средняя мощность отложившегося материала составила 2,2 м. В пересчете на площадь русла мощность размытого слоя составила за 1960-1967 гг около 1,5 м, что соответствует скорости врезания реки около 0,2 м/год. Вероятно, следствием формирования мощного аккумулятивного тела явилось замедление или прекращение дальнейшей эрозии и отсутствие заметной посадки уровней в последующий период (рис. 3). Так, на г.п. Дивногорск (9 км от плотины) незначительное, всего на 6 см, понижение уровней происходило до 1971 г., затем уровни, соответствующие среднегодовому расходу воды павно, хотя и незначительно, росли. На г.п. Базаиха (34 км от плотины) до 1971 г отме-

чался небольшой рост уровней, что, очевидно, было связано с распространением сюда аккумулятивного тела. Примерно то же наблюдалось и на г.п. Красноярск (40 км от плотины), где слабо выраженное повышение уровня продолжалось до 1977 г, после чего аллювий здесь был смыт, уровни понизились более чем на 20 см, а затем к середине 1980-х годов практически стабилизировались. На г.п. Атаманово волна аккумуляции проявилась наиболее отчетливо к 1980 г, после чего здесь также наблюдался размыв и понижение уровней на 20-25 см и их стабилизация. Однако отмеченное понижение уровней не всегда является следствием размывов в нижнем бьефе, отражая воздействие других техногенных факторов, в частности разработки карьеров стройматериалов. Косвенно прохождение фронта аккумуляции фиксируется объемами землечерпания по трассе судового хода: до 1970 г наибольшие объемы грунта извлекались на перекатах расположенных на приплотинном участке, а в 1973-1975 гг – в нижней части участка.



Рис. 3. Изменения уровней воды, соответствующих проектному (меженному) расходу воды по гидрологическим постам в нижнем бьефе Красноярской ГЭС за 1967-1987 гг.

Среднюю скорость смещения волны аккумуляции по приведенным данным можно оценить в 6-7 км/год. Вместе с тем изменение уровней воды оказалось незначительным (в пределах 10-25 см). Таким образом, характерным для нижнего бьефа Красноярской ГЭС является малая величина глубинной эрозии за период функционирования гидроузла. Очевидно, это связано с тем, что уже в строительный период был смыт слой аллювия, сформировалась отмостка и обнажились скалы; на приплотинном участке после завершения перекрытия реки транспортирующая способность потока снизилась, в частности, из-за подпора, вызванного аккумулятивным телом, вследствие чего здесь размыв прекратился.

Наряду с понижением отметок дна волна размыва вызвала определенные, иногда существенные изменения в морфологии русла, выразившиеся в сокращении площадей прирусловых отмелей и ширины галечниковых бичевников (рис. 4). В то же время на изменении темпов боковой эрозии (размыва пойменных берегов) влияние регулирования стока не отразилось, конфигурация основных форм русла осталась неизменной. В целом можно считать, что период активного воздействия работы ГЭС на русло Енисея закончился к концу 1970-х – началу 1980-х годов.

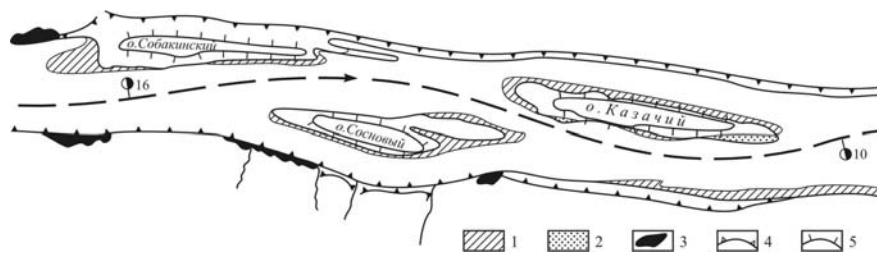


Рис. 4. Горизонтальные деформации русла на Енисее выше г. Красноярск (16-10 км судового хода). 1 – зоны размыва; 2 – зоны аккумуляции; 3 – скалы по берегам; 4 – уступы коренных берегов; 5 – пойменные берега (острова).

Влияние механических нарушений русла на русловые процессы

Важным видом техногенной нагрузки на русло реки в нижнем бьефе Красноярской ГЭС, которая в значительной степени влияет на рельеф русла, является добыча из русловых карьеров гравийно-галечной смеси. На участке реки, прилегающем к г. Красноярску, как и на многих других урбанизированных участках рек, добыча аллювия ведется длительное время. В 1967-1982 гг на участке 27-67 км от плотины в среднем за год добывалось 870 тыс. м³ гравийно-галечной смеси. Русловые карьеры, благодаря характерным очертаниям, легко идентифицируются при промерах русла, а их габариты позволяют установить приблизительно объем изъятых материала и изменения морфометрии русла. Объем карьеров составил, согласно промерам, около 22 млн. м³. Из русла Енисея на этом участке, согласно данным Красноярского речного порта, за 1980- 1991 гг было извлечено не менее 20

млн. м³ аллювия (средний годовой объем 1,9 млн. м³, максимальный 3,0 млн. м³). Сравнение указанных цифр говорит о том, что карьеры в русле Енисея заносятся крайне медленно. Объем добычи составлял ежегодно в среднем 20% объема меженного русла. Средняя глубина русла благодаря карьерам выросла на 0,5-2,0 м и составила в межень 6 м, максимальные глубины в карьерах достигают 8-9 м и более. Карьеры обычно занимают не более 1/3 ширины русла, хотя иногда это соотношение увеличивается до 1/2. Средняя длина карьеров обычно составляет около 1 км, но отдельные участки добычи имеют протяженность более 2 км. Со второй половины 1980-х годов осваиваются новые месторождения в 90-95 км от плотины, расположенные часто во второстепенных рукавах разветвлений.

Большие объемы добычи явились причиной локального понижения уровней воды в межень. К 1983 г уровни воды на г.п. Базаиха понизились на 15 см, а на г.п. Красноярск даже на 50 см. При этом посадка уровней в Красноярске, очевидно, сдерживалась перекрытием второстепенных рукавов, ограждением карьеров дамбами и частичным обвалованием русла. Проведение однодневных связей уровней воды позволило установить понижение уровней за 2 года (1989-1991). Оно наблюдалось повсеместно на участке длиной 60 км ниже ГЭС. Наибольшей величины она достигала в районе 38-40 км от ГЭС, составив за 2 года 15 см. Ниже этого места сосредоточены карьеры с наибольшим объемом извлеченного грунта. Так, в районе о-ва Отдыха (40 км) было добыто более 2,5 млн. м³, в районе Коркинского месторождения (54-57 км) – 4,5 млн. м³ и на 62-63 км от плотины – более 5 млн. м³. Увеличение емкости русла составляло в среднем 250 тыс. м³/км в год. Посадка уровней прослеживается вверх по течению на 24 км. Таким образом, можно полагать, что в районе Красноярска посадка уровней в результате добычи гравийно-галечных материалов составила 30-70 см. Вместе с тем, это не сказалось существенным образом на интенсивности русловых деформаций вышележащего участка, так как приращение уклона, в общем, относительно невелико – не более 10%, а крупность аллювия достаточно велика, чтобы сохранить устойчивое состояние русла. Понижение уровней оказывает негативное влияние на состояние водозаборных устройств и способствует снижению водности второстепенных рукавов, образованию в них застойных зон и загрязнению.

Устойчивое русло Енисея не требует для поддержания судоходства выполнения крупных по объему дноуглубительных работ. Дноуглубление, включающее в себя разработку землечерпательных прорезей и строительство выправительных сооружений, на участке от плотины до с. Атаманово регулярно проводилось на 19 перекатах. За период 1967-1990 гг общий объем землечерпания составил 17445 тыс. м³, что значительно уступает объемам добычи аллювия из русловых карьеров. Среднегодовой объем землечерпания за многолетний период составлял около 730 тыс. м³. Гарантированные глубины вследствие дноуглубления были увеличены на 0,6 м. Средний объем прорезей на одном перекате составлял 35-42 тыс. м³ в год. Для участка, наиболее близко расположенного к плотине, а также для всего го-

родского участка русла отмечается со временем рост удельного (на 1 км русла) объема землечерпания (табл. 4).

Таблица 4 Землечерпательные работы и добыча гравийно-галечных материалов

Участок, расстояние от плотины, км	Средние годовые объемы землечерпания, тыс. м ³ /км, по годам		Средняя годовая добыча, тыс. м ³ /км (1980-1990 гг)
	1967-1978	1979-1990	
25-41	2,70	3,98	6,88
42-66	2,79	3,77	71,99
67-85	-	-	-
86-122	2,45	2,13	-

Для этих же участков, особенно для городского, характерны большие объемы добычи аллювия из русловых карьеров. Рост объемов землечерпания на участках добычи и выше по течению объясняется посадкой уровней воды выше карьеров. В условиях слабо деформируемого галечного русла Енисея посадка уровней приводит к уменьшению глубин, и для их поддержания по трассе судового хода требуется понижение отметок дна на перекатах землечерпанием. В то же время это способствует проникновению посадки уровней вверх по течению и стимулирует развитие глубинной эрозии (Беркович, 1993). Для участка русла на значительном удалении от плотины, находящегося, очевидно, в естественном состоянии, характерны небольшие и неизменные объемы землечерпания.

Суммарный эффект регулярного землечерпания в условиях регулирования стока выразился в понижении отметок дна на большинстве перекатов 120-километрового участка реки ниже Красноярской ГЭС. За период 1967-1991 гг оно составило 0,7-1,7 м. Грунт, извлекаемый из прорезей отчасти использовался на строительство на ряде перекатов выправительных сооружений, стеснивших русло. На их возведение пошло около 2060 тыс. м³ из общего объема землечерпания на перекатах за этот период. Общая протяженность русловых дамб (включая выправительные сооружения), перекрывающих второстепенные рукава, отсекающих затоны и пойменные протоки, составляет 27,9 км. Сооружение дамб привело местами к стеснению основного русла на 10-25%, что способствовало поддержанию гарантированных глубин на судовом ходу, увеличению удельного расхода воды и скоростей течения. Стеснение русла сооружениями сопровождалось двумя прямо противоположными явлениями: они, с одной стороны, частично компенсировали посадку уровней при разработке прорезей, а с другой, вызвали местами дополнительный размыв русла, особенно при чрезмерном стеснении. Расчеты показывают, что посадка уровней при разработке прорезей обычно не превышала 10-12 см и свободная поверхность восстанавливалась

уже на расстоянии до 1 км от верхнего конца прорезей. Однако при избыточном стеснении потока происходит ускоренный размыв дна на перекате и неконтролируемая посадка уровней воды. Это отмечалось на Ладейских перекатах в пределах городского участка Енисея. Они сформировались в рукаве, ширина которого составляла не более половины ширины меженного русла реки в Красноярском разветвлении. Русло рукава было стеснено продольными дамбами, ограничившими растекание потока по левобережным прирусловым отмелям, вследствие чего ширина русла на перекатах составила всего 200-350 м при средней ширине русла Енисея около 600 м. Стеснение русла вызвало значительное увеличение удельных расходов воды и скоростей течения, в результате чего произошел размыв русла на перекате, приведший к понижению отметок дна на 1,7 м и меженных уровней воды более чем на 20 см.

Размыв русла происходит также практически у всех мостовых переходов в пределах городского участка. В створах мостов глубина увеличилась на 3-5 м. Во многих местах проведены крупные берегозащитные мероприятия: набережные на левом берегу в Красноярске протяженностью 3 км и в протоке Ладейской (8 км), берегоукрепление для защиты железнодорожного полотна, проложенного по берегу в районе Ниж. Шиверского переката (5 км), а также в местах многочисленных других надводных и подводных переходов (кабельных, трубопроводных, линий электропередач). Общая протяженность берегоукрепления составляет 45,5 км. Берегозащитные сооружения ограничивают поступление в поток материала и препятствуют восстановлению стока наносов, нарушенного водохранилищем.

Анализ зависимостей, так или иначе разграничивающих основные морфодинамические типы речных русел, показывает, что в современном состоянии русло Енисея в районе г. Красноярска относится к переходному от разветвленного к меандрирующему. Так, согласно *QI*-диаграмме русло Енисея при максимальных расходах соответствует разветвленным, оказываясь близко к кривой Л. Леопольда и М. Уолмена (Leopold, Wolman, 1957). Наоборот, по соотношению удельной мощности потока и крупности руслообразующего аллювия оно попадает в разряд меандрирующих. Наконец, по зависимости отношения уклона к числу Фруда от относительной глубины оно является к переходным от разветвленного к меандрирующему. Вероятно, это является следствием достаточно сильной измененности русла. С одной стороны, при слабом в целом развитии глубинной эрозии это является следствием уменьшения максимальных расходов воды вследствие регулирования стока, что привело к концентрации потока в едином русле. К тому же эффекту привело механическое изменение русла: перекрытие рукавов, струнаправляющие сооружения, увеличение пропускной способности главных рукавов в ходе землечерпания и добычи аллювия. Подобное явление – постепенное «смещение» русла в сторону неразветвленного отмечается в нижних бьефах плотин на других реках.

ЛИТЕРАТУРА

Аврова Т.Ф., Кузнецов А.И. Переформирования Енисея в нижнем бьефе Красноярской ГЭС // Гидротехническое строительство. 1969. № 11.

Алексеевский Н.И., Михинов А.Е. Формирование и динамика наносов в речной сети и береговой зоне водоемов // Итоги науки и техники. Серия гидрология суши. Том 8. М.: ВИНТИ, 1991.

Белый Б.В., Виноградова Н.Н., Иванов В.В., Никитина Л.Н. Чалов Р.С., Чернов А.В. Морфология и деформации русла Верхнего Енисея между Саяно-Шушенской ГЭС и Красноярским водохранилищем // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: МГУ. 2000.

Беркович К.М. Современная трансформация продольного профиля Верхней Оки // Геоморфология. 1993. № 3

Беркович К.М., Векслер А.Б., Виноградова Н.Н., Доненберг В.М., Лысенко В.В., Маккавеев Н.И., Рулева С.Н., Чалов Р.С. Формирование русла Оби в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС // Труды ЗапсибНИИ Госкомгидромета СССР. Вып.52. 1981.

Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на больших реках восточной Сибири с галечно-валунным аллювием // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1985. № 3.

Векслер А.Б., Доненберг В.М. Переформирование русла в нижних бьефах гидроэлектростанций. М.: Энергоатомиздат. 1983.

Водные пути бассейна Лены. М.: Микис. 1995.

Галков В.А. Исследование руслового режима и судоходных условий в нижних бьефах крупных гидроузлов. Автореф. дисс.... канд. тех. наук. Л.:ЛИВТ. 1969.

Завадский А.С., Каргополова И.Н., Чалов Р.С. Стадии развития свободных излучин и их гидролого-морфологический анализ // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2002. № 2.

Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Панин А.В., Чалов Р.С. Гидроморфологические характеристики и регулирование русла нижнего Витима в связи с его транспортным использованием // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. М.: МГУ. 1998.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР, 1955.

Маккавеев Н.И. Русловые процессы и путевые работы в нижних бьефах гидроузлов // Труды ЦНИИЭВТ. Вып. 12. М. 1957.

Одрова Т.В. Влияние ГЭС на окружающую среду в условиях Крайнего Севера. Якутск: СО АН СССР. 1987.

Серебряков А.В. Русловые процессы на судоходных реках с зарегулированным стоком. М.: Транспорт. 1970

Транспортное использование водохранилищ. М.: Транспорт. 1970

Федоров Г.Ф. Волновые явления и особенности плавания в нижних бьефах гидроузлов. М.: Транспорт. 1966

Babiński Z. Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły. Wrocław-Warszawa-Kraków. Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk. 1992.

Babiński Z. Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych. Bydgoszcz. 2002.

Galay V.J. Causes of River Bed Degradation // Water Resources Research. Vol. 19. № 5. 1983.

Leopold L.B., Wolman M.G. River channel patterns: braided, meandering and straight // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1957. № 282-B.

С.А. Еньшина, Д.П. Померанцева

ВЛИЯНИЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОЙМАТЕРИАЛОВ НА Р. ОБИ НА СОСТОЯНИЕ ГИДРОФАУНЫ

Современный уровень развития производственных отношений позволяет считать целостными естественные биоценозы лишь заповедных или труднодоступных зон. Остальная часть окружающей природной среды испытывает антрополическое воздействие. Поскольку, любое вмешательство в естественные ассоциации сопровождается негативным влиянием на живые организмы, то вопросы рационального природопользования не теряют приоритетности со временем.

Общепризнанно, что самовоспроизводительная способность возобновляемых природных ресурсов не безгранична и для их восстановления необходимы определенные условия. Отсутствие оптимального соотношения факторов, обеспечивающих полнообъемное воспроизводство, наносит существенный ущерб природной среде. Известно исчезновение сотен видов животных и растений в результате жизнедеятельности человека, а существование десятков тысяч форм растений и тысяч таксонов животных находится под угрозой вымирания (Банников и др., 1985; Черномашенцев и др., 1984). Предостережением этого являются «Красные книги природы». Поскольку человеческое общество и природная среда взаимосвязаны, то рациональное использование ресурсов возможно лишь при безусловном соблюдении основ природоохранного законодательства, способствующих разрешению противоречий современного природопользования.

Внутренние водоемы, в том числе и рыбохозяйственные, как и другие биомы, несут на себе значительную производственную нагрузку, подвергаясь многоотраслевому использованию.

Регулирование стока рек, возникновение и обустройство населенных пунктов и предприятий промышленности на берегах водоемов, рост водопотребления и водоотведения, разработка месторождений стройматериалов в руслах и на поймах рек, возведение мостовых переходов в связи с развитием сети автодорожного сообщения, прокладка всевозможных трубопроводов по дну рыбопромысловых водоемов, пассажиро- и грузоперевозки и связанное с ними ежегодное дноуглубление перекатов в руслах рек, про-

водимые с целью поддержания габаритов пути для судов составляют лишь небольшой перечень техногенной нагрузки, в большей или меньшей степени затрагивающей гидрофауну.

В настоящей работе рассматриваются некоторые стороны воздействия на водные организмы гидромеханизированных работ, проводимых на Оби – рыбохозяйственном водоеме высшей категории водопользования. Многолетнее изучение влияния процессов грунтодобычи и дноуглубления на верхней Оби на гидрофауну, а также анализ литературных источников по этой проблеме, позволяют констатировать, что эти виды деятельности оказывают негативное воздействие как на гидробионтов, так и на среду их обитания. Любое землечерпание в рыбопромысловых водоемах, сопровождаемое нарушением рельефа дна, приводит к осушению прибрежных мелководий, сокращая таким образом, ареалы нагула рыб. В ряде случаев возможно уменьшение площадей нерестилищ рыб.

Возникновение зоны повышенной концентрации взвесей, сопровождающее процессы извлечения грунта, изменяет естественные миграционные пути представителей ихтиофауны, а оседание взвесей вызывает заиление нерестового субстрата или отложенной рыбами икры. Известно, что физическое загрязнение (взмучивание), связанное с изменением электропроводности и оптических свойств воды, ухудшает условия обитания живых водных организмов, сопровождается повреждением их покровов и гибелью ряда видов (Черномашенцев и др., 1984), не смотря на то, что в зоне грунтодобычи концентрация растворенного в воде кислорода не снижается ниже 6 мг/л (Терштанский и др., 1984).

Беспанцирные коловратки аспланхны, синхеты, ветвистоусые - фильтраторы дафнии, босмины испытывают затруднения с дыханием, так как фильтрационный аппарат и кишечник рачков забивается песчинками, нарушается их нормальное функционирование (Рылов, 1940). Повышенная мутность воды вызывает обеднение зоопланктона (Пирожников, 1937; Алексеев, 1965; Саппо, Кудинов, 1984), перестройку его видового спектра, снижение численности фильтраторов (Ривьер, Кудрин, 1982). Высокая концентрация взвеси вызывает гибель, в первую очередь, рачков младших стадий развития, задерживает рост и половое созревание фильтраторов (Горбунова, 1987). Механические повреждения у ракообразных антенн, раковины, внутри которой находится тело рачка, фурук, яйценосных мешков делают рачков нежизнеспособными, вызывают их гибель.

Кроме зоопланктеров в шлейфе повышенной мутности испытывают угнетение растительные организмы (фитопланктон) и обитатели придонных биоценозов – бентос. Если в зоне повышенной мутности погибает до 50% гидробионтов (Панов, 1987), то организмы, оказавшиеся в акватории экологического риска и попавшие в грунтозаборные механизмы погибают полностью. Они могут быть представлены как личинками, молодью рыб, так, в редких случаях, и взрослыми рыбами, а также кормовыми для рыб обитателями водной среды (Еныпина, Визер, 1984; Гурова, 1984; Пирогов и др., 1984; Файзова, 1984). Именно эта стадия грунтодобычи определяет сниже-

ние общей рыбопродуктивности водоема и наносит основной ущерб ихтиофауне.

Биотопы бентоса, полностью исчезающие с извлекаемым грунтом, существенно снижают биомассу и сокращают как видовое разнообразие, так и численность бентических организмов на отработанных участках водоема. Однако благодаря процессам естественной рекультивации бентостока происходит сглаживание негативного последствия изъятия грунтов и частичное восстановление биоценозов буквально в первые часы, следующие за прекращением работы землеройной техники. Углубления выработок вскоре заселяются индифферентными к абиотическим факторам внешней среды кормовыми организмами, но менее ценными в пищевом отношении для рыб (Визер, Еныттина, 1990) В первый вегетационный период, таким образом, появляются менее продуктивные сообщества, а восстановление разрушенных биоценозов бентоса растягивается на несколько лет (Николаев и др., 1984; Русанов, Волкова, 1984).

Крайне уязвим и беззащитен зоопланктон вблизи работающих механизмов по извлечению песчано-гравийной смеси или по дноуглублению. Мониторинг в Сергеевской протоке (Почтовское месторождение на р. Оби, в 100 км ниже г. Новосибирска) показал, что независимо от сроков разработки карьеров стройматериалов и развития зоопланктона в непосредственной близости, от добывающих механизмов зоопланктеры сильно угнетены.

Зоопланктон состоящий из форм организмов с коротким жизненным циклом, переживает естественные сезонные изменения в течение года. Степень развития его зависит от условий среды: температуры воды, скорости течения, наличия фито и бактериопланктона. Видовой спектр зоопланктеров в весенний период представлен обычно небольшим числом видов. В контрольной зоне, не подверженной влиянию добычных механизмов, их отмечено 14 (по шесть видов коловраток и ветвистоусых ракообразных, 2 – веслоногих). Численное преимущество принадлежит веслоногим ракообразным, доминирующую биомассу создают ветвистоусые рачки.

В более благоприятных условиях летнего периода, при прогреве воды видовой состав зоопланктона в контролируемой зоне расширяется за счет увеличения численности всех организмов, насчитывая 24 вида, в том числе: коловраток – 9, ветвистоусых – 10, веслоногих – 5. Доминанты биомассы и численности зоопланктона в это время, остаются прежними. В целом, за сезон фоновые значения (в контрольных зонах) численности возрастают с 9220 экз/м³ весной, до 59020 экз/м³ летом и снижаются до 11000 экз/м³ к концу вегетационного периода. Аналогичную динамику проявляет и общая биомасса зоопланктеров: весной она составляет 0,826 г/м³, летом – 1,468 г/м³ к осени – 0,256 г/м³. Независимо от этих естественных изменений, добычные механизмы существенно снижают показатели численности и биомассы зоопланктона в зонах опасных для его существования. Так, в 50-150 м от работающего земснаряда численность организмов в толще воды снижалась в 12,8 и 196,7 раз и составляла от 1,0 до 7,8% от фоновой. Био-

масса уменьшалась в 51,3 и 107,2 раза, составляя 1,0-2,0% контроля. Количество видов также уменьшается до 5, что составляет 42,9-57,0%.

Начиная с 200-метровой зоны от земснаряда отмечается рост численности зоопланктеров в 2,4-26,6 раз, биомассы в 2,5-34,4 раза по сравнению с зоной работающих механизмов. При удалении на 400 и 500 м от места грунтодобычи повышение указанных показателей значительно возрастает, но достигает лишь 61,7-66,2% от контрольной (табл. 1).

Таблица 1. Динамика численности и биомассы зоопланктона р. Оби на различном удалении от работающего земснаряда.

Группа организмов	Весна					Лето				
	Зона отдаления, м					Зона отдаления, м				
	контроль	50-150	200	400	500	контроль	50-150	200	400	500
Коловратки	$\frac{2000}{0,026}$	$\frac{60}{0,0001}$	$\frac{755}{0,002}$	$\frac{1020}{0,003}$	$\frac{1270}{0,0004}$	$\frac{17000}{0,212}$	$\frac{140}{0,0007}$	$\frac{4000}{0,006}$	$\frac{5020}{0,054}$	$\frac{11000}{0,269}$
Копеподы	$\frac{5080}{0,353}$	$\frac{560}{0,012}$	$\frac{607}{0,029}$	$\frac{1890}{0,044}$	$\frac{3130}{0,11}$	$\frac{25020}{0,11}$	$\frac{100}{0,011}$	$\frac{2000}{0,02}$	$\frac{2160}{0,022}$	$\frac{20040}{0,076}$
Кладоцеры	$\frac{2140}{0,447}$	$\frac{100}{0,004}$	$\frac{387}{0,009}$	$\frac{580}{0,019}$	$\frac{1295}{0,231}$	$\frac{17000}{1,146}$	$\frac{60}{0,002}$	$\frac{2000}{0,445}$	$\frac{2020}{0,483}$	$\frac{8040}{0,574}$
Всего	$\frac{9220}{0,826}$	$\frac{720}{0,0161}$	$\frac{1749}{0,04}$	$\frac{3490}{0,066}$	$\frac{5695}{0,345}$	$\frac{59020}{1,468}$	$\frac{300}{0,0137}$	$\frac{8000}{0,471}$	$\frac{9200}{0,557}$	$\frac{39080}{0,919}$

Примечание: в числителе численность в экз/м³, в знаменателе биомасса в г/м³.

При добыче песчано-гравийной смеси плавкранами также имеет место их отрицательное воздействие на зоопланктеров. В районе разработок плавкрана численность зоопланктеров составляла от фоновой 3,82%, биомасса — 6,29%. Количество видов равно 5, что соответствует 41,86% от числа видов контрольного участка. Вблизи работающего плавкрана совсем не встречалось ветвистоусых ракообразных. Тем не менее и на этих участках,

по мере удаления от добывающих механизмов отмечалось увеличение численности и биомассы зоопланктона ниже 150 метровой зоны (табл. 2).

Таблица 2. Динамика численности и биомассы зоопланктона р. Оби на различном удалении от работы плавкрана.

Группы организмов	Лето				
	Зона удаления, м				
	Контроль	50-150	200	400	500
Коловратки	$\frac{1000}{0,004}$	$\frac{60}{0,0001}$	$\frac{160}{0,0003}$	$\frac{1000}{0,003}$	$\frac{4000}{0,005}$
Копсподы	$\frac{9000}{0,237}$	$\frac{360}{0,016}$	$\frac{800}{0,023}$	$\frac{3000}{0,149}$	$\frac{3360}{0,237}$
Кладоцеры	$\frac{1000}{0,0015}$	-	$\frac{40}{0,002}$	$\frac{160}{0,009}$	$\frac{200}{0,013}$
Всего	$\frac{11000}{0,256}$	$\frac{420}{0,0161}$	$\frac{1000}{0,0025}$	$\frac{4160}{0,161}$	$\frac{7560}{0,225}$

Повышение численности и биомассы при увеличении расстояния от плавкранов и землесосной техники объясняется отсутствием повышенной концентрации взвеси, а также свободным перемещением зоопланктеров с соседних участков под действием тока воды.

Исследования, проведенные Л.А. Попковой (1990) за состоянием зоопланктона на р. Томи на участках изъятия строительных материалов также доказывают потери биомассы в основной зоне воздействия и увеличение численности и биомассы зоопланктеров после 200 метровой зоны.

Уместно отметить, что анализ состояния запасов кормового зоопланктона на местах разработок за период 2000-2002 гг с аналогичными материалами конца 80-х годов показал, что видовой спектр зоопланктона контрольных участков представлен теми же видами. Наблюдалось большее разнообразие видов в 2002 г., что можно объяснить появлением в небольших количествах случайных зоопланктеров, принесенных водными потоками, так как представители зоопланктона являются пассивными пловцами. Кроме того, углубление речного дна понижает уровень воды в водоеме, в результате чего вода из придаточных водотоков поступает в реку, обогащая видовой спектр зоопланктеров.

Количественные показатели в эти годы близки между собой. Так, если средняя численность зоопланктона на русловых участках в 1985 г была равна 10945 экз./м³, биомасса – 0,439 г/м³, то в 2002 г эти величины составили соответственно 10707 экз./м³ и 0,343 г/м³.

Таким образом, добыча стройматериалов землесосной или крановой техникой оказывает локальное отрицательное действие на структурные показатели кормовых организмов. Положительная динамика роста их численности и биомассы возрастает по мере удаления от района работ, а по

прошествии длительного периода времени возможно полное восстановление. Заселение выработок кормовыми организмами (бентосом и планктоном) привлекает на акватории бывших разработок рыб.

Определенное представление о повторном использовании ихтиофауны участка Почтовского месторождения, отработанного несколько лет назад, дают результаты наблюдений за воспроизводством весеннерестующих видов рыб в 2000-2002 гг. Контрольные уловы рыб включали производителей основных промысловых видов, характерных для Оби в пределах исследуемого региона. Преобладающими среди них оставались хищники: судак – 25,7%, окунь – 20,0%. Рыбы семейства карповых аборигенов играли подчиненную роль: язь – 8,7%, плотва – 8,0%, елец – 4,4%, по сравнению с лещом – 29,9% – вселенцем Новосибирского водохранилища. Около 3,3% уловов составляли непромысловые виды рыб. Сравнивая эти данные с аналогичными в период разработки карьера обнаруживаем определенную динамику. В период активной грунтодобычи, с конца 80-х до середины 90-х годов, рыбы местной ихтиофауны имели в уловах существенный перевес – 64,8% (язь – 12,7%, плотва – 13,1%, елец – 16,0%, окунь составлял 18,0%, щука – 5,0%). Для своего нагула и воспроизводства они использовали естественные мелководья Сергеевской протоки, заливные луга, поросшие мягкой травянистой растительностью, кормность которых быстро возрастает по мере прогревания водной массы. В эти годы лещ и судак обладали меньшей численностью, имея 21,3 и 12,9% от величины общей добычи.

Одной из первых причин изменения приоритетов видового состава рыб можно считать сокращение прибрежных площадей нерестилищ, связанное как с естественными русловыми процессами, так и в результате выемки грунта. Такая ситуация особенно ощутима в маловодные годы. При среднем и тем более, высоком уровне весеннего половодья, когда появляются временные водоемы на залитых участках прирусловой поймы, нерест и нагул весеннерестующих рыб проходит эффективно. В течение последних трех лет (2000-2002) наблюдался нерест язя, плотвы, ельца, окуня, леща и судака в Сергеевской протоке Оби как результат вторичного использования ихтиофауны мест бывших разработок русловых карьеров после многолетнего прекращения добычных работ. Следует отметить, что наличие комплекса благоприятных абиотических условий способствует нересту в обычные для каждого вида рыб сроки.

Первыми из промысловых рыб нерестовали окуневые. При температуре воды 6,5-7,0°C окунь развешивает икранные ленты на прибрежную растительность, судак использует для кладок икры проточные, неглубокие места. Карповым, за исключением леща, для икромета нужна вода не ниже +8°C. Позднее всех при прогреве воды до 10,0°C начинается нерест леща. Из отложенной икры, по прошествии инкубационного периода, длящегося от 3 до 7 суток, появляются личинки. Видовое разнообразие их включает как промысловых, так и непромысловых рыб. Преобладающее значение (47,7%) имеют личинки судака, почти вдвое меньше (22,8%) окуня. Наибольшей численностью среди личинок семейства карповых обладает лещ

(19,0%) и крайне низко значение личинок рыб аборигенных видов: язь – 3,7%, плотва, елец по 0,4%. Непромысловые виды рыб, среди которых чаще всего встречаются пескари и верховка, составляли 5,9%. Из особо ценных выловлена лишь 1 личинка стерляди (0,1%).

Развивающиеся личинки рыб распределяются по всей акватории Сергеевской протоки, используя как поверхностные так и глубинные слои водной массы. При горизонтальном распределении личинки рыб и ранняя молодь предпочитают (61,0% от общей численности) прибрежные прогреваемые участки. В то же время в русловой части протоки находят оптимальные условия для обитания до 39,0% потомков рыб, нерест которых не связан с заливаемой поймой. За один час лова в береговых зонах можно обнаружить в среднем 148,8 экз. личинок и ранней молоди рыб, в русловой несколько меньше – 130,8 экз.

В целом, средняя концентрация личинок и ранней молоди рыб в Сергеевской протоке составляет в исследуемые годы 5 экз. на 100 м³ воды. В основном русле р. Оби на этом же участке реки, подвергавшемся разработкам, содержится 6 экз. в 100 м³ воды.

В результате проведенного мониторинга влияния землечерпания из русла Оби, на примере разработки Почтовского месторождения стройматериалов, показано, что негативное воздействие, которому подвергаются гидробионты, носит локальный и временный характер. Заселение выработок бентосными организмами происходит благодаря бентостоку. В основной зоне воздействия добычных механизмов (50-150 м) потери численности и биомассы зоопланктона достигают 98-99%, видовой спектр зоопланктеров здесь понижен и колеблется от 5 до 9 видов. Увеличение численных показателей зоопланктона происходит на расстоянии 200 метровой зоны от работающих механизмов. При удалении на 400 м и более от зоны добычи НСМ растет численность, а биомасса зоопланктона увеличивается или приближается к фоновой.

Заселение отработанных карьеров кормовыми организмами способствует привлечению на них ихтиофауны. На местах бывших разработок возможен нерест промысловых видов рыб, инкубация икры и нагул ихтиообъектов. В то же время восстановление фоновых биоценозов, начинающееся вскоре после прекращения добычных работ и оседания взвесей, растягивается на несколько лет, а в первый вегетационный сезон, т.е. в год разработки карьера возможно образование лишь малопродуктивных биоценозов.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Н.К. Биоценотическое значение листоногих ракообразных в рыбоводных прудах // Вопросы ихтиологии. 1965. №5 (34).

Банников А.Г., Рустамов А.К., Вакулин А.А. Охрана природы. М.: Агропромиздат. 1985.

Визер А.М., Еньшина С.А. Влияние выборки грунта из рыбохозяйственных водоемов бассейна Средней Оби на гидробионтов // Человек и вода. Томск. 1990.

Герштанский Н.Д., Карпюк М.И., Гинатулина Н.А. Изменение качества воды при дноуглублении и отвалах грунта // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

Горбунова А.В. Влияние повышенного содержания взвеси в воде на рост трех видов ветвистоусых рачков // Влияние гидромеханизированных работ на рыбохозяйственные водоемы. Вып. 255. Л. 1987.

Гурова Л.А. Влияние разработок грунта на состояние бентоса Ивановского водохранилища // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

Еньшина С.А., Визер А.М. О влиянии изъятия нерудных материалов в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла на экологию гидробионтов // Астрахань. 1984.

Николаев А.Н., Каминская В.И., Суворов Ю.А. Инструкция по обеспечению охраны водной среды при производстве гидромеханизированных работ на рыбохозяйственные водоемы // Астрахань. 1984.

Панов В.Е. Влияние добычи песка на макрозообентос некоторых рек Северо-Запада Европейской части СССР // Влияние гидромеханизированных работ на рыбохозяйственные водоемы. Вып. 155 Л. 1987.

Пирогов В.В., Андрианов В.А., Андреев В.Ю. Влияние дноуглубительных работ на состояние фауны моллюсков Волго-Каспийского канала // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань 1984.

Пирожников П.Л. Зоопланктон реки Енисей и Енисейской губы и его роль в питании рыб // Труды АНИИ. Вып. 98. 1937.

Попкова Л.А. Зоопланктон Томи на участках изъятия нерудных строительных материалов // Человек и вода. Томск. 1990.

Ривьер И.К., Кудрин, В.П. О зоопланктоне некоторых мутных водоемов Волго-Балтийской системы. // Труды ин-та биологии внутренних вод АН СССР. Том 43/46. 1982.

Русанов В.В., Волкова В.М. Экологическая оценка влияния гидромеханизированных работ на водоемы // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

Рылов В.М. Об отрицательном значении минерального сестона в питании некоторых планктонических *Entomostraca* в условиях речного течения. ДАН СССР. 1940. Том. №29.

Саппо Л.М., Кудинов М.Ю. Влияние дноуглубительных работ на некоторые факторы среды и зоопланктон Ивановского водохранилища // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

Файзова Л.В. Влияние выборки грунтов на распределение зообентоса реки Томи // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных

запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

Черномашев А.И., Сальников Н.Е., Герштанский Н.Д. Основные виды загрязнений при дноуглубительных работах // Дноуглубительные работы и проблемы охраны рыбных запасов и окружающей среды рыбохозяйственных водоемов. Астрахань. 1984.

А. Лайчак

ЗАИЛЕНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ В БАССЕЙНЕ ВИСЛЫ, ПОЛЬША

Правильная – с точки зрения прогноза заиления водохранилища – оценка сокращения его емкости возможна только на основе многолетних повторных измерений объема чаши и баланса наносов в реке. На этой основе можно оценить скорость заиления водохранилища на отдельных этапах его существования. Можно также проследить изменения его основных гидрологических параметров, которые происходят в результате систематического обмеления или переменного обмеления и углубления чаши. Длительные традиции таких исследований существуют в странах, где давно функционируют крупные водохранилища. Целью данной работы является анализ результатов исследований заиления водохранилищ в бассейне Вислы. На основе баланса материала, а также повторных нивелировок чаши охарактеризован многолетний ход заиления водохранилищ до 1995 г и темпы сокращения их объема в разные периоды развития. Выявлено различие в скорости увеличения слоя твердых осадков в водохранилищах разных категорий, обращено внимание на изменение кривой заиления, который зависит от принятой методики измерения и расчета. Работа опирается на результаты измерений стока взвешенного материала в реках, произведенных Государственной гидрологической службой, а также на нивелировках чаши, выполненных разными научными организациями. В большой степени учтена информация из литературы, в том числе из цитированных работ автора. В списке литературы приведены только избранные работы, наиболее широко рассматривающие обсуждаемые проблемы.

Характеристика водохранилищ.

Водохранилища бассейна Вислы относятся к многоцелевым и с учетом их энергетических функций не подлежат спуску. Постоянное наполнение водохранилищ способствует задержке приносимого материала. Размеры аккумуляции зависят от величины приноса материала и возможности длительной задержки материала в чаше. Эта черта водохранилищ зависит от их гидрологических особенностей, а также от строения не только затопленного участка долины выше плотины, но и прилегающей территории. С учетом этого, к важнейшим особенностям водохранилищ относится их объем, средняя глубина, размеры притока воды, коэффициент объема и кратность

водообмена в течение года. Важны также частота проявления и распределение по глубине термических плотностных течений, а также усиленного волнения в водохранилище. Эти черты определяют критическую глубину водохранилища, выше которой осадки отлагаются только временно и спустя некоторое время выносятся через плотину. Ниже критической глубины осадки аккумулируются на длительное время.

В бассейне Вислы выделено четыре категории крупных водохранилищ, отличающиеся возможностью длительного накопления материала: 1 – глубокие водохранилища на карпатских реках с медленным водообменом, 2 – мелкие водохранилища (выравнивающего типа) на карпатских реках с быстрым водообменом, 3 – широкие и мелкие водохранилища на равнинах с различной скоростью водообмена, 4 – водохранилища руслового типа (гидроузлы) на Висле с быстрым водообменом. Некоторые черты водохранилищ сопоставлены в табл. 1.

Таблица 1. Отдельные параметры крупных водохранилищ в бассейне Вислы (состояние на 1995 г).

Водохранилище	Заполнение, год	A км ²	V_i 10 ⁶ м	V_a 10 ⁶ м	h_m м	$1/\alpha$	ΣQ м ³ /с	ΣI т/а
Беско	1978	207	16.0	15.4	12.2	6.11	2.31	5700
Климкувка	1994	210	43.5	?	14.2	2.38	2.00	5700
Добчице	1986	768	125.0	?	11.9	2.50	10.8	100000
Щвинна-Поремба	-	802	161.0	-	15.6	2.94	12.0	109000
Тресна	1966	1037	107.2	102.7	9.0	5.88	20.0	210000
Поромбка	1937	1091	32.2	28.4	7.4	20.0	20.5	172000
Чорштын	1997	1125	231.9	-	18.3	3.33	23.4	197000
Солина	1968	1189	474.5	473.3	22.5	1.41	24.8	50000
Рожнув	1941	4864	228.7	166.6	11.5	11.1	78.2	591000
Чанец	1966	1120	1.2	?	3.1	500	20.7	0
Мычковце	1961	1255	10.9	8.6	3.7	100	25.8	56000
Сромовце Выжне	1997	1265	6.7	-	7.5	125	25.5	22500
Чхув	1950	5316	12.0	11.4	3.5	200	79.0	73000
Гочалковице	1956	523	168.4	165.3	5.2	1.18	7.00	22700
Сулейув	1973	9245	77.6	76.9	6.0	11.3	19.2	17600
Дембе	1963	69507	94.3	?	3.5	107	292	170000
Лончаны	1958	?	2.3	?	4.0	1240	90.0	350000
Влоцлавек	1969	193900	408.8	378.0	7.0	72.2	1090	690000

Заиление водохранилищ

Размеры заиления водохранилища и скорость обмеления чаши определяются количеством материала, приносимого, главным образом, реками, а также абразией берегов. Наибольшие размеры отложения наносов вы-

являются в верхней части зоны выклинивания подпора (ниже устья главной реки). В водохранилищах с большими колебаниями уровней происходит перемещение материала с мелководных частей в глубоководные, где существуют благоприятные условия для длительного накопления осадков, которые не подвержены эрозионной деятельности плотных потоков и волнения (рис. 1).

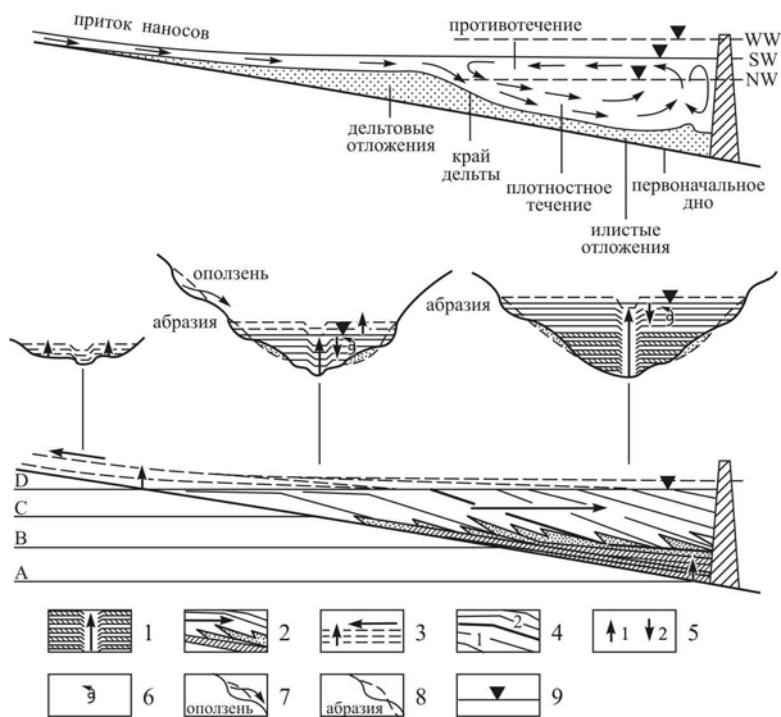


Рис. 1. Гидролого-морфологическая схема водохранилища: 1 – осадки пылевато-иловые и направление нарастания; 2 – осадки дельтовые и направление нарастания; 3 – материал, накопленный на полностью обмелевшем водохранилище и направление нарастания; 4 – граничная величина заполнения чаши осадками в момент перехода от первой ко второй фазе заиления; 5 – направления заиления водохранилища (1- заиление положительное, 2 – заиление отрицательное); 6 – взвешивание осадков в результате волнения; 7 – принос материала оползней; 8 – принос материала абразии берегов; 9 – уровень воды в водохранилище (NW – низкий, SW – средний, WW – высокий). Зоны по глубине, заполняемые: А – осадками пылевато-иловыми, В – песчано-пылеватыми, С – преимущественно песчаными, D – осадки, перекрывающие вновь формирующееся русло и пойму на территории полностью заиленного водохранилища.

Установление среднего приноса материала в водохранилище, представляющего достоверную основу оценки заиления, встречает трудности. Относительно легко можно оценить принос из главной реки взвешенного

материала (в некоторых водохранилищах – из большего числа рек), размеры стока которого измеряются на гидрологических постах вблизи впадения реки в водохранилище. Учитывая небольшую частоту измерения мутности рек (раз в сутки), можно считать такую оценку приноса материала заниженной. Еще труднее оценить принос из реки донного материала. Песчаный материал, который во время паводков транспортируется во взвеси, в седиментологических исследованиях может рассматриваться как донный осадок. Большую проблему представляет оценка приноса материала от абразии берегов, особенно на объектах с большими колебаниями уровней.

В бассейне Вислы взвешенные наносы чаще всего составляют преобладающую часть обломочного материала, приносимого реками в водохранилища. Об этом информируют исследования осадков водохранилищ (решительный перевес пылевато-илистой фракции, особенно в карпатских водохранилищах). Вместе с тем, во взвешенном материале, доставляемом в водохранилища, минеральная часть превышает 90% (остальное составляет органический материал). Средняя величина приноса взвешенного материала в водохранилища отражает пространственное различие транспорта этого материала в бассейне Вислы. Наибольший принос характерен для первых водохранилищ, расположенных в средних течениях больших карпатских рек, а также для водохранилища Влоцлавек на нижней Висле, а наименьший – для водохранилищ в верхних течениях карпатских рек, бассейны которых покрыты густым лесом, а также для некоторых равнинных водохранилищ (таб. 1). Средняя величина приноса материала в водохранилища, рассчитанная на 1995 г, меньше, чем приводимая ранее разными авторами. Причиной расхождения является убывание размеров стока взвешенных наносов, отчетливо обозначившееся на больших карпатских реках и на Висле, на что в более ранних работах не обращали внимания. Другая причина разных результатов вычислений это – принятая в некоторых ранних публикациях меняющаяся связь между размерами стока донных и взвешенных наносов – в пользу донного материала, из чего вытекали значительно большие общие размеры приноса обломочного материала в водохранилища. В водохранилище Влоцлавек, в результате прикрытия в 1982-1987 гг выходов илов у подножья правого борта долины Вислы материалом, извлеченным из водохранилища, был замедлен принос мелкозернистого материала с размываемого ложа, что сказалось на снижении темпа заиления этого объекта.

При исследованиях заиления водохранилищ важно знать объемный вес осадков под водой. Эта величина позволяет пересчитать массу поступающего взвешенного материала в ориентировочный объем осадков. На основе формул, приведенных в польской и зарубежной литературе, а также результатах расчета из некоторых публикаций, средний объемный вес постоянно пребывающих под водой осадков оценивается в $1,40 \text{ г/см}^3$. Эта величина позволяет оценить средний годовой объем осадков, возникающих за счет выпадения взвешенных наносов. Действительный объем осадков, накопленных в водохранилищах однако, больше, поскольку охватывает более грубозернистый материал, доставляемый в донной форме и абразией бере-

гов водохранилища. Вместе с тем, оцененный объем осадков от выпадения взвеси занижен из-за недооценки размеров стока взвешенного материала.

Другой чертой водохранилищ, влияющей на темп их обмеления, является их способность длительной задержки материала, называемая наносодерживающей способностью β (%). Этот параметр чаще всего устанавливается по отношению к взвешенному материалу, главным образом, из-за его доминирующей роли в общем размере стока наносов на многих реках – особенно ниже плотин. Основу установления наносодерживающей способности составляет знание коэффициента объема водохранилища $\alpha = V_a / \Sigma Q$, который изменяется по мере сокращения емкости чаши. Наносодерживающая способность действующих водохранилищ можно также оценить на основе уравнения баланса транспорта взвешенного материала на участке реки, охваченном подпором от плотины. Наиболее достоверную величину коэффициента β , приближенную к действительной величине наносодерживающей способности водохранилища, можно получить на основе уравнения баланса полной нагрузки потока обломочным материалом, доходящим до чаши (взвесь, донный материал, материал абразии берегов). Из-за отсутствия информации о величине действительного приноса перечисленных составных частей материала в чашу водохранилища за многолетний период можно только ориентировочно оценить способность длительного удерживания всего доставляемого материала.

В случае положительного баланса заиления, т.е. $\Sigma I > 0$, вычисление наносодерживающей способности водохранилища не представляет трудности. Если $\Sigma I < 0$, что может продолжаться в некоторых водохранилищах довольно долгое время, наносодерживающая способность β принимается равной нулю (отрицательный баланс заиления). В этой ситуации необходимо ввести коэффициент φ (%), представляющий собой отношение $0 / \Sigma I$. Если $\varphi > 100\%$, то $\beta = 0\%$. В ситуации, когда наблюдается попеременно положительный и отрицательный баланс заиления, среднюю наносодерживающую способность за многолетний период можно установить по ежегодным значениям φ . Средняя величина этого коэффициента за длительный период функционирования водохранилища меняется от 0 до 100%. Достижение величины 100% соответствует наносодерживающей способности водохранилища β .

В Польше самые распространенные методы расчета коэффициента β – это уравнения Бруна, Дрозда и Хартинга. Величины рассчитаны по упомянутым формулам и обозначены β_1 , β_2 и β_3 ; в каждом из исследованных водохранилищ они имеют близкие значения и только в мелких карпатских водохранилищах расчетные значения сильно различаются (табл.2). Наносодерживающая способность водохранилищ, средняя глубина которых превышает 5-7 м, составляет более 90%. В карпатских водохранилищах β_1 , β_2 и β_3 близки к наносодерживающей способности, вытекающей из баланса наносов (β_4 , β_5), в некоторых крупных водохранилищах изменности величины $\beta_1 - \beta_3$ больше них. Представленная наносодерживающая способность большинства водохранилищ не отличается от установленной раньше. Обо-

значивается, однако, убывающий тренд возможности длительной задержки взвешенного материала во многих водохранилищах, что указывает на их обмеление. Эту тенденцию подтверждают величины β , установленные разными методами для ряда 5-летних периодов функционирования водохранилищ (табл. 3). Информация, заключенная в этой таблице, указывает на стабилизацию наносодерживающей способности медленно заиляемых водохранилищ. Иная ситуация наблюдается в водохранилищах, мелеющих быстрее, где коэффициент β только для взвешенного материала имеет тенденцию уменьшения за 5-летние периоды.

Таблица 2. Наносодерживающая способность β (%) водохранилищ, оцененная как среднее значение за период функционирования (до 1995 г)

Водохранилище	β_1	β_2	β_3	β_4	β_5
Солина	94	98	100	-	98
Рожнув	84	90	86	89,0	98
Чорштын	94	95	95	-	97
Добчице	95	97	96	-	97
Беско	95	97	96	-	96
Климкувка	95	97	96	-	96
Щвинна-Поремба	94	97	95	-	96
Тресна	90	91	93	-	92
Поромбка	77	82	80	-	82
Гочалковице	96	97	99	42,3	57
Влоцлавек	54	56	55	45,1	56
Дембе	45	45	49	34,6	52
Мычковце	46	53	48	-	50
Сромовце Выжне	32	40	30	-	38
Сулейув	87	89	89	36,0	36
Чхув	25	30	0	18,1	23
Чанец	0	0	0	-	0

На основе годового приноса взвешенного материала и его выноса за плотину был прослежен многолетний ход аккумуляции этого материала в чашах водохранилищ до 1995 года. Это дало возможность проанализировать изменения наносодерживающей способности β_4 водохранилищ. Особое внимание обращено на ход заиления пяти водохранилищ, представляющих главные их типы в бассейне Вислы (рис. 2): глубокое водохранилище на горной реке – Рожнув (существует с 1941 г), мелкое водохранилище на горной реке – Чхув (1950 г), широкое и мелкое водохранилище на низменности (у подножья гор) – Гочалковице (1956 г), широкое и мелкое водохранилище на низменности – Дембе (1963 г) и водохранилище руслового типа – Влоцлавек (1969 г).

Таблица 3. Средняя наносодерживающая способность $\beta_1 - \beta_4$ (%) отдельных водохранилищ по 5-летним периодам.

Водохранилище	β	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Поромбка	1	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77
	2	82	82	82	82	82	82	82	82	82	82	82	82
	3	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80	80
Рожнув	1		86	86	85	84	84	84	83	83	82	82	82
	2		91	91	91	90	90	90	89	89	88	88	88
	3		88	87	87	86	86	86	85	85	84	84	84
	4		99.5	98.6	97.2	96.3	95.6	90.6	80.1	89.2	82.1	77.8	72.0
Чхув	1				25	25	25	25	25	25	25	25	25
	2				30	30	30	30	30	30	30	30	30
	3				0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4				5.9	0.0	51.5	33.3	0.0	21.2	50.4	14.6	78.5
Гочалковице	1					96	96	96	96	96	96	96	96
	2					97	97	97	97	97	97	97	97
	3					100	99	99	99	99	99	99	99
	4					79.1	72.0	60.7	28.2	46.0	0.0	0.0	0.0
Дембе	1						53	45	43	42	44	45	45
	2						53	45	43	42	44	45	45
	3						56	50	45	42	47	50	52
	4						67.8	46.8	26.8	12.5	32.3	22.7	50.6
Мычковце	1						44	44	44	44	44	44	44
	2						68	50	50	50	50	50	50
	3						65	45	45	45	45	45	45
Чанец	1							0	0	0	0	0	0
	2							0	0	0	0	0	0
	3							0	0	0	0	0	0
Солина	1							97	97	97	97	97	97
	2							98	98	98	98	98	98
	3							100	100	100	100	100	100
Гресна	1							90	90	90	90	90	90
	2							91	91	91	91	91	91
	3							93	93	93	93	93	93
Влоцлавек	1							54	52	52	54	55	55
	2							56	54	54	56	57	57
	3							56	54	54	56	56	56
	4							48.2	36.0	23.7	29.5	67.8	65.1
Сулейув	1								84	84	87	90	89
	2								86	86	89	92	91
	3								86	88	90	91	91
	4								56.7	40.4	0.0	0.0	51.5

Периоды: I. (1936-1940) II. (1941-1945) III. (1946-1950) IV. (1951-1955)
V. (1956-1960) VI. (1961-1965) VII. (1966-1970) VIII. (1971-1975)
IX. (1976-1980) X. (1981-1985) XI. (1986-1990) XII. (1991-1995)

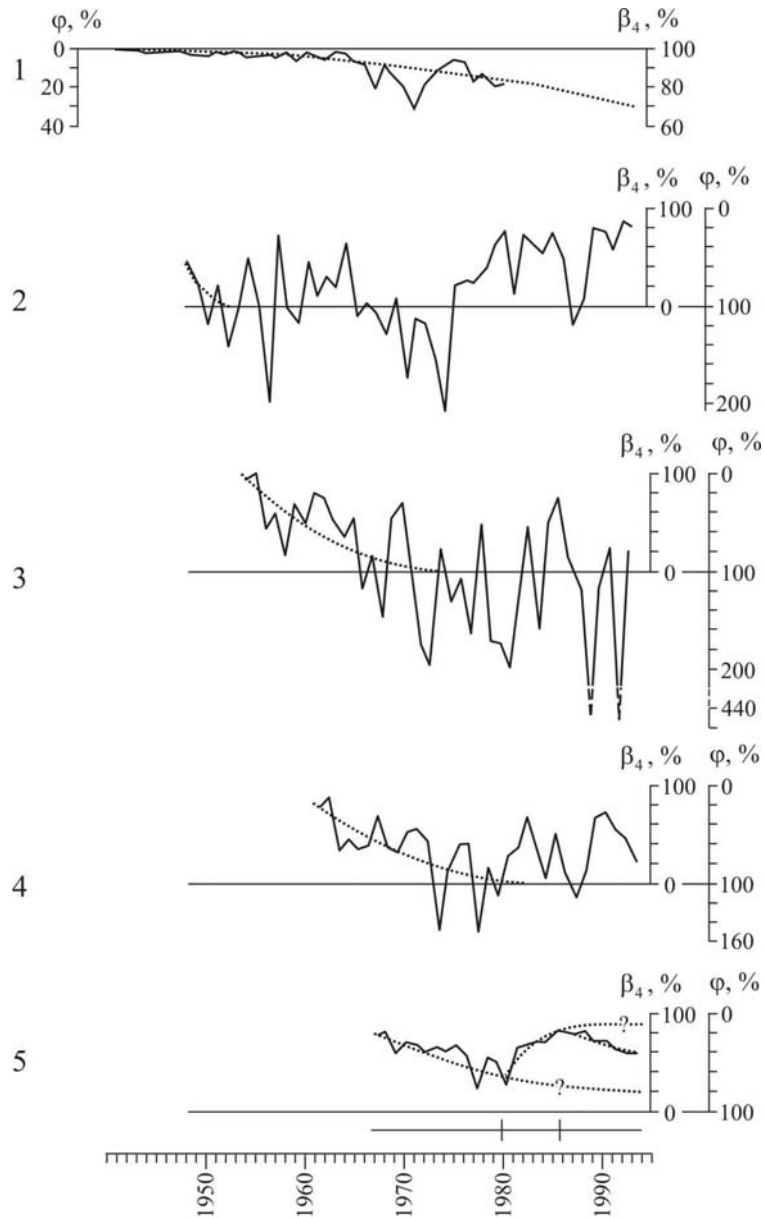


Рис. 2. Годовые значения наносодерживающей способности β_4 и коэффициента φ отдельных водохранилищ за время их функционирования до 1995 г. Водохранилища: 1 – Рожнув, 2 – Чхув, 3 – Гочалковице, 4 – Дембе, 5 – Влоцлавек. В случае водохранилища Влоцлавек обозначены периоды: перед началом извлечения осадков (до 1982 г), с извлеченными осадками (1982-1987 гг) и после окончания (с 1988 г).

В водохранилище Рожнув, несмотря на очень меняющийся с течением времени принос взвешенного материала, наносодерживающая способность, отражающая темп аккумуляции, убывает и в изученный период уменьшилась с 100 до 70%. Несмотря на значительное уменьшение наносодерживающей способности, это водохранилище продолжает эффективно выполнять функции накопителя осадков. В водохранилище Чхув уже через несколько лет после заполнения наносодерживающая способность начала в широких пределах колебаться около нулевых значений, что означает смену периодов положительного и отрицательного балансов заиления. Перехват материала этим водохранилищем, в сопоставлении с глубоким подпором, минимален и ограничивается годами, когда в верхнем глубоком водохранилище каскада не требуется быстрого создания предпаводкового резерва объема. В эти периоды водохранилище Чхув выполняет роль накопителя осадков, в то время как в остальные годы – роль экспортера. Наносодерживающая способность водохранилищ Гочалковице и Дембе достигла 0% уже через 20 лет функционирования и с того времени колеблется около 0. В противоположность водохранилищам на горных реках, где эрозия донных осадков происходит в результате плотностных течений, удаление осадков из мелких и широких водохранилищ равнин происходит в результате длительного в течение года усиленного волнения. Более сложный ход изменений наносодерживающей способности реконструирован на водохранилище Влоцлавек, где нескольких лет (1982-1987) проводились большие дноуглубительные работы.

В течение первых 13 лет эксплуатации водохранилища его наносодерживающая способность уменьшилась с 80 до 35%, а в результате увеличения в 1982-1987 гг объема чаши выросла до 80%. После отказа от этих работ β_d уменьшилась в 1995 г до 59%.

В многолетнем ходе заиления водохранилища можно выделить две фазы: 1) относительно быстрое заиление глубокого водохранилища, а также начальное заиление мелкого водохранилища. Водоохранилища в это время выполняют роль накопителя осадков; 2) медленное заиление обмелевшего водохранилища или водохранилища изначально мелкого. В это время обнаруживаются попеременно периоды положительного и отрицательного баланса заиления; после периодов аккумуляции происходит усиленный вынос наносов из водохранилища, даже в масштабе, многократно превосходящем принос.

Граница между выделенными фазами заиления не является твердой и может занимать даже длительный период времени, после которого в уже мелком водохранилище взвешенный материал не может аккумулироваться (рис. 3). Из такого водохранилища может также выноситься более грубозернистый материал. Глубокие водохранилища бассейна Вислы находятся в начале первой фазы заиления и только заиление функционирующего уже более 60 лет водохранилища Рожнув значительно продвинулось. Мелкие водохранилища в горах и на равнине находятся в начале второй фазы заиления.

Продолжительность первой фазы заиления глубоких карпатских водохранилищ с большим приносом материала, оцененная на основе баланса заиления только взвешенным материалом, заключена между 320 и 2500 лет (на основе измерения объема чаши – 260-1300 лет), а для остальных глубоких горных водохранилищ – она значительно больше. Эти величины указывают на большую практическую жизнеспособность этих объектов, даже если на начальном этапе они относительно быстро заиливаются.

Уменьшающиеся размеры аккумуляции взвешенного материала в водохранилищах, обнаруженные балансовым методом, находят подтверждение в замедляющемся приросте объема осадков, установленном повторными нивелировками чаши (рис. 4). Масса осадков, задержанных в водохранилище, была пересчитана на объем по уравнению: $\Delta S = \beta_5 \Sigma I / \gamma_{ов}$. Прирост объема осадков по пятилетним периодам, отнесенный к начальному объему водохранилища V_i и выраженный в%, вычислено из уравнения: $-\Delta V / V_i = 100 \beta_5 n \Sigma I / V_i$. Кумулятивный эффект прироста объема осадков приблизительно соответствует постепенной убыли объема водохранилища. Применение балансового метода и нивелировок выявило нелинейный ход прироста объема осадков в водохранилище, который постепенно убывает и отражает многолетний ход наносодерживающей способности водохранилища β_5 . Объем материала, накопленного в исследованных водохранилищах, оцененный на основе нивелировок чаши, в среднем вдвое превышает величины, установленные балансовым методом. Завышение результатов, установленных в опоре на первый метод и вытекающее из небольшой плотности самого молодого слоя осадков, в случае долго функционирующих водохранилищ несущественно. В свою очередь величины заиления водохранилищ, представленные кривой, основанной на балансе транспорта взвешенного материала, следует признать сильно заниженными. Действительная кривая заиления водохранилища, отражающая убыль его объема во время эксплуатации, проходит между двумя указанными кривыми. Эта кривая проходит значительно ближе к линии, вычерченной на основе частых нивелировок, особенно в отношении долго функционирующих водохранилищ с большим приходом минерального материала.

Уменьшение объема исследованных водохранилищ достигло к 1995 г различных размеров. Наибольшим заилением, $-\Delta V / V_i$ (%), характеризуются глубокие водохранилища, расположенные на больших карпатских реках в их средних течениях. В этой группе выделяется водохранилище Рожнув, которое к 1995 г утратило 21,17% (на основе нивелировок чаши) или 12,40% (на основе баланса транспорта) начального объема.

В зависимости от принятой методики вычислений к настоящему времени среднее годовое сокращение объема водохранилищ в бассейне Вислы, $-\Delta V / n$ (%), составляет от 0,49 (0,23) в водохранилище Рожнув до 0,02 (0,01) в водохранилище Солина. Эти величины, свидетельствующие о среднем темпе аккумуляции материала, не сравниваются из-за разного времени функционирования этих объектов. Средние годовые размеры сокращения объема водохранилища на начальном этапе эксплуатации, признанные за

величины сравнимые, вычислено для выбранных объектов в двух временных вариантах: первые 5-20 и 21-30 лет от заполнения.

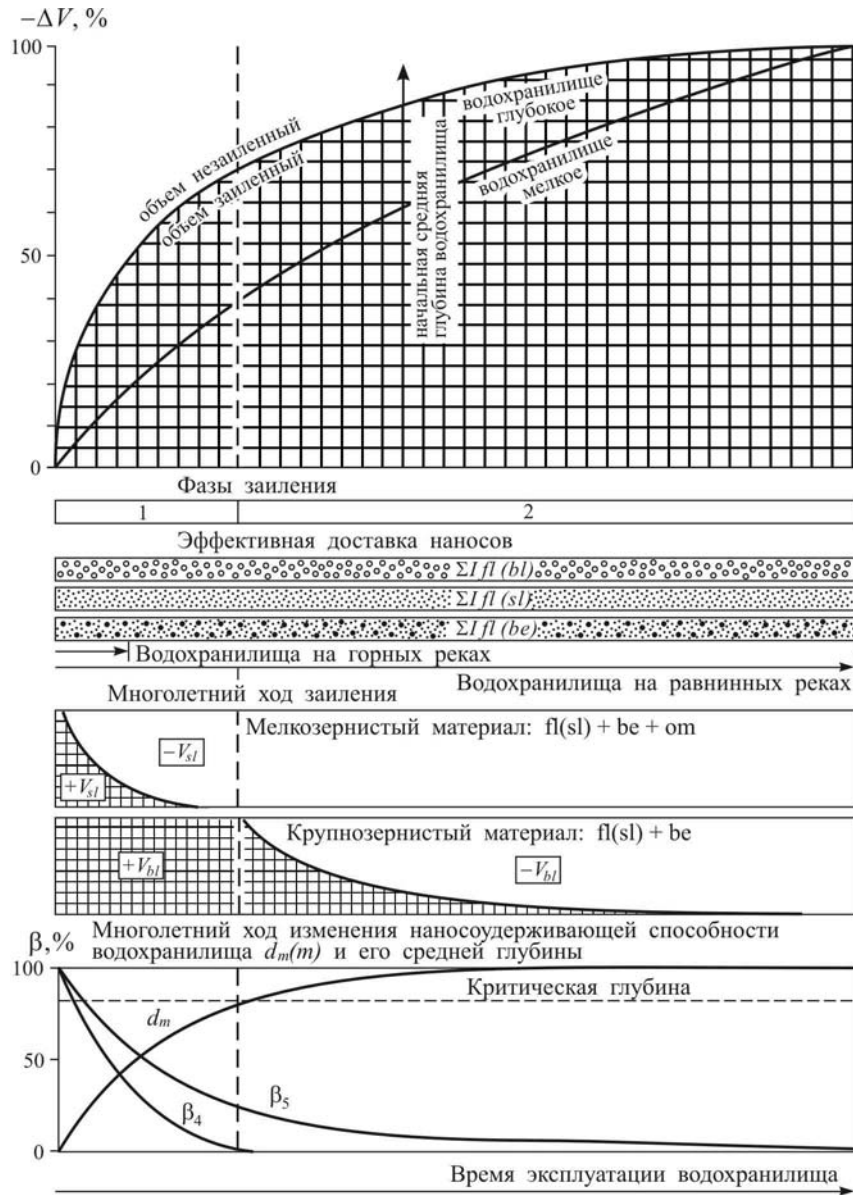


Рис. 3. Изменение параметров водохранилища под влиянием обмеления.

В первый из этих периодов средняя скорость заиления чаши была больше, годовой темп уменьшения V_i в водохранилище Рожнув превышал 0,79% (0,27%), а в других глубоких водохранилищах, расположенных в средних течениях больших карпатских рек, был в два-три раза меньшим. В глубоких водохранилищах, расположенных на горных отрезках долин карпатских рек, средний темп уменьшения их объема составляет только 0,02% (0,01%). Таким же медленным заилением в первые несколько лет эксплуатации характеризуются большие водохранилища низменностей. Мелкие водохранилища на карпатских реках в этот период интенсивно заиливались. Например, водохранилище Мычковце утрачивало в год до 1967 г 1,35% (0,31%) объема, а водохранилище Чхув 0,35% (0,16%). На другом, более продолжительном, этапе средний темп заиления глубоких карпатских водохранилищ, независимо от количества поступающего материала, сохраняется на уровне первых нескольких лет эксплуатации. Только в последующие годы он начинает отчетливо снижаться, что иллюстрирует ход заиления водохранилища Рожнув. Темп заиления мелких водохранилищ на карпатских реках быстро уменьшается за время их эксплуатации и через 20-30 лет достигает минимальных значений, типичных для широких и мелких водохранилищ низменностей. Замедление заиления водохранилища Мычковце произошло уже через 7 лет его эксплуатации (в 1967 г), когда было заполнено глубокое водохранилище Солина.

На начальном этапе функционирования водохранилищ, когда заиление чаши происходит линейно, средняя годовая убыль их объема $\Delta V/n$ (%) обнаруживает связь с кратностью водообмена в течение года $1/a$ (рис. 5). Обращают на себя внимание региональные различия темпов заиления водохранилищ; наибольшее различие обозначилось между глубокими водохранилищами с кратностью водообмена 5-20, расположенными на средних отрезках больших карпатских рек, и глубокими водохранилищами с кратностью водообмена менее 5, расположенными на верхних отрезках тех же рек.

Карпатские водохранилища в бассейне Вислы, заиляемые быстрее всего в Польше, принадлежащие к категории средних по глобальной шкале (V_i : 0,1-1,0 $\times 10^9$ м³), ежегодно теряют на начальном этапе функционирования, не превышающем 30 лет, от 0,79 до 0,02% начального объема (на основе нивелировок чаши). Темп заиления водохранилища Рожнув в 1941-1979 гг был даже сравним с большими водохранилищами в семиаридной зоне. Темп заиления карпатских водохранилищ, относящихся к малым (V_i : 0,01-0,1 $\times 10^9$ м³), в первые несколько лет эксплуатации близок к предыдущей категории водохранилищ и только в водохранилище Мычковце величина $\Delta V/n$ достигла в первые 7 лет 1,35%. Средний темп заиления этой категории водохранилищ значительно уступает аналогичным водохранилищам аридной зоны, которые ежегодно теряют до 3% емкости, а водохранилища категории средних – до 0,5%.

В бассейне Вислы самое большое количество взвешенного материала накоплено в следующих водохранилищах: Рожнув, Тресна, Поромбка, Влоцлавек, Солина, Дембе, Добчице, Чхув, Мычковце, Беско, Гочалковице, Сулейув (рис. 6).

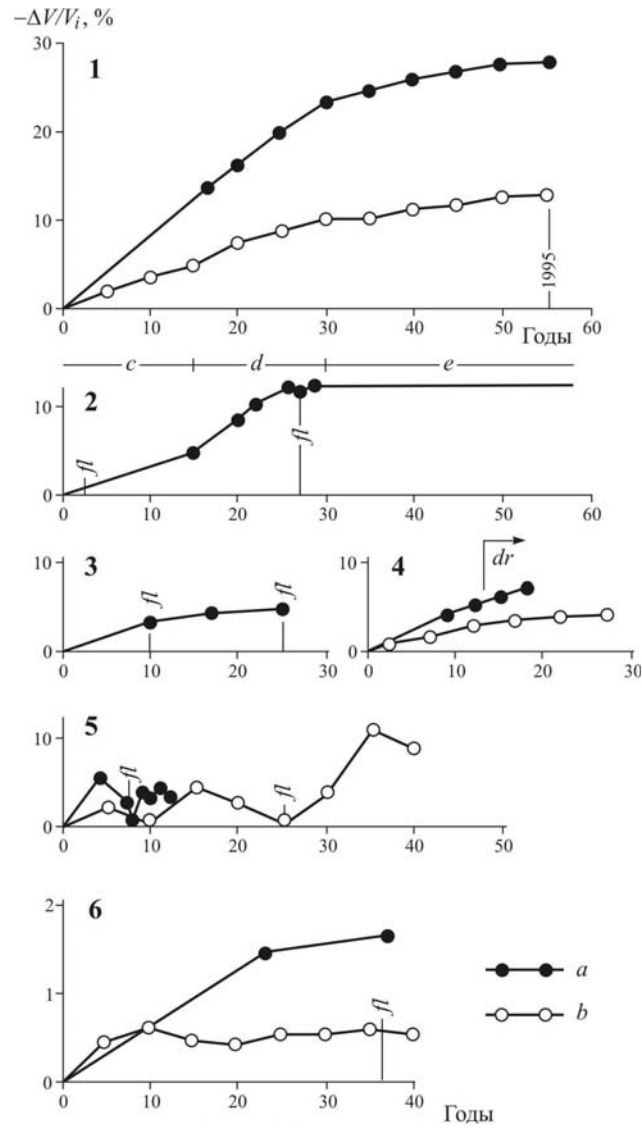


Рис. 4. Ход сокращения объема $-\Delta V/V_i$ отдельных водохранилищ, охарактеризованный на основе: *a* – повторной нивелировки чаши, *b* – баланса транспорта наносов. Водохранилища: 1 – Рожнув, 2 – Поромбка, 3 – Тресна, 4 – Влоцлавек, 5 – Чхув, 6 – Гочалковице. На горизонтальной оси обозначены годы функционирования водохранилища от заполнения до 1995 г. *fl* – частичный или полный спуск (промывка) водохранилища (*flushing*), *dr* – начало извлечения осадков из водохранилища Влоцлавек (*dregging*). Для водохранилища Поромбка обозначены периоды: *c* – перед установкой турбин, частичное заполнение (до 1953 г), *d* – до заполнения водохранилища Тресна (1953-1966), *e* – после заполнения водохранилища Тресна (с 1967 г).

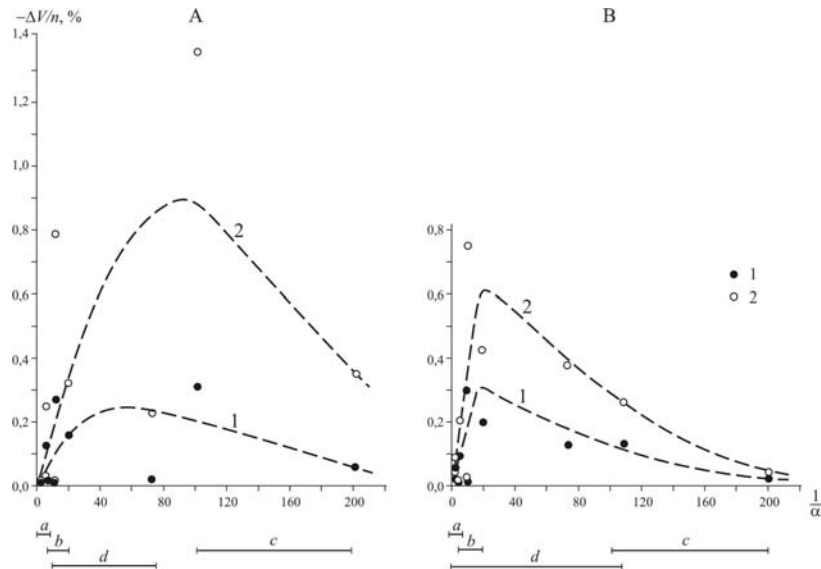


Рис. 5. Связь между средним годовым сокращением объема водохранилища $-\Delta V/n$ и кратностью водообмена в течение года $1/a$, охарактеризованная на основе: 1 – баланса наносов, 2 – повторной нивелировки чаши. Периоды функционирования водохранилищ: А – первые 5-20 лет, В – первые 21-30 лет. Категории водохранилищ: а – глубокие на верхних участках карпатских долин, б – глубокие на средних участках карпатских долин, с – мелкие в карпатских долинах (выравнивающие), d – широкие и мелкие на низменности.

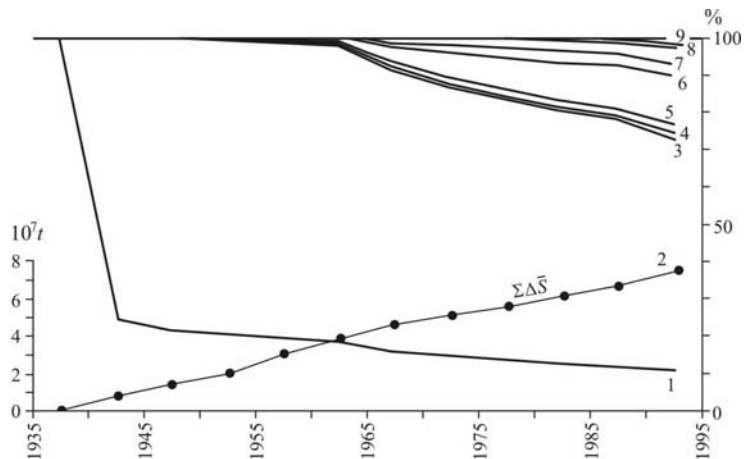


Рис. 6. Доля (%) отдельных водохранилищ в суммарном количестве взвешенного материала, отложенного во всех водохранилищах бассейна Вислы в течение 1937-1995 гг, а также кумулятивная кривая массы материала, задержанного водохранилищами $\Sigma \Delta S$. Водоохранилища: 1 – Порогбика, 2 – Рожнув, 3 – Чхув, 4 – Дембе, 5 – Тресна, 6 – Солина, 7 – Влоцлавек, 8 – Беско, 9 – Добчице.

Масса накопленного материала, оцененная по 5-летним периодам, увеличивалась с 730 тыс. тонн в 1936-1940 гг до 7022 тыс. тонн в 1991-1995 гг. Рост массы накопленного материала явился результатом действия трех факторов: увеличения количества водохранилищ, особенно глубоких; уменьшения потерь материала, проходящего через водохранилище, и изменения приноса материала. К 1995 г в этих водохранилищах накоплено 74197 тыс. тонн взвешенного материала. Прирост массы этого материала, длительно задерживаемого водохранилищами, происходил в прошлом почти однообразно.

Заключение

Топографические, экологические и экономические условия не позволяют применение методов, ведущих к снижению темпа заиления водохранилищ, таких как: спуск водохранилищ с целью промывки, удаление осадков землечерпанием или изменения использования земель в водосборах – особенно в случае водохранилищ с большими водосборами. Замедление скорости заиления водохранилищ и заметное уменьшение транспорта материала в реках ниже плотин достигается строительством новых подпорных объектов с высоким коэффициентом задержки материала, расположенных выше существующих. Такая ситуация установлена на некоторых реках с водохранилищами в Польше (замедление заиления водохранилища Мычковце после заполнения водохранилища Солина, а также водохранилища Поромбка после заполнения водохранилища Тресна, значительное уменьшение стока взвешенного материала в нижнем течении Солы и Рабы после ввода в эксплуатацию водохранилищ на этих реках, а также на Висле ниже водохранилища Влоцлавек).

Новые подпорные объекты в бассейне Вислы должны быть расположены главным образом на карпатских реках в их верхнем и среднем течении, а также на Висле. Природно-экологические условия заставили отказаться от плана создания каскада средней Вислы. В связи с угрозой для плотины в Влоцлавке обращено внимание на срочную необходимость строительства новых гидроузлов в нижнем течении реки. Предлагаемые водохранилища в карпатской части бассейна должны относиться к глубоким и многие из них могли бы играть роль главных накопителей материала. В свою очередь, удерживающая способность водохранилищ руслового типа на нижней Висле будет близкой к водохранилищу Влоцлавек.

Возможная реализация планов в области водного хозяйства страны будет способствовать дальнейшему уменьшению транспорта материала, в наибольшем масштабе в нижнем течении Вислы. В устье реки транспорт взвешенного материала может уменьшиться даже на 95% по отношению к его размерам до строительства первых плотин в бассейне, по отношению же к современной величине транспорта его уменьшение может быть 9-кратным. Прогнозируемая величина транспорта взвешенных наносов в устье Вислы может уменьшиться до 50 тыс. тонн в год или до величины, наблюдаемой сейчас в реке выше впадения Пжемши и Солы. В нижнем те-

чении реки уменьшение транспорта материала будет на 65% вызвано местными гидроузлами и на 35% эффектом действия глубоких водохранилищ на карпатских притоках. В этой ситуации Висла уже не будет рассматриваться общественностью балтийских стран как главный источник доставки в море загрязненных осадков. В будущем останется, однако, проблема, каким образом распорядиться химически загрязненными осадками, накопившимися особенно выше быстро заиляющегося первого гидроузла нижней Вислы (Влоцлавек).

Список обозначений

- A – площадь водосбора водохранилища (км^2);
- d_m – средняя глубина водохранилища (м);
- n – число лет эксплуатации водохранилища;
- O – вынос взвешенного материала из водохранилища (т/год);
- V_a – современный объем водохранилища (м^3);
- V_i – начальный объем водохранилища (м^3);
- $+V_{bl}$ – объем донного материала, накопленного в водохранилище ($\text{м}^3/\text{год}$);
- $-V_{bl}$ – объем донного материала, вынесенного из водохранилища ($\text{м}^3/\text{год}$);
- $+V_{sl}$ – объем взвешенного материала, накопленного в водохранилище ($\text{м}^3/\text{год}$);
- $-V_{sl}$ – объем взвешенного материала, вынесенного из водохранилища ($\text{м}^3/\text{год}$);
- α – коэффициент объема водохранилища (-);
- $1/\alpha$ – кратность водообмена в течение года (-);
- β – наносодерживающая способность водохранилища (%);
- β_1 – то же, вычисленное по методу Бруна (%);
- β_2 – то же, вычисленное по методу Дрозда (%);
- β_3 – то же, вычисленное по методу Хартунга (%);
- β_4 – то же, вычисленное на основе уравнения баланса транспорта взвешенного материала (%);
- β_5 – действительная наносодерживающая способность водохранилища (%);
- ΔS – объем осадков в водохранилище; вытекающий из баланса транспорта материала (м^3);
- $-\Delta V/V_i$ – уменьшение начального объема водохранилища; соответствующий объему накопленных в чаше осадков (%);
- $-\Delta V/n$ – среднее годовое уменьшение объема водохранилища ($\text{м}^3/\text{год}$);
- ϕ – коэффициент; выражающий отношение выноса взвешенного материала из водохранилища к его приносу (%);
- γ_{ow} – объемный вес осадка; насыщенного водой ($\text{г}/\text{см}^3$);
- ΣI – общий принос взвешенного материала в водохранилище (т/год);
- $\Sigma I_{(be)}$ – период; в который происходит поступление материала от абразии берегов водохранилища;
- $\Sigma I_{fl(bl)}$ – период; в который происходит принос реками донного материала;
- $\Sigma I_{fl(sl)}$ – период; в который происходит принос реками взвешенного материала;
- ΣQ – средний приток воды в водохранилище ($\text{м}^3/\text{с}$)

УСТЬЯ РЕК

Н.И. Маккавев

ЗАМЕТКИ ОБ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РАВНИНАХ В НИЗОВЬЯХ РЕК*

Аллювиальная равнина низовьев Хуанхэ

Длина Хуанхэ на участке нижнего течения равна 703 км. Выйдя из горнохолмистой местности в районе г. Чжэнчжоу р. Хуанхэ имеет падение 13 см на 1 км. Русло приподнято на 3-10 м над окружающей местностью. От хребта Янь Шань на севере до Хуай-Яньшаньских гор и низменного между-речья Янцзян – Хуайхэ на юге, ограниченная на западе склонами хребтов Тайханьшаня, Суншаня и Фуюншаня, а на востоке берегом Желтого моря – располагается аллювиальная равнина Хуанхэ, занимающая большую часть Великой Китайской равнины. Сравнительно поднята над этой равниной Шаньдунская возвышенность.

Расстояние между дамбами, находящимися на разных берегах реки, в провинции Хэнань – 5 км, в провинции Шаньдунь 1-3 км. Обвалованием берегов занимались еще 2300 лет до н.э. Площадь зоны блужданий реки – 2500 км². Как маятник, привязанный к г. Кайфыну, блуждает здесь река, впадая то в Желтое море, то в его залив Бохайвань. В 2278-2279 гг до н.э. было колоссальное наводнение, ликвидированное гидротехником Юй. Река тогда впадала в залив Бохэй, протекая через Тяньцзин, и впадала в море примерно там, где теперь находится устье Луанхе, т.е. на северном краю Великой Китайской равнины (39°30' с.ш.). В этом положении Хуанхэ находилась сравнительно стабильно 16 столетий вплоть до 602 г до н. э. С тех пор Хуанхэ семь раз коренным образом меняло свое русло, и кроме того было много местных изменений русла.

Наиболее южное положение русло подходило к Шанхаю. Расстояние по прямой между крайними южным и северным пунктами – около 800 км. В 602 г до н.э. русло провалось к морю в районе современного устья р. Хайхе (150 км южнее предыдущего устья). Затем значительные изменения были в 131 и 31-28 гг до н.э. Особенно значительное изменение было в 11 г до н.э. Русло направилось на восток по провинции Шаньдунь, затем использовало долину р.Бейцинхэ (Цзишуй) и через города Цзинань и Лицзинь направилось к морю. В 1048 г Хуанхэ в районе г. Пуяна прорвала дамбы и у окрестностей г. Дамина разделилась на два потока: один направился на северо-восток, слился с Вейхе и достиг моря у г. Тяньцина, второй направился

* Настоящие «Заметки...» – рукопись из архива Н.И. Маккавеева. Они интересны тем, что содержат выполненный им анализ картографических, географических, архивных и литературных источников и его интерпретацию для аллювиально-дельтовых равнин ряда рек Мира. Многие сведения в современной отечественной литературе в таком концентрированном виде отсутствуют. В ряде случаев в скобках с примечанием «Н.М.» Н.И. Маккавев высказывает особое, отличное от используемых источников мнение. Поэтому наряду с рядом малоизвестных или просто неизвестных сведений, «Заметки ...» (название дано редактором) позволяют почувствовать творческую лабораторию ученого при его работе с литературой (*примечание редактора*).

на восток и, слившись с р. Мацзяхе, вышел к морю на стыке провинций Хобей и Шаньдунь.

В 1194 г, прорвав дамбы у г. Яну, река направилась на восток, слилась с оз. Ляншаньбо (у г. Хоце) и потекла двумя протоками: северный из них захватил русло р. Бэйцинхе и через г. Лизцинь достиг моря; южный рукав слился с р. Сышуй (Няньцинхэ) и направился через провинцию Цзянсу к Желтому морю, отвоевав русло р. Хуайхэ. Постепенно главным руслом стал южный рукав, а более северный отмирал. В 1344 г, прорвав дамбы у Цаосяни (провинция Шаньдунь), Хуанхэ заняло северную часть Великого канала, но уже в 1353 г была возвращена в старое русло. Во второй половине XIV и в начале XV веков происходили непрерывные наводнения. В 1494 г река потекла в южном направлении, захватив русла Бяньхэ и Сыхэ.

Аллювиальная равнина Амударьи

Морфологические следы блуждания этой реки прослеживаются от предгорий Копет-Дага до северо-западной окраины центральных Каракумов. Пра-Амударья направлялась примерно от г. Чарджоу на запад, принимая, по-видимому, ряд левобережных горных притоков. Ширина полосы древне аллювиальных отложений в пределах Туркмении – 130-200 км, что было в конце третичного и начала четвертичного периода. В это же время по территории современной Куны-Дорьинской равнины, Сарыкамшской котловины и Верхнеузбайскому коридору проходил мощный правый приток Амударьи, образовавшийся из объединения систем Сарысу, Тургая, Иргиза, Чу.

Ко времени Хвалынской трансгрессии Амударья повернула к северо-западу в сторону Арала и Саракамыша. Пояс блужданий реки в верхне-четвертичное время в общем размещался в треугольнике Турткуль – юго-восточная часть Арала – Саракамыш.

В общем вершина треугольника блуждания Амударьи сместилась за четвертичный период по нормали к расположению горизонталей от Керки до Турткуля, т.е. более, чем на 500 км. По мере спускания треугольника блужданий вышерасположенная часть реки врезается, образуя долину с серией террас. «Неорганизованное» рукавное (фуркационное) блуждание реки уступает гораздо более медленной боковой планации. Так по данным С.П. Тромбачева (1924), на участке Хазаранс-Ургенч р. Амударья за столетие за счет размыва правого берега переместилась на восток на 7-8 км.

Характерно, что один из протоков Сырдарьи – так называемое Чакалакское русло, протекал через центральные Кызыл-Кумы. Таким образом, конус блужданий Сырдарьи смыкается с конусом блужданий Амударьи. Причем смещение Аму и Сыр к северу, по-видимому, произошло в одно и то же время; она как бы сдвинулись параллельно (по мнению А.С. Кесь). (Н.М. – вероятно смещение Амударьи вправо, по сравнению с пра-Амударьей, вызвано не тектоническими причинами, как считают многие, а, во-первых, постепенным воздействием кориолисовой силы, которое стало

главным фактором боковой эрозии после того, как долина достаточно врезалась, и ей перестали угрожать разливы за пределы бортов. Второй причиной является обилие выносов в реку наносов из речек, текущих с юга, которые, отлагая огромные сухие дельты, оттеснили главную реку).

Аллювиальная равнина Сырдарьи

Аллювиальная равнина Сырдарьи ограничена с северо-востока предгорьями Кара-Тау и затем смыкается с обширной площадью аллювиальных равнин, сложенных осадками рек Чу и Сары-Су. К юго-западу зона блужданий Сырсарьи смыкается с зоной блуждания Амударьи. Например, русло Кара-Кая, следы которого хорошо сохранились на карте арабского географа Ирдиси (1154 г) показан так, что Сырдарья впадает в Амударью выше ее дельты. (Н.М. – отсюда чепуха, что обе реки смещались синхронно). По свидетельству султана Пабера, царствовавшего в Фергане в начале XV века, Сырдарья терялась в песках. По С.В. Толстову, конус блужданий Сырдарьи в широтном направлении – 400 км и по долготе – 200 км; его основанием служит все восточное побережье Аральского моря. Однако за пределами этого конуса находятся следы древних блужданий Сырдарьи. Следы реки проходят южнее Кызыл-Кумов вдоль подошвы хребтов, окаймляющих с юга Зеравшанский оазис, и соединяются с системой Амударьи.

Дельта Дона

Древний Тананс, существовавший в III-V веках до н.э., находился на Мертвом Донце – крайнем северном (и западном) рукаве. Ныне дно этого рукава представляет собою заболоченный луг. Заиливание протоки и прекращение движения по ней крупных судов относят к III веку до н.э. В XII-XIII веках, когда возникали гэнгуэзские колонии, основным торговым центром являлся Тана – (современный Азов, располагавшийся на противоположной (левой), окраине дельты (рукав Старый Дон).

Однако в XVI-XVIII веках, когда Азов был у турок, его торговое значение сильно упало из-за обмеления рукава. (Н.М. – таким образом, Дон бросался из одной краевой части дельты в другую).

Кура-Араксинская аллювиальная равнина

По К.К. Гюлю (1956), в созданной Курой в течение верхнечетвертичного периода части аллювиальной равнины можно наметить шесть самостоятельных дельтовых образований. Одна из наиболее ранних древних дельт зафиксирована по правобережью Куры, выше впадения Аракса, на границе Карабахской и Мильской степей. Это была дельта выдвигания, которую Кура обошла, затем с севера, устремившись в придельтовый залив и образовав здесь вторую дельту влево от современной реки, в центре Ширванской степи. Позднее это дельта была обойдена рекой с юга, и здесь обра-

зовалась дельта правее современного русла в районе Муганской степи. Четвертая дельта образовалась левее современного русла в юго-восточной Ширвани, а пятая правее – в Сальянской степи. В настоящее время формируется шестая дельта Куры севернее предыдущей.

Характерно, что каждое дельтовое образование, если смотреть по течению реки, располагалось со стороны противоположной предыдущему и ближе к морю. (Н.М. – такое сравнительно правильное чередование блужданий реки объясняется тем, что реке приходилось заполнять относительно узкую депрессию по сравнению с шириной Северо-Китайской или Туранской низменностей).

Извилистость реки в нижнем течении: при расстоянии по прямой 250 км, длина по реке – около 470 км.

По свидетельствам ряда древних географов, реки Аракс и Кура то сливались, то впадали в море самостоятельно.

Выдержки из неизвестного автора: в залив им. Кирова впадало более 25 рек. Это было при сравнительно высоком стоянии уровня Каспия, и залив был исключительно богат рыбой. Уловы ценных пород в отдельные годы превышали в 1,5 раза повременные уловы всех вод Азербайджана вместе взятые. При снижении Каспия большинство рек впадавших в залив им. Кирова (Кызыл-Агач), не стало доходить до моря и резко уменьшились рыбные ресурсы.

Кубань

Степные реки к северу от Кубани составляют вместе с ней как бы огромный дельтовый треугольник, расширяющийся до 200 км между р. Джигой и устьем р. Ей. Реки напоминают рукава, оторвавшиеся в верховьях от главной реки.

Южный рукав Кубани неоднократно менял свое направление, впадая то в Черное, то в Азовское море. В период Греческой колонизации он впадал в Черное море. В начале второго тысячелетия он впадал в Азовское море, заполняя наносами Ахтанизовский и Курчанский заливы. В XV-XVI веках южный рукав изменил свое направление и стал впадать снова в Кизил-Ташский залив (Черное море). На голландской карте 1715 г южный рукав впадает в восточный угол Курчанско-Ахтанизовского залива, выходящего в Азовское море и одновременно имевшего соединение с Черным морем широким протоком. На немецкой карте 1749 г южный рукав имел два ответвления, идущие в Азовское и Черное моря. В первой половине прошлого столетия в Черное море стал поступать основной расход воды, но в середине прошлого столетия воды реки снова ушли в Азовское море, а черноморское русло Кубани заполнилось наносами, и в 20-30-е годы окончательно сток по нему прекратился.

Д.Б. Бабич, В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, Ли Цзунсянь, Лю Шугуан,
Фан Дайду, Б. Денг, С. Янг

РЕАКЦИЯ КРУПНЫХ ДЕЛЬТ РОССИИ И КИТАЯ НА ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ*

Под глобальными изменениями природной среды (Global Variations of the Environment) понимаются современные колебания природных процессов под воздействием гелиокосмических и тектонических факторов, человеческой деятельности, приводящие к развитию экстремальных явлений. Участились в различных районах Земли случаи появления мощных тайфунов, катастрофических наводнений. «Парниковый эффект», глобальное потепление и активизация таяния ледников привели к приращению объема Мирового океана и постепенному повышению его уровня (Глобальные изменения..., 2003).

Современная береговая зона большинства окраинных и внутренних морей, в том числе и дельтовые побережья, – это территория с экономически развитыми и густо населенными районами, где резкие изменения окружающей среды обычно превосходят её (береговой зоны) способность адаптироваться к новым условиям. За последнее десятилетие в крупных дельтах стал проявляться довольно ощутимый ущерб от вторжения морских вод, подтопления и эрозии их морского края за счет увеличения высоты высоких приливов и частоты тропических циклонов (Li C.X., 1993; Li K.R. et al., 1993, 1998).

Из 18 наиболее крупных дельт мира, имеющих площадь дельтовой равнины более 10 тыс. км², десять расположены в береговой зоне Азии. При оценке степени уязвимости речных дельт от влияния климатических факторов и человеческой деятельности важным показателем становится плотность населения в устьях рек, где может быть сконцентрировано до 50% всех проживающих в береговой зоне. Степень влияния человеческой деятельности обычно усиливается при взаимодействии с природными факторами (Nicholls, 1995). Составляя незначительную часть (до 9%) общей протяженности побережий Мирового океана, дельтовые берега благодаря своему географическому положению и богатым природным ресурсам играют особую роль среди других природных объектов и имеют важнейшее экологическое и экономическое значение.

Общие условия формирования речных дельт

Основной физической причиной образования дельт в устьях рек является аккумуляция речных наносов, вызванная уменьшением транспортирующей способности речного потока при его втекании в приемный водоем (Михайлов и др., 1986). Главный фактор дельтообразования – величина сто-

* Работа выполнена в рамках проектов РФФИ (№№ 99-05-39093 и 03-05-39026), ГФЕН Китая (№№ 49676288 и 40276018) и программы господдержки ведущих научных школ (проект № НШ-1443.2003.5)

ка наносов, контролирующая объем аллювиального конуса выноса, площадь дельты и интенсивность процессов выдвигания морского края дельты. Деструктивными факторами являются повышение уровня приемного водоема, сильные приливные течения, морское волнение и ветровые нагоны (Коротав, 1991). Фоновый уровень становится одним из главных условий формирования геоморфологического облика устьевых областей рек и направленности их стадийного развития. Так, для океанических побережий и берегов окраинных морей стремительный подъем уровня на 100 м в течение последних 11-12 тыс. лет привел к подтоплению многих устьев рек и превращению их в морские заливы (губы, лиманы, лагуны, эстуарии). Во время относительной стабилизации уровня океана 5-6 тыс. лет назад в вершинах заливов началось отложение речных наносов и образование дельт. Внутриконтинентальные водоемы (Каспий, Арал, Иссык-Куль, Балхаш), в отличие от океанических побережий, характеризовались частой сменой трансгрессивно-регрессивных фаз за сравнительно небольшие временные промежутки (1-2 тыс. лет). Это обусловило многократную миграцию речных дельт по долинным заливам и на шельфе внутренних морей, накоплению сложно стратифицированных дельтовых конусов выноса. Принципиальный механизм формирования и эволюции речных дельт в условиях изменчивости фонового уровня приемного водоема представляется в следующем виде.

При *стабильном уровне* приемного водоема на открытом побережье формируется дельта выдвигания (рис. 1-I). Размеры и форма дельтового конуса, площадь и геоморфология субаэральной части дельты, скорость и способы устьевого удлинения определяются уклонами подводного склона, величиной стока речных наносов и активностью морских факторов. Во время *трансгрессивного периода* естественным итогом развития морского побережья в низовьях рек является образование устьевых областей типа долинного залива или устьевой лагуны и формирование дельт выполнения (рис. 1-II). В этих условиях осуществляется коренная перестройка гидрографической сети, разрушение, перемещение и частичное захоронение дельтовых тел прибрежно-морскими отложениями. Устойчивое формирование дельт выполнения в долинных заливах, лиманах, устьевых лагунах происходит, очевидно, в периоды относительной стабилизации уровня океана. Размеры долинных заливов определяются величиной продольных уклонов свободной поверхности в низовьях рек. *Регрессивный* характер развития морских побережий, как правило, связан с различными стадиями формирования дельт выдвигания. Особенности рельефа подводного склона, например, появление на пути выдвигающейся дельты подводной реликтовой долины, могут привести к формированию на определенной стадии снижения уровня моря дельты выполнения (рис. 1-III).

Геологический и геоморфологический контроль процесса формирования основных морфогенетических типов устьевых областей, проявляясь в уклонах подводного склона, изрезанности береговой линии, местных особенностях колебания уровня приемного водоема, определяет региональную специфику процессов дельтообразования. Структурно-геологические и гео-

морфологические условия в устьевых областях рек и на шельфе окраинных морей могут контролировать размеры долинного залива и влиять на продолжительность стадий дельтообразования, определять формы и объемы дельтовых накоплений, но не в состоянии изменить общие закономерности развития эстуарно-дельтовой системы, связанные с характером колебаний уровня Мирового океана. Гидрологический контроль формирования речных дельт, осуществляемый через изменчивость речного стока и активность морских факторов, проявляется, главным образом, в историческом интервале времени, определяя интенсивность процессов современного дельтообразования. Скорость и способы устьевого удлинения, динамика гидрографической сети и морского края дельты зависят от величины стока наносов и гидродинамики устьевого взморья.

На основе изучения устьев многих крупных рек Мира установлено, что наиболее распространенным морфодинамическим типом эстуарно-дельтовых систем на побережьях океана и окраинных морей являются *дельты выполнения долинных заливов* (эстуариев, риас, лиманов) и *дельты выполнения устьевых лагун* (Коротаев, 1991). Это – результат как колебаний уровня океана на позднеголоценовом отрезке послеледниковой трансгрессии, когда он мог неоднократно превышать современный на 1-3 м (Каплин, Селиванов, 1999), а также результат того, что большинство речных долин унаследованно закладывалось по депрессионным структурным зонам в течение всего плейстоцена. На побережьях внутриконтинентальных морей и крупных озер преобладающим типом современных речных дельт являются *дельты выдвигения*.

Влияние изменчивости речного стока

Дельтовые побережья России и Китая расположены в пределах тропической, умеренной и бореальной климатических зон, ландшафтные особенности которых оказывают сильное влияние на формирование стока воды и наносов и процессы дельтообразования. Наиболее ярко это проявляется в бассейнах рек азиатской части океанического побережья (реки Инд, Ганг-Брахмапутра, Ирравади, Меконг, Янцзы, Хуанхэ), транспортирующих в береговую зону Тихого и Индийского океанов громадное количество взвешенных наносов (суммарно около 4500 млн т) (Лю Шугуан, Чалов и др., 2001). Осадки речного происхождения покрывают здесь около 70% поверхности морского дна, из которых почти 50% поставляется реками, берущими начало на Тибетском плато, и 22% – реками из юго-западной части тихоокеанских островов (Milliman, Meade, 1983). Однако осадки, транспортируемые реками, распределяются неравномерно вдоль береговой линии, концентрируясь в зонах тектонического опускания. На пример, береговая зона погружающихся районов Китая обеспечена речными наносами более чем на 90%. Здесь среднее количество осадков речного происхождения, поступающих ежегодно на каждый километр береговой линии, в 10 раз больше, чем в поднимающихся районах (Li С.Х., 1993).

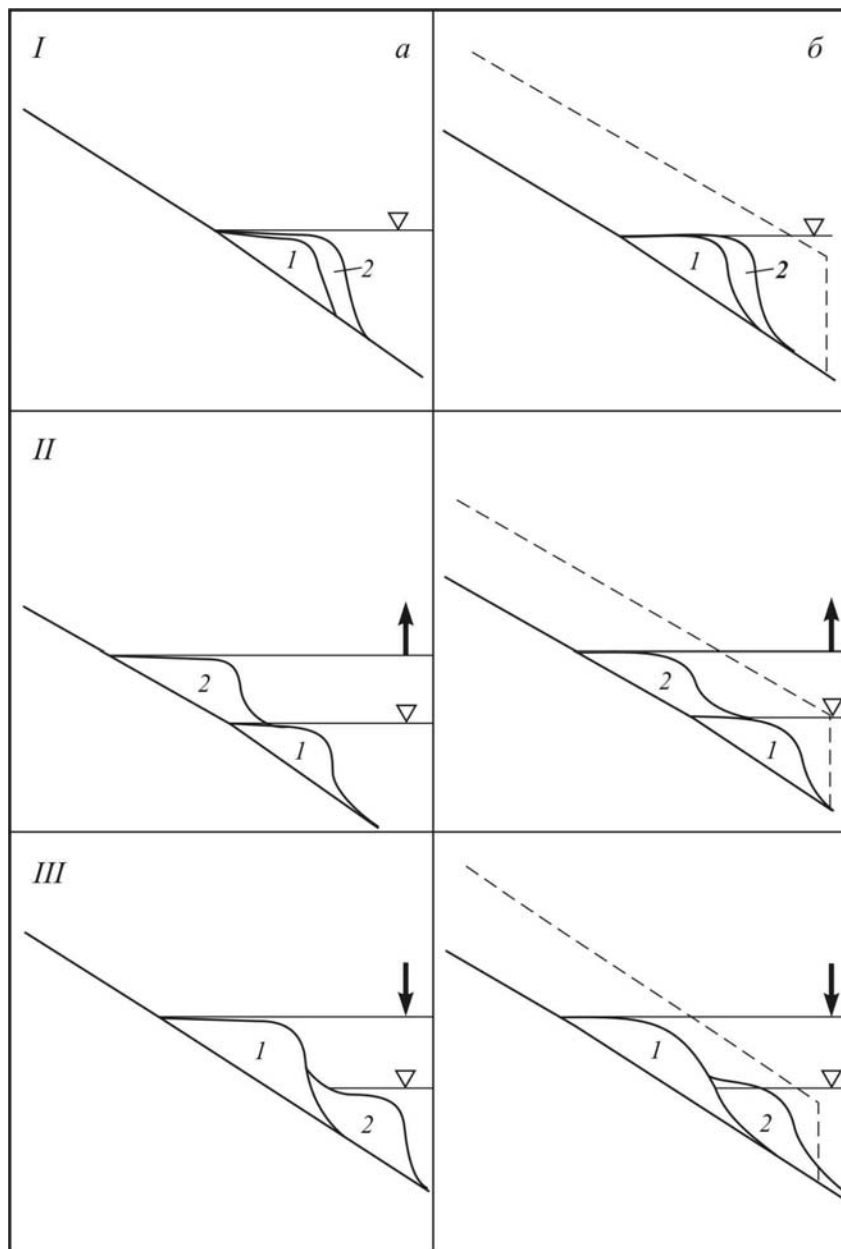


Рис. 1. Схема эволюции речной дельты при изменениях фонового уровня моря. I – стабилен, II – поднимается, III – опускается; а – дельты выдвигения, б – дельты выполнения; 1,2 – последовательные стадии образования дельтового конуса. Стрелкой обозначено направление движения уровня моря

Обилие осадков речного происхождения и неравномерность их распределения вдоль береговой линии приводит к образованию гигантских дельт в Азии. Большая часть речных осадков, поступающая в большие дельты, идет на общее выдвигание дельт и образование толщи аллювиально-дельтовых отложений мощностью до сотен метров. Современный тренд азиатских дельт к выдвиганию в море составляет в среднем от 10 до 100 м/год, а в наиболее активных рукавах (например, в дельте р. Хуанхэ) – до 1000 м/год (Huang, 1999; Chen, 1998; Zeng, 1996). Средняя скорость прироста некоторых дельт достигает 50 км² ежегодно. За период 1884-1984 гг. средняя скорость прироста дельты р. Хуанхэ составила 20 км². Дельтовые равнины рек Янцзы и Жемчужной сохраняют свои размеры в течение нескольких десятилетий.

В дельтах рек арктического побережья России, где среднегодовой сток наносов на верхней границе устьевой области колеблется от 3 до 20 млн. т, процессы активного дельтообразования намного скромнее: скорость прироста морского края дельт не превышает 0,02 км², а линейная скорость выдвигания приустьевых кос в зоне втекания магистральных рукавов составляет не более 10-30 м/год. На акватории устьевых взморьев рек севера Сибири за последние 100 лет не отмечено появление новых дельтовых островов (Нижняя Яна:..., 1998; Бабич, Коротаев и др., 2001). Морской склон большинства устьевых баров на протяжении последних 60 лет находится практически в стабильном состоянии, несколько выдвигаясь в море или отступая в сторону берега в зависимости от изменчивости речного стока (рис. 2).

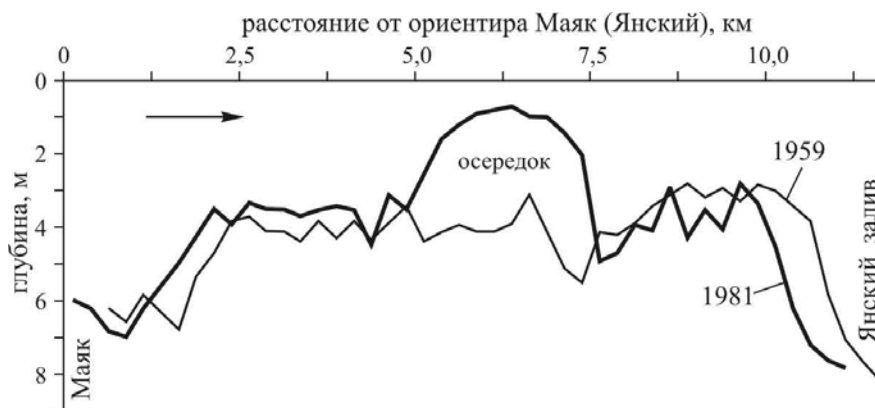


Рис. 2. Динамика продольного профиля дна русловой ложбины устьевых баров протоки Главное Русло р. Яны после прохождения катастрофического паводка 1996 г.

Регулирование речного стока водохранилищами или переброска части стока в другие бассейны приводит к изменению процессов дельтообразования. Так, создание крупных водохранилищ в верхней части бассейна

р. Енисей уменьшило величину годового стока наносов реки с 14, 0 до 4, 1 млн т (г.п. Игарка), что при значительном водном стоке (около 600 км³ в вершине дельты) увеличило транспортирующую способность некоторых дельтовых водотоков и замедлило процессы накопления речных наносов в пределах наземной дельты (Бабич, Богомолов и др., 1983). В устьевой области р. Волги после сооружения каскада Волжско-Камских водохранилищ сток взвешенных наносов сократился с 13,6 (1950-1955 гг.) до 4,5 млн т (1971-1977 гг.). Создавшийся дефицит наносов на фоне длительного периода снижения уровня Каспийского моря и интенсивное дноуглубление магистральных дельтовых рукавов привели к развитию процессов размыва русла и преобладанию транзитной составляющей в перемещении наносов в дельте Волги. Со временем сток наносов в нижних бьефах водохранилищ частично восстанавливается, что приводит к активизации процессов дельтообразования (Устьевая область Волги:..., 1998).

В тоже время уменьшение стока наносов до 10-30% на реках Янцзы, Хуанхэ и Луанхэ пока не отразилось на темпах прироста их дельт вследствие его огромной величины. Более значительный эффект приносит процесс перераспределения стока между дельтовыми рукавами, приводящий к активизации одних и отмиранию других водотоков. Отмершие части речных дельт (например, в провинции Янгсу, когда р. Хуанхэ перестала втекать в Бохайский залив) начинают подвергаться активной эрозии со скоростью до 1000 м в год (Chen, 1987). Аналогичные явления были отмечены в дельтах рек Терека, Сулака и Куры, впадающих в Каспийское море на приглубом взморье, где речной сток искусственно направлялся по другим руслам, что приводило к размыву и уничтожению «старых» дельт и быстрому накоплению и выдвиганию «нового» дельтового конуса выноса (Гидрология устьев..., 1993).

Влияние относительного повышения уровня моря

Крупные азиатские дельты расположены главным образом в тектонически опускающихся районах. Региональное относительное поднятие уровня моря складывается здесь из глобального постепенного подъема уровня, тектонического опускания территории дельты и проседания грунта, причем последние могут быть более важными, чем одно глобальное поднятие уровня океана. Так, в окрестностях г. Шанхая скорость относительного подъема уровня моря составляет в среднем 2,5-110 мм/год. Скорости проседания увеличились здесь в 1921-1961 гг с 24 до 110 мм/год (максимум 287 мм/год в 1957-1961 гг), а затем резко уменьшились в 1961-1992 гг до 2,5 мм/год. После 1992 г скорость опускания территории опять увеличилась до 10 мм/год (максимум до 15 мм/год) за счет откачки и изъятия вод (Chen, 1998). За период 1921-1965 гг относительный подъем уровня моря (или общее опускание земной поверхности) составил 1,76 м, при этом скорость эвстатического подъема уровня была не более 9-11 см (0,5-0,6% от величины общего погружения земной поверхности), несмотря на то, что подъем уровня моря ускорился в 2-4 раза. Подобная ситуация складывается в на-

стоящее время в городах Шанхае, Ваксу, Сушоу, Тайджене и других индустриальных центрах, расположенных в дельтах Янцзы и Хуанхэ (Milliman, 1992; Walker, Grabau, 1999).

Относительный подъем уровня моря – очень важный элемент в общей уязвимости крупных азиатских дельт. Он приводит к возникновению ряда экологических проблем – проникновению соленых вод, речным наводнениям, трудностям с осушением дельтовых равнин, засолению сельскохозяйственных земель, затруднениям со сбросом сточных вод в море, уменьшением эффективности действия защитных береговых сооружений, заилению главных портовых сооружений и увеличению нагонных наводнений. Объединение различных негативных факторов и процессов в китайских дельтах, приводит к катастрофическим последствиям.

Таковы, например, высокие штормовые нагоны, связанные с тропическими циклонами (тайфунами) сопровождающиеся сильными дождями и высокими весенними приливами в многогодные фазы режима, как это случилось в 1997 г во время тайфуна №9711. Экологические негативные социально-экономические последствия в дельтах будут прогрессивно обостряться благодаря большой плотности населения. К числу естественных факторов этого относятся штормовые нагоны во время тайфунов, возникающих в так называемых «тепловых» зонах. Именно этими тепловыми зонами с изотермой $+28^{\circ}$, которые локализованы в экваториальной части Тихого и восточной части Индийского океанов, определяется облик тропической Азии. Это крупнейшие по территории источники тепла с наиболее сильной в мире атмосферной конвективной деятельностью. Тепло и испарение воды из тепловых зон выделяется в атмосферу и приводит её в движение, определяя изменение климата и опасные явления в глобальном масштабе. Тепловые зоны отражают восприимчивость к эффекту Эль-Ниньо и служат причиной возникновения тропических циклонов (тайфунов) и течения Куросива вдоль азиатской береговой зоны. По данным наблюдений за период 1949-1990 гг тепловые зоны меняют периодически свое пространственное положение и площади территорий: во время Эль-Ниньо они расширяются, их центр и восточная граница сдвигаются в восточном направлении, а температура поверхности моря понижается. В течение полугода после Эль-Ниньо территория тепловых зон уменьшается со сдвигом центра в западном направлении, а температура поверхностных вод моря медленно повышается (Li K.R. et.al., 1993, 1998).

Тропические циклоны образуются при условии, что температура поверхности моря составляет не менее 26° . Частота тропических циклонов коррелируется с изменением температуры поверхности моря (ТПМ). Глобальное потепление повышает постепенно ТПМ, тем самым увеличивая частоту тропических циклонов в западной части Тихого океана (Milliman, 1992). Поскольку Азия примыкает к тепловым зонам западной экваториальной части Тихого и Индийского океанов, тропические циклоны в соединении со штормовыми нагонами сильно влияют на береговую зону тропической и умеренной Азии. Тропические циклоны, включающие умеренные

наземные циклоны в юго-восточной и северо-восточной Азии, составляют 36% от общего числа циклонов в мире. В 1949-1988 гг 34% тропических наземных циклонов в Азии атаковали береговую зону Китая, 26% – Филиппин, 18% – Вьетнама, 16% – Японии, 5% – Кореи и 1% – Дальнего Востока России. Береговая зона Китая пострадала от 390 штормовых нагонов в течение 1949-1986 гг (максимальный нагон составил 5,94 м), причинивших значительный экономический ущерб и повлекших за собой человеческие жертвы.

В российских дельтах наиболее значительные последствия от наводнений и штормовых нагонов ощущаются в южных дельтах (реки Волга, Кубань, Дон, Терек), расположенных в районах традиционного интенсивного сельскохозяйственного и промышленного освоения. Распашка поймы, обвалование русел дельтовых рукавов, сооружение гидроузлов и вододелителей привели здесь к коренной перестройке естественного распределения стока воды и наносов и искусственному регулированию обводненности территории дельт. Так, например, в устье р. Кубани, где до 42% стока взвешенных наносов аккумулируется в дельте, а эвстатическое поднятие уровня Азовского моря составляет 1,5 мм/год, 64% морского края дельты Кубани подвержено размыву (Михайлов, Магрицкий и др., 2002). Сокращение гидрометеорологической сети за последнее десятилетие, отсутствие регулярных наблюдений за режимом уровней рек бассейна р. Кубани, несоблюдение правил эксплуатации гидротехнических сооружений привели к значительным разрушениям хозяйственных объектов и жилых построек во время катастрофических наводнений 2002 г. В низовье Кубани затопленным оказался г. Темрюк вследствие ледяных заторов в русле магистрального рукава Кубань и экстремального сброса воды из Краснодарского водохранилища.

Классическим примером влияния изменчивости положения уровня приемного водоема на динамику морского края дельты и структуру ее гидрографической сети является история устьевой области Волги (Алексеевский и др., 1998; Нижняя Волга:..., 2002). В периоды резкого падения уровня моря (например, с 1929 по 1977 гг на 3,2 м) перераспределение стока в крупные рукава приводило к отмиранию боковых рукавов и неравномерному выдвигению морского края дельты (восточная часть – на 0,2 км, центральная – 0,2 км, восточная – на 0,3 км. За период 1935-1991 гг устьевое удлинение составило у рукавов Бахтемир – 17,2 км, Камызяк – 14, 2 км, Б. Болда – 11,2 км, Бузан – 8,8 км, Кигач – 20,9 км. В тоже время недавний подъем уровня Каспия на 2,4 м 1977-1995 гг) практически не повлиял на положение морского края дельты Волги и не изменил общего тренда эрозионно-аккумулятивных процессов в дельтовых рукавах. Объяснение этому феномену находят в формировании на устьевом взморье Волги обширной отмелой «буферной» зоны, которая привела к нарушению гидравлической связи между дельтовыми водотоками и приемным водоемом. В условиях приглубого взморья (устья рек Терека, Сулака, Куры) подъем уровня моря способствовал соответственному повышению отметок дна русел и уровней воды на устьевых участках дельтовых рукавов (Гидрология устьев..., 1993).

В устье р. Сулака за период 1978-1991 гг морские воды затопили большую часть «старой» дельты, сократив ее площадь на 21 км². Площадь «новой» дельты уменьшилась на 3 км², а береговая линия отступила на 700 м (Кравцова и др., 2000).

Проникновение морских вод в реки

Одним из негативных проявлений высоких штормовых нагонов и приливов в морских устьях рек является формирование зоны смешения пресных речных и осолоненных морских вод (Михайлов, 1998). Однако данных фактических наблюдений за этим процессом очень мало. Установлено, что в зоне смешения мутных речных вод с незначительной минерализацией и прозрачных, солоноватых морских вод возникают значительные вертикальные и горизонтальные градиенты физико-химических характеристик, вызывая негативные экологические последствия.

В большинстве случаев проникновение осолоненных вод в устья рек происходит в форме клина соленых вод, распространяющегося у дна, при уменьшении речного стока в межень или при временном повышении уровня приемного водоема. Во многих устьях рек в естественных условиях морская вода в дельтовые рукава практически не проникает из-за наличия мелководных устьевых баров. Однако после проведения дноуглубительных работ на акватории устьевых баров и создания судоходных каналов появляются условия для проникновения морских вод на устьевые участки рек при пониженном речном стоке. Так произошло в устьях Даугавы, Северной Двины, Дуная, Дона, Яны, Индигирки, Миссисипи и других рек. Наибольшая дальность проникновения осолоненных вод колеблется для неприливно-ных устьев рек от 5-7 (Печора) до 40-45 км (Северная Двина, Яна) и для приливных устьев на океанических побережьях от 40 (Меконг) до 240-300 км (Сенегал, Миссисипи). Дальнейшему продвижению соленых вод по руслам рек препятствуют перекаты в дельтовых рукавах. Специальные гидрохимические исследования позволили установить, что в большинстве случаев проникновение морских вод в дельты Яны и Индигирки происходит по типу «клина» осолоненных вод. Длина такого клина колеблется от 3,6 до 25 км (от гребня бара). С уменьшением расходов воды длина клина увеличивается. Найдена зависимость между длиной клина и расходом воды: $L = 2310 Q^{-0,72}$ (Бабич, 1999).

Появление соленой воды в реках нередко губительно сказывается на пресноводной фауне, вызывает засоление почв. Проникновение морских вод в реки крайне неблагоприятно влияет на их использование в народном хозяйстве, затрудняя или делая невозможным забор воды на орошение, промышленное и бытовое водоснабжение. Например, в район порта Нижнеянк (42 км от гребня бара) солоноватые воды проникают ежегодно с ноября по апрель. Коммунальные службы вынуждены использовать сильно осолоненную воду, непригодную для питья и приводящую к частым авариям на теплосетях. Немалый ущерб засоление наносит и природным устьевым экосистемам. Катастрофический нагон осенью 1986 г в дельте Яны привел к

затоплению тундры, уничтожению растительности и засолению озер, где прежде пресная вода стала содержать 3,5 грамма солей на 1 литр.

Продолжающееся глобальное потепление климата и медленный подъем уровня Мирового океана приведет к дальнейшему замедлению процессов современного дельтообразования, увеличению дальности проникновения морских вод в устья рек, подтоплению приморской зоны на расстояние 15-30 км, активизации процессов абразии и разрушению дельтовых берегов. В этих условиях важнейшей задачей становится оценка реальной уязвимости береговой зоны дельт от действия естественных климатических и антропогенных факторов. Освоение прибрежных территорий связано с определенным риском, который может быть сведен к минимальному ущербу за счет научно обоснованной системы защитных сооружений и рациональной социально-экономической политики прибрежных государств, которую в последние годы наглядно демонстрируют азиатские страны, в том числе Китай.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И., Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Динамика морского края дельты Волги и русловой режим ее дельтовых водотоков при колебаниях уровня Каспия // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.11. М.: изд-во МГУ, 1998..

Бабич Д.Б. Гидрохимическая характеристика зоны проникновения морских вод в дельту р. Яны // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1999. №5.

Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М., Коротаев В.Н., Лодина Р.В., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Современные процессы дельтообразования и этапы формирования дельты Енисея // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.9. М.: изд-во МГУ, 1983.

Бабич Д.Б., Коротаев В.Н., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы. М.: ГЕОС. 2001.

Гидрология устьев рек Терека и Сулака (под ред. А.Н. Косарева и В.Н. Михайлова). М.: Наука. 1993.

Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир. 2000.

Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС. 1999.

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: изд-во МГУ. 1991.

Кравцова В.И., Лурье И.К., Илюхина Ю.А. Динамика дельты р. Сулак в условиях подъема уровня Каспия по аэрокосмическим данным (1978-1997) // Вестник МГУ. Сер.5. География. 2000. №5.

Лю Шугуан, Чалов Р.С., Дин Дзянь, Иванов В.В., Коротаев В.Н., Ли Цзунсянь, Ян Хунлинь, Ян Шоуе Региональные изменения стока взвешенных наносов азиатских рек в устьях // Вестник МГУ. Сер.5. География. 2001. №3.

Михайлов В.Н. Гидрологические закономерности проникновения морских вод в реки // Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях. М.: Наука. 1989.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты (гидролого-морфологические процессы). Л.: Гидрометеиздат. 1986.

Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А., Долженко Н.П. Современные гидролого-морфологические процессы в устьевой области Кубани // Семнадцатое пленарное межвузовское коорд. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Краснодар: Кубанский гос. аграрный ун-т. 2002.

Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика (под ред. Г.И. Рычагова и В.Н. Коротаева). М.: ГЕОС. 2002.

Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы (под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Р.С. Чалова). М.: ГЕОС. 1998.

Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. М.: ГЕОС. 1998.

Chen X. Yangtze River Delta // J. of Coastal Research. 1998. 14(3).

Chen G.D. Geological framework and evolution of the Yellow River Delta // Marine Geology and Quaternary Geology. 1987. 7.

Huang Z.G. Sea Level Changes in Guangdong and its impacts and strategies. Guangdong Science and Technology Press. Guangzhou. 1999.

Nicholls R.J. Coastal Megacities and climate change. // GeoJournal. 1995. 37(3).

Li C.X. Impact of relative sea level rise on the coastal lowland of China // Advance of Earth Sciences. 1993. 8 (6).

Li K.R., Zhou C.P. Oceanic warm pool and its impact on the climate change // Sea level change and coastal erosion. Nanjing University Press. Nanjiang. 1993.

Li K.R., Zhou C.P., Sha W.Y. Basic features of the warm pool in the western Pacific and its impact on climate // Acta Geographica Sinica. 1998. 53 (6).

Milliman J.D., Meade R.H. World-wide delivery river sediment to the oceans // J. of Geology, 1983. 91.

Milliman J.D. Management of the coastal zone: impact of shore activities on the coastal environment // Use and misuse of the seafloor. John Wiley&Sons Ltd. New York. 1992.

Zeng Q.Y. River-borne sediment in the coastal zones of Yellow River Delta. China Ocean Press. Beijing. 1996.

Научное издание
Эрозия почв и русловые процессы
Выпуск 14

Ответственный за выпуск – *С.Н.Ковалев*
Подготовка оригинал-макета – *С.Н.Ковалев*
Графические иллюстрации выполнены – *Н.В.Анисимовой*,

ЛР №021098 от 28.02.97
Подписано в печать . . . 2003 Формат 60х90/16
Офсетная печать. Усл. печ. л. – 12,6 Тираж 300 экз.
Заказ №

Типография ордена "Знак Почета" Издательства МГУ 119899, Москва.
Воробьевы горы