

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

Географический факультет

Научно-исследовательская лаборатория
эрозии почв и русловых процессов

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 11

ЮБИЛЕЙНЫЙ ВЫПУСК

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Москва
1998

УДК 6.31.4: 55.3

Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. Научный редактор
Р.С. Чалов. -М., изд-во Моск. ун-та. 1997.-с. , илл.

ISBN 5-211-03898-3

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ. Статьи сборника охватывают весь спектр научных исследований, выполняемых лабораторией, 30-летию которой и 90-летию со дня рождения основателя лаборатории Н.И. Маккавеева посвящен выпуск.

Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, а также специалистов в области геоэкологии и охраны природы, гидротехники, мелиорации.

*Нечатается по решению
Межвузовского научно-координационного совета по проблеме
эрзационных, русловых и устьевый процессов
при МГУ*

Р е ц е н з е н т ы :
*доктор географических наук, профессор Г.В. Бастраков
кандидат технических наук Ю.М. Натальчук*

- 97-заказное

© Коллектив авторов, 1997

*К 30-летию Научно-исследовательской
лаборатории эрозии почв и русловых про-
цессов им. Н.И. Маккавеева МГУ и 90-
летию со дня рождения ее основателя
доктора географических наук, профессора
Николая Ивановича Маккавеева*

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Предисловие</u>	4
<u>Литвин Л.Ф.</u> О классификации водной эрозии почв	7
<u>Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Краснов С.Ф.,</u> <u>Лю Б.Ю., Неаринг М.А.</u> Теоретико-эмпирическое уравнение фактора рельефа для статистической модели водной (дождевой) эрозии	25
<u>Г.А. Ларионов, В.Ф. Неров, М.В. Топунов</u> Пульсационная форма движения водных потоков и ее математическое моделирование	43
<u>Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Иванова Н.Н., Кирюхина З.Н., Краснов С.Ф.</u> Стационарные исследования эрозии почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье	53
<u>Падукевич З.В.</u> Защита сельскохозяйственных земель от эрозии и служба охраны почв	73
<u>Белонерковский М.Ю.</u> Допустимый смысл как индикатор эрозионной устойчивости склоновых земель	81
<u>Голосов В.Н.</u> Аккумуляция в батках Русской Равнины	89
<u>Веретеникова М.В., Зорина Е.Ф., Кованев С.Н., Любимов Б.Н., Никольская И.И., Прохорова С.Д.</u> Современная пораженность овражной эрозией земель сельскохозяйственного фонда и прогноз возможного ее развития	103
<u>Сидорчук А.Ю.</u> Эрозия в Австралии	113
<u>Дубис Л.Ф., Ковалчук И.Н.</u> Анализ структуры речных систем горной части Закарпатья и оценка ее изменений за период 1939-1992 гг.	137
<u>Виноградова О.В., Виноградова Н.Н., Маоре Л.В., Хмельева Н.В.</u> Некоторые особенности формирования и транспорта напосов на горных и полугорных реках	149
<u>Кжемень К., Хелмицкий В.</u> Применение числовой таксономии к типологии речных русел (на примере реки Фепи, горы Кэрнгорм, Шотландия)	161
<u>Зайдев А.Д., Кирик О.М., Лодина Р.В., Панин А.В., Чалов Р.С.</u> Гидроморфологические характеристики и регулирование русла нижнего Витима в связи с его транспортом и использованием	173
<u>Беркович К.М., Рудева С.Н., Сурков В.В., Чалов Р.С.</u> Антропогенные переформирования русла реки Томи	197
<u>Н.И. Маккавеев</u> Выправление русел для различных целей народного хозяйства	203
<u>В.К. Калюжный</u> Особенности речевого режима зоны выклинивания подпора Камского водохранилища	223
<u>Алексеевский Н.И., Коротаев В.Н., Михайлов В.Н.</u> Динамика морского края дельты Волги и речевого режим ее дельтовых водотоков при колебаниях уровня Каспия	233
<u>Джаошвили Ш.В., Михайлова М.В.</u> Сток наносов и формирование дельты р. Риопи	245

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый читателю 11-й (юбилейный) выпуск сборника "Эрозия почв и русловые процессы"-очередной в серии, издаваемой с 1970 г. по инициативе профессора Н.И. Маккавеева как труды по межфакультетской (МГУ) проблемной тематике. С прекращением деятельности соответствующей координационной комиссии этот сборник стал выходить в виде трудов научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов – головного научного подразделения в этой комиссии.

Сборник выпускается в канун 30-летия лаборатории и 90-летия со дня рождения ее основателя и научного руководителя (1969-1983 гг.) заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора географических наук, профессора Николая Ивановича Маккавеева. Созданная им в начале 1969 г. в Московском университете лаборатория (постановление тогдашнего Государственного Комитета по науке и технике СССР было подписано 2 января 1969 г.) по существу организационно оформило объединение в едином научном коллективе на географическом факультете нескольких групп в основном тогда еще молодых научных сотрудников-учеников Н.И. Маккавеева, разрабатывающих под его руководством отдельные проблемы учения об эрозионно-аккумулятивных процессах, и примыкающую к ним методологически группу Б.Ф.Косова – крупного специалиста по овражной эрозии. За 30 лет своей деятельности, из которых лишь 15 ее возглавлял сам Н.И. Маккавеев, лаборатория превратилась в известный не только в России и республиках бывшего СССР, но и далеко за их пределами научно-исследований. Десятки книг-монографий и сборников статей, сотни публикаций в научных журналах и других изданиях, семь всесоюзных научных конференций, пять докторов наук и около 30 кандидатов наук, ведущая роль в Межвузовском научно-координационном совете по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов и отделении русловедения и восстановления

ния рек Академии водохозяйственных наук, пять научных премий им. Д.Н.Анучина, а в последние годы – ежегодное получение не менее пяти грантов Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и, наконец, официальное признание в качестве ведущей научной школы на соответствующем общероссийском конкурсе – таков, может быть в формальных показателях, итог на сегодняшний день работы лаборатории.

Здесь нет необходимости говорить о научных заслугах профессора Н.И. Маккавеева. Они общизвестны. Но главное – вслед за этим сборником должен выйти из печати подготовленный лабораторией сборник научных трудов (статей) Н.И. Маккавеева, разбросанных по разным изданиям, выходившим из печати, начиная с 1948 г., и часто малодоступных для большинства научных работников. В этом же сборнике будет помещена и специальная статья, в которой делается попытка сформулировать основные направления и итоги научного творчества Н.И. Маккавеева.

Настоящий сборник содержит результаты научно-исследовательских работ лаборатории за последние годы. Структура его традиционна: первые статьи посвящены вопросам эрозии почв, затем – овражной эрозии и русловым процессам, завершающие – устьям рек. Большинство из них носит региональный характер, отражая основное географическое направление исследований лаборатории: в них анализируются эрозионно-аккумулятивные процессы на конкретных реках или в их устьях, эрозия почв и оврагообразование в пределах крупных регионов и даже материков (Австралия). На этом фоне особо выделяются работы Л.Ф. Литвина "О классификации водной эрозии почв" и Г.А. Ларионова с соавторами (в их числе учёные из США), в которой даётся теоретическое обоснование уравнения фактора рельефа в моделях дождевой эрозии почв. В ряде статей отчетливо проявляются экологические аспекты, которые в последнее десятилетие занимают все большее место в трудах эрозионистов и русловиков.

Среди авторов некоторых статей – учёные кафедр гидрологии суши и геоморфологии и палеогеографии, являющиеся прямыми учениками

Н.И. Маккавесева, представителями созданной им научной школы или методологически к ней примыкающие и работающие вместе с сотрудниками лаборатории в рамках совместных научных тем. Сохранение лабораторией связей с друзьями, коллегами и последователями маккавесевской школы в бывших республиках СССР отражено в статьях Ш.В. Джоашвили из Грузии и И.П. Ковальчука из Львова (закончившего свое время докторантуру при лаборатории и успешно защитившего в МГУ докторскую диссертацию).

Особо следует отметить публикацию ранее не увидевшей свет работы Н.И. Маккавесева "Выправление русел рек для различных целей народного хозяйства". Помещая ее в сборнике, лаборатория тем самым отдает дань уважения и памяти о своем учителе и руководителе.

Профессор Р.С. Чалов

В содержание

Л.Ф.Литвин

О КЛАССИФИКАЦИИ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ

Существующие подходы к классификации

Разработка классификации эрозии почв (ЭП), понятийного аппарата и терминологии эрозиоведения приобретает особую актуальность по мере усиления влияния почвенно-эрзационных процессов на экологию, загрязнение окружающей среды и необходимостью в связи с этим создания количественных моделей, отражающих не только сам смыв почвы, но и перемещение наносов. При этом в понятие ЭП нередко включали не только различные водно-эрзационные, но и многие другие почворазрушающие процессы, связанные с изменениями водного режима почвогрунтов на склонах (солифлюкционю, опливание, суффозию). В настоящее время наиболее распространено определение водной ЭП как процессов разрушения верхних, наиболее плодородных горизонтов почв и подстилающих пород талыми и дождевыми водами (Толковый словарь ... 1975; Киркби, 1984), что также слишком общо и не позволяет провести необходимое разграничение процессов.

Более точно можно определить процессы эрозии почв как процессы разрушения почв, транспорта и аккумуляции частиц почвы и почвоподобных грунтов поверхностными склоновыми пластово-струйчатыми микрорусловыми потоками и ударами дождевых канель.

Во многих классификациях водной эрозии рассматривались как категории эрозии почв, так и процессы оврагообразования (Арманд, 1950; Заславский, 1979; Лидов, 1981), что объясняется принципиальным подобием тех и других процессов, единим объектом воздействия и практическими доводами. Н.И.Маккавеев (1955) разделил систему водных потоков суши на три звена: склоновые нерусловые, временные русловые (овражно-балочная сеть) и нижнее звено – реки. Позднее Г.И. Швебс (1981) отдал предпочтение двучленному делению водной эрозии на поверхностно-склоновую и овражно-русовую. По мере углубления исследований выяснилось, что большинство признаков, относимых ранее к специфическим "овражным" (русовой сток, постоянство планового положения, отличие продольного профиля от профиля склона и др.), оказались либо общими, либо не исключительно овражными. В частности обнаружилось, что даже регрессивное перемещение вертикальных уступов в русле широко развито в склоновых микроруслах при самых различных видах поверхности стока (Лидов, 1981; Литвин, 1981). Не могут служить самодостаточным разграничитель-

ным признаком и морфометрические параметры, поскольку огромные овраги часто начинаются с промоин, которые созданы склоновыми потоками. Гидравлическая и эрозионная специфика "нерусового" звена сети также отражается в переходной области.

Таким образом, разграничить овражные формы и процессы от поверхностно-склоновых (само по себе почвенно-эрзационных) на основании только гидрологического-эрзационных признаков представляется затруднительным. Вероятно, следует исходить из того, что процессы оврагообразования полигенетичны, хотя и с преобладанием, особенно на первых этапах функционирования, эрозионной составляющей. Важными определяющими признаками оврагообразования, помимо общепринятых эрозионных, могут служить: а) существенность или преобладание склоновых нефлювиальных процессов в образовании самой формы рельефа; б) формирование основной части стока наносов в пределах самой формы, а не на водосборе; в) возникновение новых ландшафтных фаций за счет изменений гидрогеологических и физико-географических условий. Только развитием склоновых процессов можно объяснить, например, экспозиционную асимметричность поперечно-го профиля крупных промоин (Бутаков и др.; 1996). С учетом "неэрзационных" признаков граничным для поверхностно-склоновой эрозии может быть принято углубление русла водородины за пределы почвенного профиля. Следует заметить, что главный ущерб оврагообразование наносит земле как пространственному ресурсу, а не почвам, так что ее обоснование необходимо и для практики.

Известные классификации эрозии почв можно дифференцировать по главным принципам на три группы: морфогенетические, гидромеханические и ландшафтно-генетические. В первом случае основанием служит принцип соответствия морфологии и морфометрии форм рельефа и почв особенностям механизма эрозионных процессов (Гавриленко, 1976; Заславский, 1979). Классификация Г.И. Швебса (1981) основана уже непосредственно на делении эрозионных процессов по специфике гидромеханического воздействия потока на почву и гидравлическим особенностям склоновых потоков. Среди "поверхностно-склоновых" процессов, то есть собственно процессов эрозии почв, им выделяются три вида: эрозия разбрзгивания, поверхностиая и струйчатая, причем два последних делятся на поверхностино-мелкоструйчатый смыв, ливневый поверхностиный смыв, струйчатый размык и ливневый струйчатый размык.

В большинстве классификаций эрозия рассматривалась в качестве единого процесса, и при этом оставлялось за скобками, а иногда и прямо, отрицалось влияние природно-антропогенных условий на качественном уровне. В.П. Лидов (1981) утверждает, что "дробное подразделение эрозионных явлений (на антропогенные, естественные, сельскохозяйственные и дорожную эрозию и т.д.) не вносит ясности в вопросы механизма этих процессов и мер борьбы с ними". Аналогично мнение выдвигал и М.Н. Заславский (1979).

Существует, однако, и противоположная точка зрения. Наиболее последовательно она была сформулирована и обоснована Д.Л. Армандом (1950), который положил ее в основу общей ландшафтно-генетической классификации водной эрозии. Признавая единство физических законов развития эрозионных процессов и форм рельефа, он подчеркивал, что в зависимости от технологии использования земель "они имеют в ряде случаев свои особенности: располагаются на разных элементах рельефа, вырабатывают различный профиль, образуют сеть той или иной конфигурации" (с. 8). По специфики влияния технологий использований земель им выделены семь видов эрозии: земледельческая, пастбищная, вызванная прокладкой дорог, горными работами, строительством, на территории населенных пунктов и вызванная военными действиями. Таким образом, Д.Л. Армандом был фактически обоснован подход к эрозии не только как к физическому, но и как к ландшафтному процессу. К сожалению, и в этой классификации не проводилось четкой грани между овражной эрозией и поверхностной ЭП. Категории выделялись скорее по их соотношению, а не по ландшафтной специфики каждой из них. Не был учтен и генезис склонового стока.

В дальнейшем попытка создания макета общей классификации ЭП на основе участа комплекса факторов-признаков (генетических, пространственных, следственных и т.д.) была предпринята В.Н. Петровым (1980). Методические достоинства этой разработки очевидны, но она не была доведена до создания упорядоченной системы, а главные, антропогенные факторы в макете оказались отграничеными от природных, что неверно по сути.

Ландшафтный подход, достижения ряда частных классификаций и современная база фактов о процессах развития эрозии в различных антропогенных ландшафтах создают возможность разработки общей классификации поверхностной эрозии почв не только как процесса, но и как географического явления.

Общее обоснование классификации

Современная эрозия почв – это природно-антропогенное явление, ядром которого служат процессы поверхностного смыва почв и грунтов на склонах: технологические и социально-экономические аспекты хозяйственного использования земель имеют не меньшее значение для механизмов, динамики, территориального распределения и ландшафтных последствий этих процессов, чем весь комплекс свойств природных факторов. Это положение – констатация частного случая общей закономерности. "Все тела и явления на земной поверхности одновременно охвачены обеими формами движения (природной и социально-экономической), которые взаимообуславливают друг друга в любой точке пространства в любой момент времени" (Солницев, 1981, с.17).

Общий энергетический критерий разделения экзодинамических процессов на природные и антропогенные был предложен С.П. Горшковым

(1982), считающим, что первые осуществляются за счет природных источников энергии, а вторые, в основном, благодаря энергии, освоенной и контролируемой человеком. Разделяя в целом это положение, необходимо отметить, что определяющими могут быть и "пороговые" преобразования факторов, то есть такие изменения, иногда количественно и качественно незначительные, после которых наблюдается качественный скачок в функционировании процесса. По этим основаниям ЭП может быть разделена на природную, природно-антропогенную и антропогенную. Внутреннее деление по качественным изменениям процессов и условий присуще всем трем категориям, но наиболее значимо и наглядно оно проявляется в природно-антропогенной ЭП.

Действительно, антропогенные преобразования "подменили" сам объект воздействия поверхностно-склонового смыва – почву. Сейчас в классификацию почв на высоких таксономических уровнях вводятся многочисленные категории антропогенно-измененных почв и антропогенных почвоподобных образований – агроземы, антропоземы, реплантоземы, турбированные, в том числе пахотные, зоомодифицированные, в том числе почвы пастбищ, и т.д. (Тонконогов, Шишов, 1990; Геннадьев и др., 1992). Предложения обоснованы глубокими и устойчивыми во времени антропогенными изменениями физико-химических и морфологических свойств, охватившими весь почвенный покров используемых территорий. Характерно, что в названиях новых таксонов часто прямо отражена конкретная технология использования земель. Но для ЭП не менее важны и краткосрочные изменения плотности, агрегированности, водопроницаемости и противоэрозионной стойкости почвы. Так, установлено, что обработка почв приводит к резкому снижению размывающих скоростей, а их вариабельность, связанная с агротехническим состоянием поверхности поля, стадиями развития и видами сельскохозяйственных культур, заметно превосходит амплитуду почвенно-генетически обусловленной изменчивости (Кузнецов, 1981).

Антрапогенные преобразования растительного покрова породили практическую актуальность проблемы ЭП. Воспроизводство и отчуждение биомассы является целью фоновых типов использования земель и сопровождается специфичной для каждого типа амплитудой и динамикой почвозащитной способности растительного покрова, не имеющей природных аналогов.

В меньшей мере изменения коснулись эрозионного потенциала атмосферных осадков и климатических факторов в целом, хотя несомненно, например, важнейшая для ЭП при снеготаянии связь типов хозяйственного использования с распределением снежного покрова на местности, динамикой влажности, температуры поверхности.

В отношении другого ведущего фактора ЭП – рельефа можно сказать, что каждой технологии использования земель присущ "собственный" рельеф с характерными морфометрическими параметрами, пространственной структурой и морфосистемными признаками. Для локальных типов

использования эти особенности могут быть совершенно уникальными, а для фоновых характерны более тесные связи с параметрами и генезисом "общего" рельефа (Литвин, Спиридовон, 1988). Морфометрическая и структурная специфика "технологического" рельефа обуславливается как требованиями к рельефу самой технологии использования (выборочность освоения территории), так и сопутствующими и/или целенаправленными преобразованиями форм земной поверхности в ходе освоения и эксплуатации земель.

Чрезвычайно важны антропогенные преобразования склоновых геоморфосистем. Это, во-первых, изменение формы склоновых водосборов – разрыв их целостности (фрагментация) или искусственно объединение (конструирование), что влечет за собой перераспределение аралов смыва-аккумуляции на склоне, меняет пути и объемы транспортировки склоновых наносов. Во-вторых, изменения структуры склонового стока воды (соотношение пластового, струйчатого стока) и структуры процессов ЭП (эрозии, разбрзгивания, струйчатой и т.д.). Наконец, изменения пространственной структуры микрорусской сети и устойчивости ее планового положения, от которых зависит интенсивность процессов смыва в конкретных эпизодах стока, возможность и скорость перестройки микрорусловых форм в промоинно-овражные.

Социально-экономические условия, определяя и географию и технологию использования земель, управляют всеми антропогенными преобразованиями факторов и процессов ЭП. Яркий пример такого управления, а именно, изменений интенсивности и пространственного распространения эрозионных процессов в Европейской части России после реформы 1861 г. дан в классическом труде С.С. Соболева (1948).

Тип и технология использования земель обуславливают не только определенные преобразования факторов и процессов, но и сложнейшие пространственно-временные связи этих изменений, создавая эффект эмерджентности эрозионной обстановки для каждой технологии, подобно тому как это происходит в антропогенных ландшафтах.

Генетическая классификация эрозии почв.

На первой ступени классификации ЭП разделяется на три категории: естественную, природно-антропогенную и антропогенную по главному признаку – наличию или отсутствию пороговых для процессов ЭП антропогенных преобразований природных факторов и условий (рисунок). Естественная (геологическая – Толковый словарь..., 1975) ЭП осуществляется в условиях, когда антропогенное преобразование ни одного из основных факторов не достигло пороговых величин. Такие условия соответствуют неосвоенным или малоосвоенным землям, но в

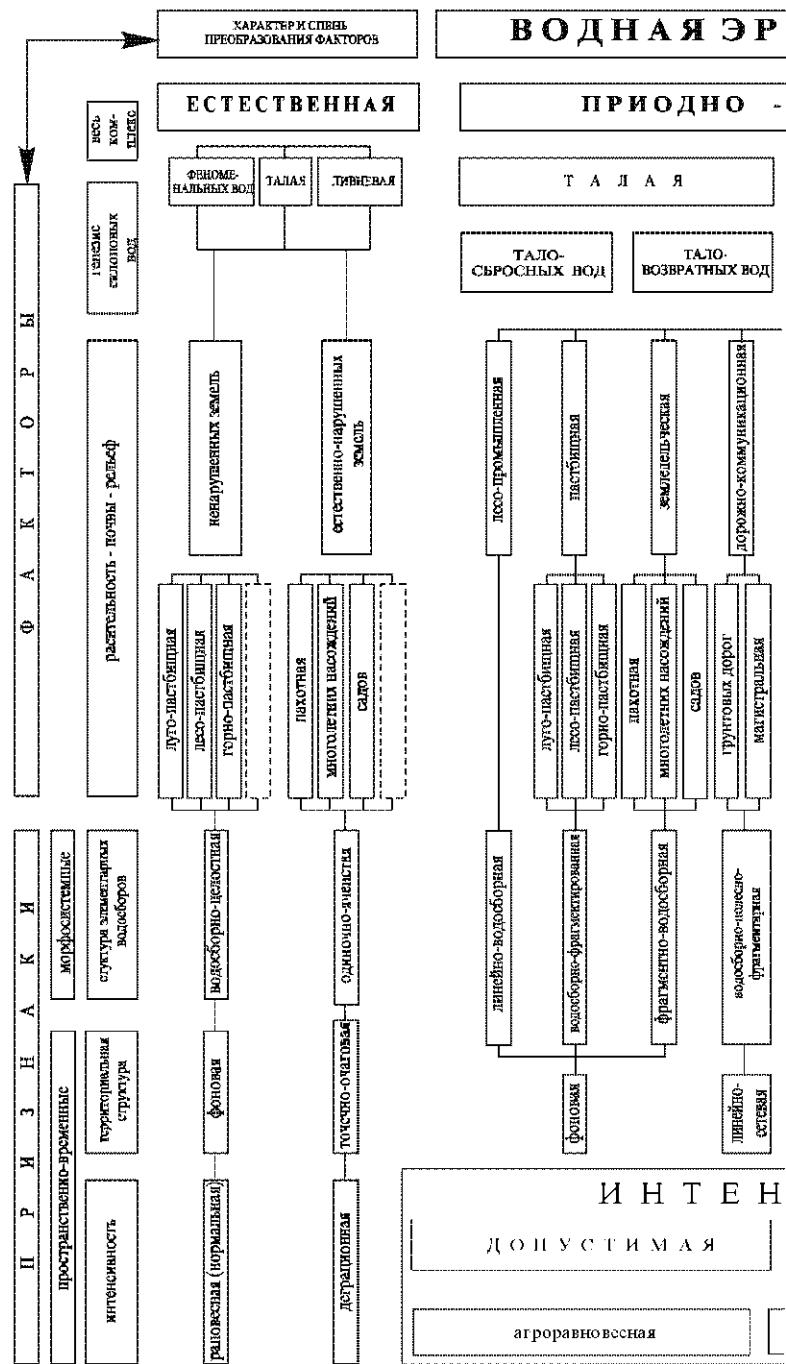
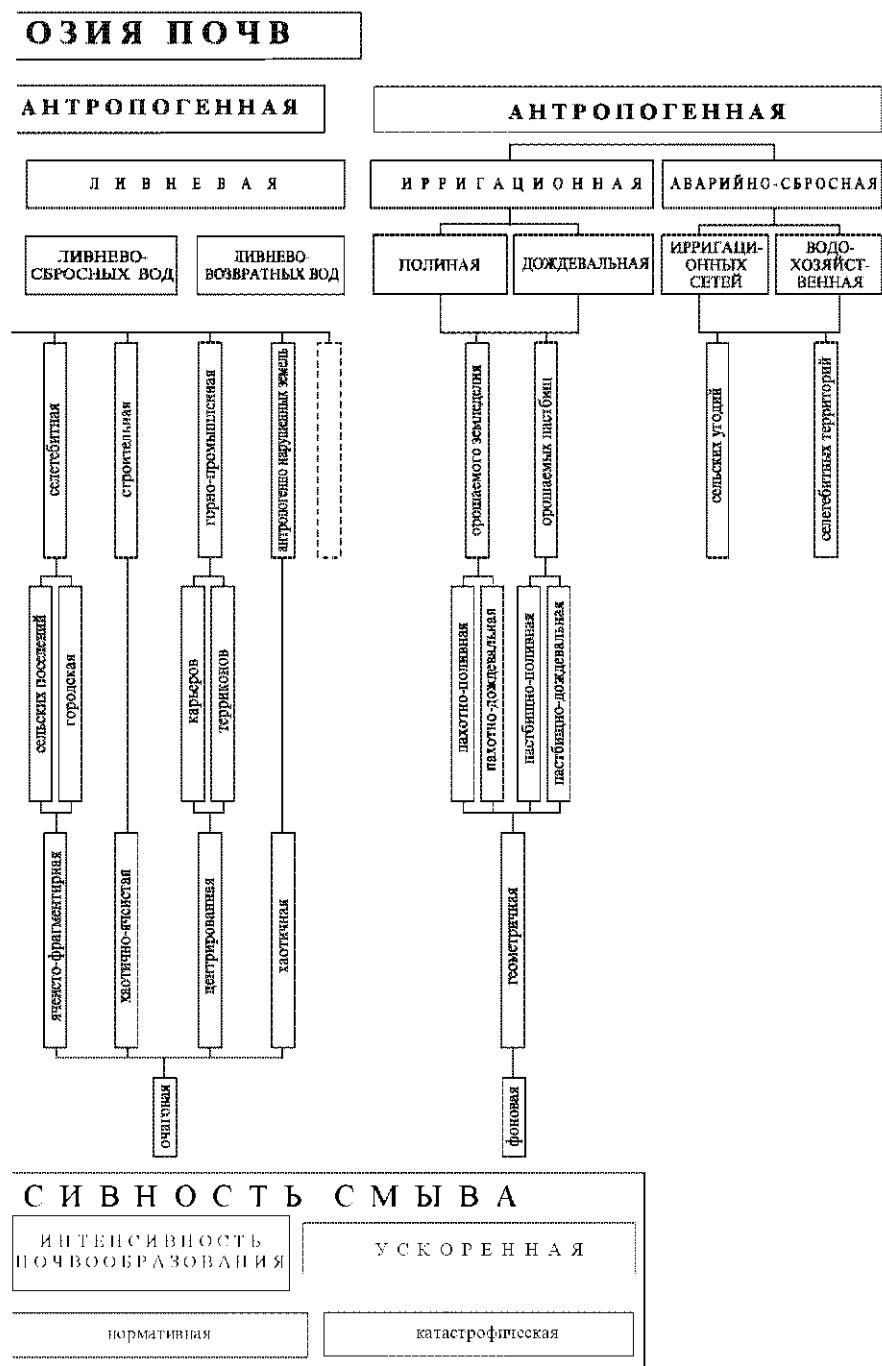


Рисунок. Классификация эрозии почв.



некоторых случаях они могут поддерживаться и на сельскохозяйственных угодьях или рекреационных территориях, например, на сенокосах в зонах достаточного увлажнения, где отчуждение биомассы не ведет к снижению проектного покрытия ниже 100% и к нарушению сплошности дернины. Природно-антропогенная ЭП характеризуется обязательными пороговыми преобразованиями растительности, почв, а часто и рельефа при квазистационарном режиме атмосферных осадков и связанных с ними вод (но не параметров поверхностного стока). Наконец, ЭП может считаться антропогенной, когда и поступление воды на склоны вызвано хозяйственными нуждами или связано с ними, то есть все условия смыва преобразованы.

Генезис атмосферных осадков и поверхностных вод – первичных энергетических источников всех процессов ЭП, служит основанием второй классификационной нозии. Связь ЭП с типом атмосферных осадков (жидкие осадки, снег) очевидны и многогранны. Тип осадков определяет главные черты гидрологического режима склонового стока – продолжительность, периодичность, повторяемость, интенсивность, территориальное распределение отдельных эпизодов стока. Он непосредственно влияет на механизм и структуру процессов, предопределяет характер и механизм почвозащитной способности растительности. Важнейшее обстоятельство – естественные дожди и дождевые воды обладают значительной собственной кинетической энергией, эрозионная эффективность которой зависит от их интенсивности, размеров капель и скорости их падения. Кинетическая энергия дождя затрачивается на отрыв и перемещение частиц почвы, уплотнение ее поверхностного слоя, образование слабо водопроницаемой корки, на создание турбулентности в склоновых потоках. Ее доля в суммарной эрозионной работе при слабой защищенности почвы чрезвычайно высока: ударное воздействие капель дождя на почву снижает ее водопроницаемость не менее, чем в 10 раз (Киркби, 1984) и увеличивает интенсивность смыва мелкими потоками до 10-20 раз (Ларионов, 1993). При выпадении ливийской денудации подвергается вся поверхность склона, начиная с водораздела, и, как впервые установил Н.И.Маккавес (1955), приводораздельной зоны "отсутствия эрозии" не существует, тогда как при снеготаянии на водоразделах и в местах застagnания постоянных снежников смыв практически отсутствует. Но, и это – возможно главное, сезонность поступления осадков различных типов и подачи ирригационных вод жестко связывает их генезис с контрастным сезонным состоянием всех остальных факторов-условий ЭП.

Дифференцированность отдельных участков (фрагментов) водосборов по водопроницаемости и ее изменению с глубиной, по скорости стекания и наличию подпруживающих рубежей стока обуславливает образование вторичных (бросовых и возвратных) склоновых вод. По сезонности проявления и, соответственно, состоянию прочих факторов эти воды близки к первичным, т.е. либо к талым, либо к дождовым, но их эрозионные свойства иные. Для бросовых вод характерна высокая изначальная концентра-

ция и большой запас потенциальной энергии, способной быстро преобразовываться в кинетическую и производить интенсивный размыв почвы. Менее заметно участие вод возвратного стока, т.е. вод впитавшихся в почву, а затем вновь выходящих на поверхность в руслах ложбин, потяжин и бороздах. При талом стоке возвратные внутрочасовые воды увеличивают расходы воды в низовьях ручейков, а в конце стока и самостоятельно производят эрозионную работу. При ливнях, на склонах с низкой водопроницаемостью подпахотных почвенных горизонтов, возвратный сток способствует разжижению почвы в нижних частях склонов и образованию микроселевых потоков по крупным водородам (Акигиров, 1987).

Энергетическим источником антропогенной ЭП служат ирригационные воды (поливные и дождевые), а также аварийно-бросовые воды, поывающие на склоны при авариях ирригационных систем, илотин и водоводов. Поливными мы называем воды, подающиеся непосредственно на поверхность в виде концентрированных потоков чаще всего по системе заранее подготовленных борозд. Для стока поливных вод характерна стабильность заданных расходов в головной верхней части склона (поливной карты) с их закономерным снижением вниз по бороздам, ростом и стабилизацией во времени. При этом в ходе полива скорости потоков могут даже увеличиваться (Прогнозирование и предупреждение 1992).

Дождевые воды отличаются от естественных дождей постоянством интенсивности, скоростью падения и размерами капель, а также специфичностью распределения этих параметров на склоне, зависящей от вида дождевальных установок. Важнейшим отличием является и перемещение зоны дождевания по склону во время каждого полива. Это перемещение, чаще всего круговыми или полосами во всю ширину поля, создаст своеобразную динамику впитывания, скорости стекания и ударного воздействия капель на почву и потоки (Кузнецов и др., 1990).

Гидрологические параметры аварийно-бросовых вод и "аномальных" вод, т.е. вод поступающих на склон при катастрофическом таянии снега, прорывах озер и т.п. – плохо прогнозируются.

Основанием следующей ступени классификации служит характер антропогенных и "аномальных" природных преобразований почвенно-растительного покрова и рельефа. По этому основанию класс естественной эрозии разделяется на две категории: естественную эрозию не нарушенных земель и эрозию естественно-нарушенных земель. По своей интенсивности, весьма различной для природных зон и ландшафтов, эрозия нарушенных земель находится в динамическом равновесии с другими потоками вещества, обеспечивающими вместе с ней формирование почв, соответствующих ландшафтным условиям. В этом смысле она может быть названа нормальной, а лучше "равновесной" эрозией, так как абсолютные значения ее интенсивности могут быть достаточно велики.

Нередко почвенно-растительный покров неосвоенных территорий нарушается природными и антропогенно-спровоцированными экзодинами-

ческими процессами либо "случайными" для ландшафта данного склона, либо очень редкими, периодичность возникновения которых сопоставима со временем формирования почвы. Обычно это оползание, оплыивание, обрушение речных берегов и т.п. Здесь начинается интенсивный смыв в сочетании с другими почворазрушающими процессами. Формируется сеть относительно стабильных в плане микрорусел. Интенсивность смыва до восстановления растительного покрова всегда превышает темпы почвообразования, почвы деградируют.

Наиболее дробные классы природно-антропогенной ЭП, поскольку изменения факторов-условий в зависимости от типа использования земель очень разнообразны. Земледельческая эрозия почв (ЗЭП) приурочена к обрабатываемым землям. Основные антропогенные воздействия на факторы-условия эрозии здесь заключаются в периодических обработках (турбировании) почвы, культивировании растительности с регулярным отчуждением наземной биомассы и в изменениях микро- и нанорельефа. Наиболее общие черты специфики земледельческой эрозии представляются следующими: 1) общее снижение водопроницаемости с резко выраженной внутригодовой динамикой, связанной с обработкой, изменениями плотности почвы, процессами набухания/усыхания и развитием растительности; 2) значительное снижение противоэрэзионной стойкости почв в связи с снижением плотности и агрегированности почвы при обработках, падением содержания гумуса и корней по сравнению с целинными аналогами (Кузнецков, 1981); 3) недостаточная почвозащитная способность культурной растительности с огромной внутрисезонной и многолетней амплитудой – от нуля до значений свойственных естественным луговым сообществам; 4) фрагментированность водосборов антропогенными рубежами стока (дорогами, каналами, лесополосами); 5) особый упорядоченный и ориентированный пахотный нано- и микрорельеф и периодическое сглаживание неровностей, в том числе и микрорусел эрозионного происхождения; 6) ограниченная амплитуда крутизны и длины обрабатываемых склонов, зависящая от конструкции машин, вида культуры и пахотнопригодности земель различной крутизны.

Свообразие динамики почвозащитных свойств культурной растительности и противоэрэзионной устойчивости почв обрабатываемых земель заключается в совпадении и значительной продолжительности регулярно повторяющихся периодов, когда они находятся в минимуме. В этот же период при ливневой эрозии ударное воздействие капель максимально снижает водопроницаемость, разрушает почвенные структуры и обеспечивает наносами самые мелкие, неспособные производить самостоятельно отрыв частиц, потоки. Этот резонанс трех факторов обеспечивает высокий уровень смыва и необычайно высокую долю эрозии разбрзгивания в общем эффекте. (Следует отметить, что при талом стоке зяблевая обработка увеличивает водопроницаемость и может иногда рассматриваться как противоэрэзионная мера).

Выборочность использования и другие экономико-технологические требования по ограничению площади полей приводят к возникновению сети антропогенных рубежей склонового стока (дорог, лесополос, напашей и т.п.), разделяющей склоновые водосборы, системы элементарных склонов (Литвин, 1981) или элементарные морфологические единицы (Тимофеев, 1984) на отдельные фрагменты. Фрагментизация морфосистем разрывает единую сеть потоков воды и наносов, приводит к пространственному перераспределению зон эрозии и аккумуляции, а при стабильности местоположения рубежей стока – к преобразованиям структуры почвенного покрова и даже форм склонов.

Общеизвестно влияние пахотного нанорельефа на концентрацию стока. Кроме того, периодические изменения направления обработки – необходимый элемент современной агротехники, во многом определяют структуру микrorусловой сети. В зависимости от сочтания ориентировки борозд с общим падением склона формируются квазипараллельные, квазиортогональные или древовидные сети микrorусел. Это приводит к изменению стокообразующей площади, расходов воды и уклонов микrorусел, а значит к изменению общей интенсивности смыва, перераспределению участков эрозии-аккумуляции внутри водосборов, меняет соотношение отдельных видов эрозионных процессов (эрозии разбрызгивания, струйчатой и др.). Трудность прогнозирования типа структуры микrorусловой сети, а следовательно уклонов, длины и расходов воды в микrorучейках, снижает применимости "физически обоснованных" детерминированных моделей эрозии перед статистическими эмпирическими моделями.

Периодическое заравнивание нанорельефа обработкой способствует осреднению мощности смытого слоя почвы по площади, преобразованию линейно вытянутых арсалов почв разной степени смытости в изометрические и формированию на склоне зональной структуры почвенного покрова. Правда, на склонах с выраженным эрозионным микrorельефом эта зональность осложняется поперечной дифференциацией процессов смыва – аккумуляции (Литвин, 1984). Периодическое возобновление процессов руслообразования усиливает общую интенсивность смыва. Эрозионный эффект руслообразования количественно не изучен, но его значимость подтверждается снижением во времени мутности воды при подаче в борозды постоянных расходов, уменьшением мутности талых потоков после прохождения суточного максимума расходов, стабилизацией положения вертикальных уступов микrorусел во времени.

Таким образом, обрабатываемым землям присущ комплекс специфически проявляющихся факторов, обуславливающих не менее специфическое соотношение различных типов эрозионно-аккумулятивных процессов, их территориальное распределение на склонах и в ландшафте. В пределах типа "земледельческая ЭП" возможно выделение подтипов, на основе учета менее "принципиальных" внутриземледельческих преобразований факторов-условий (рисунок).

Пастбищная эрозия почв (ПЭП) приурочена к выпасаемым склонам с естественной растительностью и зоомодифицированными почвами. При высоких пастбищных нагрузках начинается дигрессия растительного покрова, изреживание и разрушение дернины, уплотнение верхних горизонтов почв и их обсструктуривание, образование поперечных склону лишенных растительности скотобойных троп – микротеррас. Эффект уплотнения и распыления приводит к резкому снижению водопроницаемости (Назаров, 1970) и увеличению стока и смыва на два-три порядка величины.

Для настбищной эрозии почв характерны: а) отсутствие принципиальных ограничений диапазона крутизны и длины склонов; б) постоянство планового расположения микроруселовой сети; в) преобладание процессов смыва над разрыгиванием и значительная роль сбросных вод; г) ярко выраженная экспозиционность проявления (Арманд, 1950), обусловленная как природными условиями, так и организационно-хозяйственными особенностями (сроками и интенсивностью выпаса) в использовании склонов разных экспозиций; д) резкая внутриводосборная дифференциация противоэрозионной устойчивости почв и почвозащитной способности растительного покрова при относительно слабой внутрисезонной динамике. Так, запасы фитомассы на сбитых скотом участках в несколько раз, а на скотобойных тропах до десятков раз меньше, чем на несбитых (Владыченский и др., 1994).

На начальных стадиях ПЭП водные потоки концентрируются по тропам и при прорывах гребней формируются ортогональные сети микрорусел, в дальнейшем, по мере смыва и разрушения троп, преобразующиеся в дрововидные. Микроручьи выполняют основную работу, так как эффект ударного воздействия дождевых капель ослаблен растительностью и сравнительно хороший агрегированностью почвы. Постоянство пространственного положения микрорусел приводит к образованию сложной мозаичной структуры почвенного покрова, для которой характерно сочетание линейных и изометрических ареалов почв различной степени смытости с ареалами несмытых почвенных разностей. В отличие от земледельческой ЭП вблизи водоразделов и на расположенных участках располагаются ареалы невыявленной эрозии, а зона аккумуляции сдвинута к подножью склона.

Зональность почвозащитной способности травянистой растительности предопределяет зональность пастбищной эрозии. Так, в зоне избыточного увлажнения ПЭП имеет узко локальное распространение, поскольку здесь пастбищная дигрессия растительности не сопровождается запороговым снижением просективного покрытия и нарушением сплошности дернины. В более засушливых районах "экспозиционность" ПЭП обуславливается не только более ранним и продолжительным выпасом, но и поступлением на южные оттаившие склоны тало-сбросных вод, в то время как северные еще покрыты снегом.

После внедрения плодосменной системы, обеспечившей экономическую эффективность полевого кормопроизводства (Ракитников, 1970),

пастбища в степных и лесостепных районах были сильно сокращены и вытеснены пашней на нижние крутые прибалочные склоны. Сейчас средняя крутизна пастбищных склонов в ЦЧО в два-три раза больше, чем у пахотных. Пастбищные нагрузки резко увеличились. Произошла перестройка морфосистем – фрагментация водосборов с отсечением верховьев границами пашни. Значительную роль стали играть сбросные воды, и зона интенсивного смыва придвижилась к верхним по склону границам пастбищ, усилились процессы оврагообразования.

Для выпаса часто используют залесенные склоны, где условия проявления эрозионных процессов отличаются от условий травянистых склонов – повышенная водопроницаемость, замедленное снеготаяние, защита деревьями почвы от ударного воздействия капель и др. На горных склонах с их большой крутизной и маломощным чехлом рыхлых отложений активно развивается боковая эрозия, и почвы полностью уничтожаются на обширных участках. Здесь распространены особые формы денудации – эрозионные уступы (Керимханов, 1972; Ларионов, 1993). На горных пастбищах границы морфосистем как правило неtransformированы. Все это дает основание к делению типа ПЭП на три подтипа: лугово-пастбищную, лесо-пастбищную и горно-пастбищную.

Лесопромышленная эрозия почв (ЛПЭП) провоцируется нарушением почвенно-растительного покрова на лесосеках наземной трелевкой леса. Наземная трелевка нарушает (часто уничтожает) растительный покров на волоках и тракторных дорогах, сдирает верхние слои почвы, уплотняет ее. Интенсивность смыва после вырубки на склонах в 10-20 градусов достигает сотен кубометров с гектара (Молчанов, 1960; Дьяков, 1975 и др.). Основные потери почв происходят в первые 5-6 лет, а затем интенсивность снижается по мере зарастания вырубки до темпов естественной ЭП.

На лесосеках преобладает струйчатая эрозия. Перистый рисунок стабильной в плане ручейковой сети обуславливается расположением путей транспортировки леса, вдоль которых вытянуты стокообразующие полосы – линейные водосборы. При значительных нарушениях наземного покрова сток может формироваться по всей площади лесосеки, и естественные водосборы фрагментируются трелевочными волоками, руслами, границами самих лесосек. Вновь образующуюся структуру почвенного покрова характеризуют очень узкие вытянутые ареалы смыво-размытых почв на фоне слабо преобразованных несмытых.

Дорожно-коммуникационная эрозия почв (ДКЭП) сопровождается строительство и эксплуатацию авто- и железнодорожных магистралей, нефте- и газопроводов, ЛЭП и т.п. Смыву подвергаются почво-грунты искусственных склонов откосов и насыпей, естественные и антропогенно-измененные почвы (стратоземы, реплантовые и др.), полосы отчуждения. При стоке здесь формируется продольно-поперечная направлению трассы микrorучейковая сеть. На склонах насыпей и откосов возникает густая квазипараллельная сеть мелких русел, часто с конусами выноса у подножья.

Продольные потоки в полосах отчуждения отличаются меньшими уклонами, но большей водностью. Водосборы, "сконструированные" проектировщиками, имеют чаще всего флагообразную или полосную форму. При попречном пересечении склонов дорогой воды и наносы, поступающие с "чужих" водосборов, усиливают смыкание в придорожной полосе, а при большой пасынченности наносами способствуют активной аккумуляции.

По структуре водосборов и микrorучайковой сети, по почвенно-экологическим последствиям ДКЭП можно разделить на два подтипа: дорожно-нолевая ЭП и магистральная ЭП. Последствия первой – эрозионная деградация почвы с формированием линейных структур почвенного покрова, второй – вынос загрязненного почвенного субстрата в гидрографическую сеть и образование зон накопления загрязнителей.

Селитебная (СЭП) и строительная (СТЭП) эрозия почв, имеющие много общих черт, приурочены к территориям населенных пунктов и строительным площадкам соответственно. В обоих случаях естественная растительность почти полностью уничтожается и/или заменяется насаждениями. Почвенный покров представляет собой конгломерат из естественных и самых разнообразных антропогенно-измененных почв (резекто-, страто-, реплантоzemов и т.п.) и грунтов, часто подвергающихся выщелачиванию, уплотнению, другим химическим и физическим воздействиям. Относительно большие площади занимают экранированные фактически водонепроницаемые почвы, покрытые асфальтом или бетоном. Склоновые водосборы фрагментированы и деформированы системой дренажа и антропогенных рубежей стока, разбиты на хаотично сочетающиеся ячейки. Определяющее значение для процессов смыка имеет концентрация сбросных вод. Количество оценки интенсивности смыка для территорий, где совместно проявляются талая и ливневая ЭП, единичны. (В крупных городских поселениях лесостепной зоны темпы смыка при снеготаянии в 1,5, а среднегодовые в 4 раза превышают интенсивность земледельческой ЭП; Львович и др., 1994).

Среди типов природно-антропогенной эрозии целесообразно выделить еще два – горно-промышленную ЭП, то есть смыкание грунтов на склонах терриконов и карьеров, и ЭП антроногенно-нарушенных земель. Охватывая сравнительно небольшие площади, оба типа ЭП могут интенсивно загрязнять обширные территории токсичными веществами и представляют серьезную проблему при рекультивации земель (Куценко, 1996).

Антробогенная ирригационная эрозия разделяется на два типа: ЭП орошаемого земледелия и орошаемых пастбищ. Преобразования факторов-условий ирригационной ЭП тесно связаны со способами подачи воды на склон (поверхностный полив и дождевание), которые к тому же всегда разобщены территориально. Поэтому типы ирригационной ЭП целесообразно разделить на подтипы по технологии орошения (рисунок). В целом для обоих подтипов характерен узкий диапазон крутизны склонов (0-3 градуса),

гометрически правильная форма водосборов, выровненный планировками микрорельеф.

При поливе пахотных земель динамика почвозащитной способности определяется только строением корневой системы и темпами приращения ее биомассы. Почвы подвергаются слитизации, локальному пересуплотнению, засолению, изменяются их водно-физические характеристики. Пахотный микрорельеф отличается упорядоченностью ориентации, расположения и размеров поливных борозд, направление которых постоянно и близко падению склона, что обеспечивает равномерность смыва "поперек" склона, а вместе с падением расходов вниз по склону четкую дифференциацию на склоне зон эрозии-транспорта-аккумуляции (Прогнозирование и предупреждение ..., 1992). Индивидуальные особенности механизма смыва при поверхностном поливе состоят в активном развитии вертикальных уступов, эрозионный эффект которых может равняться всему объему выноса (Литвин, 1981). Максимальный смыв приурочен к верхнему краю поливной карты, что обуславливает быструю переработку формы склонов и самого рельефа (Краснов, 1982; Переслегина, Курбатова, 1995).

Пахотно-дождевальня ЭП по степени и характеру преобразования почв, микрорельефа и растительности близка к земледельческой эрозии на богарных пашнях. Почвы отличаются несколько повышенной агрегированностью и противоэрзионной стойкостью. Важная черта микрорельефа – наличие глубоких следов от колес дождевальной техники, по которым происходит основной смыв и транспорт наносов за пределы поля (Кузнецов и др., 1990). На остальной площади смыв почвы осуществляется очень мелкими потоками, и поэтому ударная роль капель здесь достаточно значима.

Пространственно-временной уровень классификации

Территориальная структура основных категорий ЭП в целом соответствует структуре "материнских" типов использования земель и может быть охарактеризована согласно классификации последних (Рунова и др., 1993). Однако, при этом необходимо учитывать динамику процессов. Так, и ПЭП, и ЛПЭП единовременно охватывают лишь часть площадей соответствующих угодий. Но места концентрации скота и лесные вырубки постоянно перемещаются, и в долгосрочном плане эрозия поражает обширные площади, то есть становится фоновым явлением. Территориальная структура ДКЭП – сетьево-узловая и линейная в краткосрочном проявлении процессов. Но при частом переносе грунтовых дорог на крутых склонах, обусловленном в том числе смывом и размывом почв, она приобретает очаговость, а в тундре и лесотундре при неупорядоченности движения транспорта ее можно расценить как фоновое явление.

По качественным градациям интенсивность ЭП разделяется обычно на нормальную, т.е. равную скорости почвообразования, и ускоренную или

антропогенную (Заславский, 1979). Но этого недостаточно для нужд проектирования природоохранных мероприятий.

В 40-ых гг. в США, а затем повсеместно, стало употребляться понятие "допустимый смык" или "допустимые потери почвы", обозначавшее максимальную интенсивность смыка, при которой "возможно поддержание устойчивого высокого уровня продуктивности земель" (Митчел, Бубензэр, 1984). Диапазон допустимых потерь установлен от 2 т/га в год для мало-мощных почв до 11 т/га в год для почв с корнеобитаемым слоем в 1,5 метра (Arnoldus, 1977). Величины допустимого смыка оцениваются экспериментально и теоретически по мощности корнеобитаемого слоя, эродируемости, темпам восстановления почвенного плодородия и бонитетным показателям. В отечественной литературе обычно допустимый смык приравнивают к темпам почвообразования (Пацукевич, 1996).

Понятие допустимого смыка, при всем разнообразии оснований и способов его определения, может использоваться только в рамках ресурсного подхода к почве. Между тем в развитых странах экономический ущерб почвенно-эрозионного загрязнения окружающей среды и стоимость хозяйственных потерь в несколько раз превосходит чисто сельскохозяйственных потери (Clark, 1987; Заславский, 1979;). Присемлемая "по загрязнению" интенсивность смыка может быть и меньшей, и большей, чем "допустимый" смык. Так, расчеты поступления содержащегося в продуктах эрозии фосфора в поверхностные воды на Северном Кавказе показали, что присемлемая интенсивность смыка с пахотных земель составит 3-4 т/га в год (Кирюхина, Литвин, 1996), а допустимый по темпам почвообразования смык – 5-6 т/га в год (Пацукевич, 1996). Это существенное различие, поскольку затраты на борьбу с эрозией возрастают в степенной зависимости от величины предотвращенного смыка (Белоцерковский, Ларионов, 1984).

Для более полного учета экологического ущерба и экономических возможностей общества в борьбе с эрозией целесообразно введение понятия "нормативная эрозия", т.е. эрозия присемлемая и по всем критериям. Ее интенсивность должна определяться с учетом последствий загрязнения, коэффициентов доставки наносов в гидросеть, взаиморасположения угодий и других ландшафтных характеристик. Все это представляет огромные трудности, но нужды экологического проектирования требуют введения такого критерия, который можно назвать "нормативной ЭП" или "нормативным смыком".

Приведенная выше схема классификации эрозии почв отражает единство естественно-социального генезиса этого явления, уровень изученности и общественной значимости отдельных его сторон. Она предусматривает возможность дополнений в пределах предложенной системы принципов, которую можно назвать ландшафтным подходом.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажигироев А.А. Почворазрушающие процессы на горных склонах // Вестн. МГУ. Сер. География. 1987. №6.
- Арманд Д.Л. Аттрапогенные эрозионные процессы // Эрозия почв и борьба с ней. М.: Изд-во АГС СССР. 1950.
- Белоперковский М.Ю., Ларионов Г.А. Учитывать стоимость почвозапитных мероприятий // Земледелие. 1989. №2.
- Бутаков Г.Н., Дедков А.Ш., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Косцова Э.В., Назаров Н.Н., Никольская И.И., Семенов О.П., Хруцкий С.В. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 2. М.: 1996.
- Владыческий А.С., Ульянова Т.Ю., Баландин С.А., Козлов И.И. Влияние выщаса на почвы пояса арчевых лесов юго-западного Тянь-Шаня // Почвоведение. 1994. №7.
- Гавриленко Л.Н. Линейные формы эрозии, их классификация и основные направления борьбы с ними // Водная эрозия почв и меры борьбы с ней в районах лесостепи. М.: 1976.
- Гениадиев А.Н., Солицева Н.П., Герасимова М.И. О принципах группировки и номенклатуре техногенно-измененных почв // Почвоведение. 1992. №2.
- Горяков С.П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. М.: Недра. 1982.
- Дьяков В.Н. Особенности эрозии почв на горных вырубках в Карпатах // Эрозия почв и почвозапитное земледелие. М.: Колос. 1975.
- Заславский М.Н. Эрозия почв // М.: 1979.
- Керимханов С.У. О классификации пастбищных земель на горных склонах // Вопросы методики почвенно-эрзационного картирования. М.: 1972.
- Киркби М.Дж. Моделирование процессов водной эрозии // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.
- Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф. Почвенно-эрзационное загрязнение водосборов европейской части России биогенными элементами // Проблемы оценки экологической напряженности Европейской территории России: факторы, районирование, последствия. М.: 1996.
- Краснов С.Ф. Ирригационная эрозия и ее влияние на формирование рельефа // Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. канд. наук. М.: 1982.
- Кузинцов М.С. Противоэрзионная стойкость почв. М.: Изд-во МГУ. 1981.
- Кузнецов М.С., Григорьев В.Я., Хап К.Ю. Ирригационная эрозия почв и ее предупреждение при поливах дождеванием. М.: Наука. 1990.
- Куценко Н.В. Геоморфологические основы проектирования рельефа для рекультивации земель // Геоморфология. 1996. №1.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв. М.: Изд-во МГУ. 1993.
- Лидов В.Н. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв. М.: изд-во МГУ. 1981.

- Литвин Л.Ф. Эрозия почв как фактор современного рельефообразования // Современное рельефообразование, его изучение и прогноз. М. 1984.
- Литвин Л.Ф. Эрозионно-аккумулятивные процессы в микроруслах на склонах // Геоморфология. 1981. №2.
- Литвин Л.Ф., Спиридовов А.И. Геоморфологический аспект картографирования эрозионно-опасных земель европейской части СССР // Геоморфология. 1988. №2.
- Львович М.И., Карасик Г.Я., Братцева Н.Л., Медведева Г.Н., Мелешко А.В. Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии супи Земного шара. М. 1991.
- Митчел Дж. К., Бубензэр Г.Д. Расчеты потерь почвы // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР. 1955.
- Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. М.: Изд-во АН СССР. 1960.
- Назаров Г.В. Зональные особенности водопроницаемости почв СССР. Л: изд-во ШГУ. 1970.
- Нацукевич З.В. Допустимый смысл и методы его определения // Вестник МГУ. Сер 5. География. 1996. №2.
- Переслегина Р.Е., Курбатова Л.С. Денудация с сельскохозяйственных угодий Южной Ферганды // Геоморфология. 1995. №3.
- Петров В.Н. О совершенствовании классификации эрозии почв и понятийного аппарата эрозиоведения Современные аспекты изучения эрозионных процессов // Новосибирск. Наука. 1980.
- Прогнозирование и предупреждение эрозии почв при орошении. М: изд-во МГУ. 1992.
- Ракитников А.Н. География сельского хозяйства. М.: Мысль. 1970.
- Рунова Т.Г., Волкова И.Н., Нефедова Т.Г. Территориальная организация природопользования. М.: Наука. 1993.
- Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ним. М.-Л. 1948.
- Солнцев В.П. Системная организация ландшафтов. М. Мысль. 1981.
- Тимофеев Д.А. Элементарные морфологические единицы как объект геоморфологического анализа // Геоморфология. 1984. №1.
- Толковый словарь по почвоведению. М. Наука. 1975.
- Швебс Г.И. Теоретические основы почвоведения. Киев-Одесса. Випна школа. 1981.
- Arnoldus D.V. Predicting soil losses due to sheet and till erosion. FAO Conservation Guide, Vol. 1. 1977.
- Clark E.N. Soil erosion: off site environmental effects.- Agricult. soil processes. 1987.

[В содержание](#)

Г.А. Ларионов, И.Г. Добровольская, С.Ф. Краснов, Б.Ю. Но, М.А. Неринг

**ТЕОРЕТИКО-ЭМПИРИЧЕСКОЕ УРАВНЕНИЕ
ФАКТОРА РЕЛЬЕФА ДЛЯ СТАТИСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ
ВОДНОЙ (ДОЖДЕВОЙ) ЭРОЗИИ***

При разработке статистических уравнений эрозии большое внимание уделяется обычно оценке рельефа, поскольку ему свойственна наибольшая изменчивость среди других факторов эрозии. Известно много различных уравнений для вычисления факторов длины и крутизны склона. Наиболее полная сводка приводится в работах Г.И. Швебса (1974) и Д.М. Мак'Кула (McCool, 1982). По мере получения новых полевых и экспериментальных данных усовершенствовались известные зависимости и предлагались новые.

Подавляющая часть этих уравнений была получена путем статистической обработки экспериментальных и натурных данных о смыве, полученных на стационарных стоковых площадках, методом искусственного дождевания и реже по результатам замера водорони.

Общая тенденция развития математического описания зависимости смыва от крутизны и длины склона – переход от единой для всего диапазона условий функции параболического типа, аргументом которых являлся уклон и длина склона, к серии или нескольким уравнениям для определенных областей аргументов. Наиболее показательна в этом отношении история развития блока рельефа в универсальном уравнении эрозии. В первом издании руководства по оценке интенсивности эрозии (Wischmeier, Smith, 1965) для всего диапазона уклонов и длин склонов предлагалась единая зависимость с постоянными показателями степени при уклоне и длине склона. Фактор уклона представлен в виде полинома с постоянными значениями показателей степени при уклоне. В следующем издании руководства (Wischmeier, Smith, 1978) в формуле для вычисления фактора уклона последний заменен на синус угла наклона на основании того, что движущей силой поверхностного стока является составляющая силы тяжести, параллельная поверхности склона. Авторы отказались от постоянной величины показателя степени при длине склона и увязали его с уклоном. Он принимает значения от 0,2 до 0,5 в интервале уклонов от 1 до 5%. В последнем переработанном варианте универсального уравнения эрозии (Renard, Foster, Weesies, McCool, 1994) для вычисления фактора уклона предложено уже четыре различных уравнения. Одно из них предназначено для склонов с уклоном до 9%, другое – для склонов круче 9%, причем последнее используется только при оценке ливневой эрозии. Если эрозия вызывается стоком талых вод, то используется третье уравнение. Наконец для склонов короче 5

* Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ (проект №95-05-15408)

мстров используется четвертос уравнений. В первых двух уравнениях фактор уклона пропорционально синусу угла наклона. В третьем и четвертом уравнениях показатель при синусе угла наклона меньше единицы и равен, соответственно, 0,6 и 0,8.

Фактор длины склона представлена в виде функции длины склона с переменным показателем степени, величина которого зависит от соотношения межручейкового и ручейкового смыва. Это соотношение в свою очередь определяется крутизной склона. В конечном итоге показатель степени при длине склона изменяется от нескольких сотых на пологих склонах до 0,8 и более – на крутых. При этом при преобладании ручейкового смыва показатели степени при длине выше, чем в случае преобладания межручейкового смыва.

Отечественными исследователями также предложен ряд уравнений для оценки влияния крутизны и длины склонов на интенсивность эрозии. В эмпирических моделях Г.И. Швебса (1974) и Г.П. Сурмача (1979) используются зависимости, аналогичные соответствующим уравнениям первого издания руководства по оценке эрозии (Wischmeier, Smith, 1965). В модели эрозии В.Д. Иванова и М.И. Лопырева (1979) фактор уклона является линейной функцией синуса угла наклона и длины склона во всем диапазоне уклонов и длин, что противоречит фактическим данным и не согласуется с зависимостями, предложенными другими исследователями. В модели эрозии Государственного Гидрологического Института смыв пропорционален крутизне склона в промилях при уклонах выше 10% (Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик 1979). Длина склона в этой модели представлена в неявной форме, однако перевод ее в явную форму показывает, что при длине склонов до 200 м показатель степени при длине может достигать значений намного превышающих единицу (до 4,2), при дальнейшем росте длины склона уменьшается до 0,15 в зависимости от свойств почвы и интенсивности смыва (Ларионов, 1993).

Таким образом для вычисления фактора рельефа предложено много различных уравнений. Тем не менее они не охватывают всего многообразия связей между смывом и параметрами склона. Например, согласно данным исследований на стоковых площадках в КНР, линейная зависимость смыва от синуса угла наклона, предложенная авторами переработанного универсального уравнения эрозии, сохраняется и на очень крутых склонах (до 55%), однако коэффициент пропорциональности существенно выше (Liu, Nearing, Risse, 1994), чем рекомендовано в вышеупомянутом уравнении. В зависимостях для вычисления фактора длины показатель степени при длине склона всегда положителен и меньше единицы, т.е. смыв с длиной склона увеличивается. Между тем многолетние данные (Singh, Baby, Chandr, 1981) показывают, что на пологих (до 5%) склонах смыв с увеличением длины площадки по крайней мере до 150 м уменьшается. С другой стороны, при снеготаянии в начале склона нарастание смыва происходит намного быстрее чем при ливневом смыве, что соответствует показателю степени при

длине склона существенно больше единицы. Наконец, на крутых склонах при высокой интенсивности смыва влияние длины склона ниже (Zhongshan, Xiuying, 1988), чем это вытекает из переработанного универсального уравнения эрозии.

Как известно, на собирающих (конвергентных) склонах смыв больше, а на дивергентных – меньше, чем на прямых (Поляков, 1946). Этот фактор не рассматривается в эмпирических уравнениях эрозии.

В связи с вышеизложенным, целью настоящего исследования являлась разработка таких уравнений фактора рельефа, которые бы охватывали как можно более широкий круг известных данных. Очевидно, что такое решение не может быть найдено без учета по крайней мере ведущих физических явлений, составляющих суть процесса эрозионного процесса. Поэтому рассмотрим известные теоретические уравнения эрозии и меру их соответствия экспериментальным и натурным данным.

Теоретические уравнения эрозии

И.Д. Мур и Г.И. Берч (1986) предложили зависимость для вычисления фактора рельефа, которая основывалась на теории, рассматривающей транспортирующую способность потока, как функцию его удельной мощности (Yang, 1972). Удельная мощность потока P выражается, по К. Янгу (Yang, 1982), как

$$P = V \cdot S, \quad (1)$$

где V – скорость потока; S – наклон свободной водной поверхности, для склоновых потоков он обычно приравнивается к наклону поверхности склона. Согласно исследованиям К. Янга (Yang, 1972, 1973, 1984) и Янга-Столла (Yang, Stall, 1976) зависимость концентрации наносов C_t в потоке в мг/л от его удельной мощности P может быть записана в виде

$$C_t = g \left(\frac{P}{\omega} - \frac{P_{cr}}{\omega} \right)^\beta \quad (2)$$

где ω – гидравлическая крупность наносов; P_{cr} – пороговая величина удельной энергии потока, при которой начинается перенос частиц наносов; g и β – сложные показатели, являющиеся функцией ω , кинематической вязкости, динамической скорости и размера частиц наносов. Янг (1972) показал, что при содержании наносов $C_t = 100$ мг/л критическая величина удельной мощности потока (P_{cr}/ω) может быть принята равной 0 без существенного изменения остальных параметров уравнения (2). При этом комплексная функция многих переменных β изменяется от 0,82 до 1,12 и авторы приняли ее равной 1 для упрощения дальнейших расчетов. Тогда можно принять, что транспортирующая способность пропорциональна удельной мощности потока, а уравнение (2) примет вид:

$$C_t \propto P \quad (3)$$

Установившийся удельный расход через единицу ширины склона q на отрезке горизонтали длиной b при постоянной и равномерной но площа-ди интенсивности водоотдачи i может быть представлен в виде

$$q = A \left(\frac{i}{b} \right) = V h . \quad (4)$$

где A – часть площади склонового водосбора, опирающегося на отрезок горизонтали длиной b , V – средняя скорость пластового потока при прохождении отрезка горизонтали b , h – глубина потока. Если воспользоваться формулой Маннинга для выражения средней скорости через расход и уклон, то удельная энергия пластового потока запишется в виде

$$P = \left(\frac{ali}{b} \right)^{0.4} \cdot \left(\frac{I^{1.3}}{n^{0.6}} \right) \quad (5)$$

где n – коэффициент Маннинга, I – уклон склона, $a = A/b$. Остальные обозначения прежние. Поскольку уравнение 2 справедливо для потоков глубиной вплоть до 11,3 мм (Yang, 1972) авторы сочли возможным записать

$$Y^{\infty} \left(\frac{ali}{b} \right)^{0.4} \cdot \left(\frac{I^{1.3}}{n^{0.6}} \right)^{\beta} \quad (6)$$

где Y – потери почвы.

Из уравнения (6) следует, что оно почти полностью идентично уравнению фактора рельефа в универсальном уравнении эрозии. Показатель степени при длине склона изменяется даже в меньших пределах, чем во втором издании универсального уравнения эрозии почв, и, следовательно, также не охватывает всего многообразия связей “смыв – параметры рельефа”.

Новая физическая модель эрозии, разрабатываемая в настоящее время в США, основана на концепции деления процесса эрозии на межручейковый смыв и ручейковый размыв (Foster, Lane, Nowlin, Laflen, Young, 1981). В модели межручейковый смыв рассматривается как функция интенсивности дождя и уклона поверхности. Вклад межручейкового смыва в общие потери почвы в масштабах склона не велик и поэтому особый интерес представляет метод расчета ручейкового смыва. В случае ручейкового смыва авторы рассматривают два варианта: 1) смыв почвы ограничен транспортирующей способностью потока; 2) смыв почвы ограничивается отрывом частиц. Срывающая способность D_c ручейкового потока описывается как

$$D_c = K_r \tau \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau} \right), \quad (7)$$

где K_r - ручейковая эродируемость (см/с), τ – касательное напряжение (Pa), τ_o – критическое касательное напряжение (P_a). Транспортирующая способность ручейкового потока T_c описывается упрощенным уравнением Ялнина

$$T_c = k_t \tau^{3/2}, \quad (8)$$

где коэффициент транспорта ($m^{1/2} s^2 kg^{-1}$). Воспользовавшись уравнениями неразрывности и Шези и рассматривая потоки плоскими, выразим аргументы в уравнениях (7, 8) через длину L , крутизну склона S и интенсивность водоотдачи i . Тогда эти уравнения запишутся в виде

$$D_c = K_r \gamma (niL)^{0.6} s^{0.7} \left[1 - \tau_o / \gamma (niL)^{0.6} s^{0.7} \right] \quad (9)$$

и

$$T_c = \gamma^{1.5} (ni)^{0.9} s^{1.05}. \quad (10)$$

где γ – плотность воды (t/m^3), n – коэффициент шероховатости по Маннингу. Раскрыв скобки в уравнении (9) и приняв интенсивность водоотдачи, коэффициент Маннинга и уклон за постоянные величины проинтегрируем уравнение от 0 до L и разделим полученный результат на L ; в этом случае получим среднюю интенсивность отрыва частиц и среднюю транспортирующую способность потока на всем склоне в виде

$$D'_c = \frac{\left[K_r \gamma ni^{0.9} s^{0.7} \int_0^L (L^{0.6} - c_L) dl \right]}{L} = 0.8 K_r \gamma i L^{0.6} s^{0.7} - C, \quad (11)$$

$$T'_c = \frac{\left[\gamma (ni)^{0.9} s^{1.05} \int_0^L L^{0.9} dl \right]}{L} = \gamma^{1.5} (ni)^{0.9} s^{1.05} L^{0.9}. \quad (12)$$

Постоянная интегрирования в зависимости (11) взята с минусом, т.к. смыв начинается не с начала склона, а на некотором расстоянии, где касательное напряжение превышает критическое значение. Если вынос сорванных потоком частиц не лимитируется транспортирующей способностью потока, то зависимость потерь почвы описывается уравнением (11), из которого следует, что смыв пропорционален длине склона в степени 0,6. Если выразить зависимость (11) в форме, принятой в эмпирических уравнениях, показатель степени при длине будет переменной величиной. Если участок склона, на котором $\tau \leq \tau_o$, велик в сравнению с остальной частью склона, то показатель степени при длине склона будет существенно выше 0,6 и асимптотически приближаться к 0,6 с ростом эродируемой части склона.

Если эрозия лимитируется транспортирующей способностью потока, влияние длины склона на смыв не столь очевидно, как в первом случае. Представим прямой склон с постоянным уклоном, разбитый на равновеликие отрезки λ . Тогда согласно зависимости (12), среднюю транспортирующую способность потока на первом отрезке T_1 можно записать в виде

$$T_1 \propto \lambda^{0.9}. \quad (13)$$

Соответственно для первых двух отрезков можно записать

$$T_{l+2} \propto 2^{0.9} \lambda^{0.9} \quad (14)$$

и так далее. Тогда приращение транспортирующей способности потока на k -ом T_k отрезке склона составит

$$T_k = T_{l+k} - T_{l+(k-1)} \propto k^{0.9} \lambda^{0.9} - (k-1)^{0.9} \lambda^{0.9} = \lambda^{0.9} [k^{0.9} - (k-1)^{0.9}] \quad (15)$$

Выражение в квадратных скобках в зависимости (15), очевидно, меньше единицы. Поэтому если смыт лимитируется транспортирующей способностью потока, то смыт по длине склона с постоянной крутизной нарастать не может; и более того, в соответствии с зависимостью (15) должен несколько уменьшаться, т.е. показатель степени при длине в эмпирическом уравнении фактора рельефа должен быть равен 0 или иметь отрицательное значение.

Таким образом, согласно теории, лежащей в основе "Проекта прогноза водной эрозии – WEPP", показатель при длине склона в случае вполне развитого процесса смыва не может быть выше 0,6. Аналогичные построения могут быть выполнены и в отношении влияния уклона на смыт почвы. Соответственно, согласно приведенным теоретическим ссылкам, при вполне развитом процессе смыва показатель степени при уклоне в эмпирическом уравнении фактора уклона не может быть выше 0,7, что не согласуется с фактами и противоречит известным статистическим моделям эрозии.

Другие результаты даёт модель эрозии, предложенная К.В. Роузом с соавторами (Rose, 1985; Hairsine, Rose, 1992a). Концептуальной особенностью модели является то, что отрыв частиц почвы и захват осевших на дно частиц осуществляется за счет мощности потока. Принимается во внимание также отрыв частиц почвы каплями дождя. Отрыв частиц каплями дождя d и потоком r_p , захват осевших частиц r_n описываются следующими уравнениями

$$d = a C_e P^2 \quad (16)$$

$$r_p = (1 - H)(\Omega - \Omega_o) F / IJ \quad (17)$$

$$r_n = \frac{a_i H F \sigma (\Omega - \Omega_o) M_{di}}{(\sigma - \rho) M_{dt} D g} \quad (18)$$

где a – межручейковая эродируемость почвы; C_e – доля открытой поверхности почвы; P^{**} – интенсивность дождя; H – часть поверхности почвы, покрытая свежими отложениями; Ω и Ω_o – удельная на единицу ширины склона мощность потока и ее пороговое значение соответственно; F – доля энергии $(\Omega - \Omega_o)$, участвующая в отрыве и захвате частиц; I – количество энергии, необходимое для отрыва единичной массы почвы; J – число классов гидравлической крупности (гранулометрического состава) паносов с одинаковым весом (одинаковым содержанием); D – глубина потока; M_{di} –

^{**} Здесь и далее обозначения авторов.

масса наносов i -го класса в отложениях, приходящихся на единицу поверхности; M_{di} – удельная на единицу поверхности масса отложений; g – ускорение свободного падения; ρ и σ – плотность воды и наносов соответственно.

Удельная мощность потока может быть выражена как

$$\Omega = \rho g l s u = \tau u, \quad (19)$$

где τ – касательное напряжение; s – уклон; u – средняя скорость потока. Остальные обозначения прежние. Воспользовавшись уравнениями неразрывности Шези и Маннинга, выразим удельную мощность потока через расход q и уклон. Тогда зависимость (19) примет вид

$$\Omega = \rho g q^{3/5} n^{3/5} s^{7/10} n^{-3/5} q^{6/15} s^{3/10} = \rho g q s \quad (20)$$

В случае постоянной интенсивности водоотдачи i зависимость (20) может быть переписана для склона длиной l , в виде

$$\Omega = \rho g i l s \quad (21)$$

Использование вышеописанных приемов позволяет представить среднюю интенсивность отрыва частиц r_i' на склоне в следующем виде:

$$r_i' = (1 - II) F il s / lJ - c, \quad (22)$$

где c – постоянная интегрирования с минусом, поскольку отрыв частиц начинается на некотором удалении от начала склона, где мощность потока начинает превышать пороговое значение. По аналогии с анализом уравнений (11) и (12) из формулы (22) следует, что, если выразить зависимость смыва от длины склона в форме типичной для эмпирических уравнений, то смыв будет пропорционален уклону и длине склона в степени больше единицы при не вполне развитом процессе и уменьшаться, стремясь к единице, если длина и (или) крутизна склона будут возрастать, пока не подавляющей части склона не сложится вполне развитый процесс отрыва частиц. Анализ влияния уклона на смыв, выполненный авторами, дал сходные результаты. Зависимость смыва от уклона в диапазоне от 1 до 20%, вытекающая из теории К.В. Роуза, дает результаты аналогичные Универсальному уравнению эрозии (Wischmeier, Smith, 1978), т.е. фактор уклона пропорционален уклону в степени 1,3-1,4. Таким образом, теория К. В. Роуза также не согласуется с фактическими данными.

В гидромеханической модели эрозии, предложенной Ц.В. Мирчуковой (Методические рекомендации по прогнозу водной (дождевой) эрозии, 1978) отрыв частиц почвы q_x в створе, удаленном на x метров от начала склона, выражается зависимостью

$$q = 10^{-6} \gamma \omega d^3 \int \left(u_{\Delta x}^2 / u_{\Delta \text{down}}^2 - 1 \right) dx / d, \quad (23)$$

где γ - плотность воды; ω - частота пульсаций скорости потока; d - диаметр отрываемых частиц; u_x - скорость на высоте выступов шероховатости в створе удаленном на x метров от вершины склона; u_{allow} - допустимая изразмывающая скорость на высоте выступов шероховатости. Анализ выражения в скобках и результатов расчета смыва для склонов различной крутизны и длины, приведенных в вышеупомянутых рекомендациях, показывает, что при вполне развитом процессе эрозии (большая длина склонов, большие уклоны и высокая интенсивность осадков), когда смыв охватывает подавляющую часть склона, смыв пропорционален длине и уклону в степени 0,7. Если скорость потока на большей части склона не намного превышает пороговую величину, то показатель степени при длине и уклоне растет в равной мере и может превышать, причем существенно, 1. (Ларионов, 1993). Таким образом, гидромеханическая модель также противоречит натурным и экспериментальным данным.

Лучше других согласуются с известными закономерностями выводы, следующие из гидрофизического подхода к описанию эрозионного процесса, предложенного Г. А. Ларионовым и С. Ф. Красновым (1992). Согласно этому подходу отрыв частиц почвы и захват опустившихся на дно донных и взвешенных наносов есть функция мощности потока имеющая следующий вид

$$W = \frac{kC^2 \rho g i L s}{\left[1 + 10^{**} a \left(1 - \frac{u}{u_o} \right) \right]}, \quad (24)$$

где k - количество энергии, требующееся для отрыва единичной массы почвы или наносов; C - коэффициент Шези; ρ - плотность воды; g - ускорение свободного падения; i - интенсивность водоотдачи; L - длина склона; s - уклон; a - коэффициент, зависящий от вида кривой распределения мгновенных значений скорости потока; u и u_o - скорость потока и ее пороговое значение, соответственно. Уравнение (24) может также быть записано в виде, делающим более ясным его физический смысл:

$$W = \frac{kC^2 \rho g u^3}{\left[1 + 10^{**} a \left(1 - \frac{u}{u_o} \right) \right]} \quad (25)$$

Выражение в квадратных скобках, являющееся уравнением логистической кривой, показывает долю мгновенных скоростей, превышающих пороговое значение, в околовороговой области. Поскольку распределение мгновенных значений скорости в потоке соответствует закону нормального распределения, то при приближении средней скорости потока к пороговым значениям сначала отдельные струи, соизмеримые по сечению с отрываемыми или захватываемыми частицами, будут иметь скорость, равную пороговой или превышающей ее. С дальнейшим ростом средней скорости число струй со скоростями, превышающими пороговое значение, будет расти

сначала медленно а затем быстро. Максимальный рост доли пульсационных скоростей, превышающих пороговое значение, происходит при приближении средней скорости потока к пороговой величине. При дальнейшем росте средней скорости прирост пульсационных значений скорости, превышающих пороговую величину, замедляется, и при средней скорости потока, превышающей пороговое значение в 2-3 раза, что зависит от величины разности между максимальными значениями и минимальными значениями мгновенных скоростей в потоке, все мгновенные значения скорости будут выше пороговой величины.

При постоянстве главного параметра, т.е. длины склона, и постоянной интенсивности водоотдачи смыв является функцией уклона, а конкретно функцией синуса угла наклона, т.к. именно ему пропорциональна составляющая тяжести силы параллельная поверхности склона. В этом случае, учитывая, что $W \propto s^{1/3}$, зависимость (24) может быть записана в виде

$$\frac{W_{\text{см}}}{[1 + 10^{**}a(1 - s^{1/3}/s_o^{1/3})]}, \quad (26)$$

где s_o – пороговое значение уклона при постоянстве прочих факторов. Коэффициент a может быть принят равным 4 (Ларионов, Краснов, 1992). Согласно зависимости (26), при донороговых значениях уклона смыв может быть описан степенной зависимостью с показателем степени при уклоне существенно меньше единицы. С увеличением уклона показатель степени увеличивается. В околонороговой области он принимает значения существенно больше единицы, и, наконец, при $s \gg s_o$ показатель степени принимает значение 1. Этот интервал изменений показателя степени при длине охватывает все известные, полученные эмпирическим путем, показатели степени при уклоне.

При постоянстве прочих параметров и замене скорости и ее пороговой величины на длину склона и ее пороговое значение интегрирование уравнения (24) по длине склона невозможно, однако в приближенном виде оно будет иметь вид:

$$W' \approx 0.5L / [1 + 10^{**}a(1 - L^{1/3}/L_o^{1/3})]. \quad (27)$$

где W' – средний смыв. Из него следует, что как и в случае с уклоном в донороговой области, показатель степени при длине существенно меньше единицы, затем в околонороговой области превышает единицу и в запороговой области вновь приобретает значение равное 1.

Для запороговой области зависимость общего смыва со склоном разбитого на n равновеликих отрезков длиной l , будет иметь вид:

$$W' = \int l / dl = \int nl / d(nl) = 0.5n^2 l^2 \quad (28)$$

Суммарный смыв на n -ом W_n может быть определен как

$$W_n = W_{n1} - W_{(n-1)1} \sim kl^2 \left[n^2 - (n-1)^2 \right] = kl^2 (2n-1), \quad (29)$$

средний смыв с n -го отрезка запишется в виде

$$W'_n = kl(2n - l) . \quad (30)$$

Отметим, что согласно зависимости (30), полученной исходя из того, что смыв пропорционален длине склона в первой степени, на каждом последующем отрезке средний смыв удваивается. Однако это во многом противоречит известным экспериментальным данным. Такая зависимость может иметь место лишь для чистой воды. Обычно сорванные потоком частицы почвы сму приходится транспортировать по склону и далее от места, где они были сорваны, затрачивая на это часть своей свободной энергии. Для этого случая зависимость отрыва частиц почвы потоком на n -ом отрезке (W'_n) запишется в виде

$$W'_n = k(nlis - G_{n-1}(l-j)/k_0) , \quad (31)$$

где k – ручейковая эродируемость почвы, численно равная весу сорванных частиц в единицу времени с единицы поверхности ложа потока, относенных к энергии потока, G_{n-1} – количество донных наносов, поступивших с предыдущего отрезка склона на последующий, j – коэффициент истирания почвенных агрегатов (комочеков), k_0 – коэффициент захвата донных наносов потоком, численно равный весу донных наносов, захваченных потоком в единицу времени с единицы поверхности ложа потока, и относенных к энергии потока. Для рыхлого материала, например, для песка – $k \approx k_0$.

Выражение (31) не интегрируется поэтому попробуем просчитать отрыв частиц почвы и количество транспортируемых наносов для нескольких отрезков в общем виде, приняв что уклон, интенсивность водоотдачи и коэффициент Маннинга постоянны. Также для упрощения расчетов примем, что наносы, сорванные на отрезке, на нем не истираются. Тогда на первом отрезке отрыв частиц выразится в виде

$$W'_1 = k\lambda .$$

Соответственно количество наносов, образовавшихся на нем также будет равно

$$G_1 = k\lambda .$$

На втором отрезке отрыв частиц запишется в виде

$$W'_2 = k \left[2\lambda - \frac{\lambda k(l-j)}{k_0} \right] = k\lambda \left[2 - \frac{k(l-j)}{k_0} \right]$$

Соответственно количество наносов, образовавшихся на нем и поступивших с вышележащего участка, выразится как

$$G_2 = G_1 + W'_2 = k\lambda + k\hat{\lambda} \left[2 - \frac{k(l-j)}{k_o} \right] = k\lambda \left[3 - \frac{k(l-j)}{k_o} \right]$$

Тогда отрыв частиц с 3 -го отрезка запишется как

$$W'_3 = k \left\{ 3\lambda - k\lambda \left[3 - \frac{k(l-j)}{k_o} \right] \frac{(l-j)}{k_o} \right\} = k\lambda \left[3 - \frac{3k(l-j)}{k_o} + \frac{k^2(l-j)^2}{k_o^2} \right],$$

а количество донных наносов соответственно

$$G_3 = G_2 + W'_3 = k\lambda \left[3 - \frac{k}{k_o(l-j)} \right] + k\lambda \left[3 - \frac{3k}{k_o(l-j)} + \frac{k^2}{k_o^2(l-j)^2} \right] = \\ k\lambda \left[6 - \frac{4k(l-j)}{k_o} + k^2 \frac{(l-j)^2}{k_o^2} \right]$$

По аналогии легко получить уравнения и для других участков. Запишем уравнения количества донных наносов для 6-го отрезка и отрыв новых частиц для 7-го отрезка. Они будут иметь вид

$$G_6 = k\lambda \left[21 - \frac{35k(l-j)}{k_o} + \frac{35k^2(l-j)^2}{k_o^2} - \frac{21k^3(l-j)^3}{k_o^3} + \frac{7k^4(l-j)^4}{k_o^4} - \frac{k^5(l-j)^5}{k_o^5} \right] \\ W_7 = k\lambda \left[7 - \frac{2k(l-j)}{k_o} + \frac{3k^2(l-j)^2}{k_o^2} - \frac{3k^3(l-j)^3}{k_o^3} + \frac{2k^4(l-j)^4}{k_o^4} - \frac{7k^5(l-j)^5}{k_o^5} + \frac{k^6(l-j)^6}{k_o^6} \right]$$

Из рассмотрения этих уравнений видно, что значения коэффициентов, свободных членов и показателей степени при членах уравнения имеют определенную закономерность. В уравнении количества наносов на n-ом отрезке свободный член равен сумме натурального ряда чисел, последнее из которых есть порядковый номер отрезка. следующий коэффициент равен сумме первых двух коэффициентов из уравнения наносов для предыдущего отрезка. третий коэффициент равен сумме второго и третьего коэффициентов из уравнения наносов для предыдущего отрезка и т.д. Коэффициент при последнем члене всегда равен единице. Показатель степени при отношении коэффициентов отрыва частиц и захвата донных наносов, а также при выражении $(l-j)$ у второго члена в квадратных скобках всегда равны единице, а у последующих – увеличиваются на единицу. Показатель степени у последнего члена меньше порядкового номера отрезка на единицу. Знаки (+ и -) при членах в скобках чередуются, причем первый всегда положителен. В выражении описывающем отрыв частиц почвы свободный член численно равен порядковому номеру отрезка. Все последующие коэффициенты вычисляются как и в предыдущем случае. Показатели степени у каждого последующего члена, начиная со второго, также возрастают на единицу. У последнего члена показатель степени при отношении коэффициентов и выражении $(l-j)$ меньше порядкового номера на единицу.

Воспользовавшись приведенными выше уравнениями, рассмотрим как будет изменяться отрыв частиц и их транспорт по длине склона. Из структуры уравнения (31) и последующих построений следует, что смыв по длине склона изменяется в зависимости от соотношения затрат энергии на отрыв частиц почвы и на транспорт донных наносов, количество которых, в свою очередь зависит от податливости почв эрозии и истиранию агрегатов и комочеков почвы в процессе их транспорта в потоке. Понятно, что для рыхлого песка можно принять, что $k = k_o$ и $j = 0$. В этом случае первоначальный отрыв песка не будет зависеть от порядкового номера отрезка, т.е. от длины склона, т.к. на всех отрезках отрыв будет равен $k\lambda$. При этом количество транспортируемых влажных наносов на каждом последующем отрезке увеличивается на величину $k\lambda$ и на всех отрезках соответствует транспортирующей способности потока. Если выразить зависимость смыва в виде функции длины склона, показатель степени при длине склона, очевидно, будет равен 0. Если $k \gg k_o$ и $j \rightarrow 0$, то величина выражения в скобках будет увеличиваться от отрезка к отрезку. Если в этом случае представить смыв в виде функции длины склона, то показатель при длине склона будет стремиться к 1, но по мере насыщения потока наносами, поскольку они слабо истираются, в дальнейшем отрыв новых частиц почвы будет происходить с замедлением, и, следовательно, показатель степени при длине начнет падать. Количество взвешенных наносов при определенных условиях (высокая эродируемость почвы, низкая водопрочность агрегатов, что характерно для лессов.) при большой крутизне склонов может достигнуть некоторой критической концентрации, что также может затормозить процесс отрыва новых почвенных частиц; следовательно, при очень высоких темпах эрозии можно ожидать, что показатель степени при длине в уравнении зависимости смыва от длины склона также будет существенно меньше единицы. Это подтверждается наблюдениями на стоковых площадках на очень крутых склонах, сложенных лессами, в Китае (Zhongshan, Xinying, 1988) (Табл. 1). Средняя величина показателя степени при длине по сериям площадок составляет, соответственно, 0,22, 0,15 и 0,52, а по всем площадкам 0,28. Это не соответствует представлениям Г.Р. Фостера о том, что величина показателя степени при длине склона определяется отношением смыва в ручейках к смыву в межручейковых пространствах, которое растет с крутизной склона и, соответственно, показатель степени при длине склона должен также увеличиваться. На первый взгляд данные достаточно противоречивы, но с позиций гидрофизической теории эрозии они находят более или менее удовлетворительное объяснение.

Малые показатели степени (менее 0,1) при длине для площадок со сравнительно низкими темпами смыва и длиной 10-20 и 10-40 м можно отнести за счет того что скорость потоков не достигает пороговых значений на подавляющей их части и тогда рост смыва с длиной происходит медленно. На первых двух площадках (20 и 40 м.) третий серии при достаточно большом смыве показатель степени при длине достигает 0,8, что

может быть связано с двумя различными явлениями. Вероятно, скорости в интервале длин 20-40 м приходятся на околовороговый диапазон, где возможно еще большие значения показателя степени при длине для случая размыва почвы "чистой водой". Поскольку при дождевой эрозии сток всегда содержит достаточно большое количество наносов, сорванных дождевыми каплями, способствующими их транспорту в потоке (Маккавес, 1955), в литературе неизвестно случасв, чтобы у функции рельефа для ливневого смыва показатель степени при длине склона превышал 1, что имеет место при смыве, вызванном стоком талых вод (Ларионов, 1993). В третьей серии на площадках длиной 40 и 60 м, отличающихся наибольшим смывом, показатель степени при длине близок к 0. Вероятно это соответствует случаю, когда $k \approx k_o$ и показатель степени при длине стремится к 0.

Таблица 1

**Влияние длины стоковой площадки на смыв
(По данным Zhongshan, Xiuying, 1988)**

Крутизна площадок, град	Длина площадок в метрах			Годы наблюдений
	Смыв в тоннах с га за год			
$9^{\circ}30'$	10	20	40	1954-1957
	4,76	5,03	6,42	
22°	10	40	60	1957-1960
	28,12	29,33	39,54	
22°	20	40	60	1963-1967
	98,15	169,09	167,66	

Следствия, вытекающие из гидрофизической теории эрозии, конечно не могут описать всех известных случаев влияния длины склона на смыв. Например известно, что при очень малых уклонах смыв с единицы площади с увеличением длины площадки падает (табл. 2)

Таблица 2

**Влияние длины площадки на смыв при малых уклонах
(По G. Singh, R. Baby, R. Chandra, 1981)**

Число лет наблюдений	Длина площадки в метрах			
	Смыв в тоннах с гектара за год			
Станция Рехманкера, уклон 0,5%				
15	18,3	36,6	54,9	-
	1,79	1,45	1,14	-
Станция Чандигарх уклон 1,5%				
6	90,0	120,0	150,0	-
	7,23	5,21	3,50	-
Станция Кхарагхур уклон 2,0%				
4	25,0	37,5	50,0	60,0
	8,81	8,04	10,35	9,10

Анализ различных теоретических подходов к описанию эрозии на склонах показал, что лишь один из них – гидрофизический – более полно объясняет основные закономерности эрозии, которые были известны из результатов эмпирических исследований и натурных данных. Согласно гидрофизической теории эрозии, зависимость фактора крутизны склона от уклона должна представляться функцией синуса угла наклона поверхности с *s*-образным отрезком, положение которого относительно оси абсцисс определяется многими параметрами, но главными из них является длина склона, которая при иных равных условиях определяется вместе с уклоном момент достижения потоком порогового значения скорости. В связи с этим в функции фактора уклона одним из аргументов, кроме главного параметра, должна входить длина склона. В свою очередь в функцию длины склона должен входить и уклон, так как от уклона зависит расстояние от вершины склона, на котором поток, при иных равных условиях приобретет скорость, равную пороговому значению. Как было показано выше, по мере насыщения потока наносами показатель степени при длине уменьшается и может приближаться к 0. Поэтому показатель степени при длине после достижения потоком пороговой величины скорости должен уменьшаться с длиной склона. Высокая концентрация наносов, при которой может иметь место снижение интенсивности отрыва частиц, достигается быстрее на крутых склонах; соответственно поэтому в зависимости для показателя степени при длине склона одним из аргументов должен являться уклон. Как было показано выше, истираемость почвенных агрегатов также оказывает влияние на накопление донных наносов и, соответственно, на отрыв частиц с ложа потока; вследствие этого логично было бы ввести и этот параметр в функцию показателя степени при длине склона, но к сожалению недостаток натурных и экспериментальных данных не позволяет сделать это в настоящей работе. Наконец, при очень малых уклонах, где отрыв частиц почвы осуществляется преимущественно за счет энергии дождевых капель, с ростом длины склона увеличивается глубина потока и, соответственно, все большая часть энергии дождевых капель гасится в толще воды, не достигая ложа потока, соответственно уменьшается срыв частиц каплями дождя. Если при этом скорость потока еще недостаточна для срыва частиц, то происходит уменьшение смыва с длиной склона; соответственно показатель степени при длине будет иметь отрицательное значение. Этот момент также очевидно должен найти отражение в факторе длины склона.

Уравнения факторов длины и крутизны склонов для эмпирических моделей ливневой эрозии

Статистические модели эрозии обычно основываются на данных наблюдений на стоковых площадках. При этом все они сопоставляются с данными, полученными на площадках, по своим главным параметрам (длина и уклон), принятыми в качестве стандартных. Для таких площадок фактор уклона и длины склона принимается равным единице. В универсальном

уравнении эрозии (Wischmeier, Smith, 1965) и последующих за ним модификациях (Wischmeier, Smith, 1978; Renard, Meyer, Meyer, 1994) уклон стандартной площадки принят равным 9%, длина 22,13 м. Близки по главным параметрам и стандартные площадки Индии, Румынии, Болгарии, а также Китая. В последнем за стандарт крутизны принят уклон в 10°. Поэтому мы также воспользуемся этими параметрами в качестве стандартных. Впрочем различия в стандартах большой роли не играют – переход от стандарта к стандарту осуществляется просто.

Исходными материалом для составления уравнения фактора уклона (S) послужили данные, использовавшиеся авторами переработанного универсального уравнения эрозии (Renard, Meyer, Meyer, 1994), данными Индийской службы охраны почв для области малых уклонов (Singh, Babu, Chandra, 1981), а также материалы наблюдений на китайских стоковых площадках с исключительно высокими (до 28,7°) уклонами (Liu, Nearing, Risse, 1994). Уравнение имеет вид:

$$[S] = 19.79 \sin \alpha \left\{ \frac{0.5}{\left[1 + 10 * \left(4.23 - 3.5 \left(\frac{\sin \alpha}{\sin 9\%} \right) \left(\frac{\lambda}{22.13} \right)^{**0.33} \right) \right]} + 0.5 \right\} + 0.03, \quad (32)$$

где α – уклон, %; λ – длина склона, м. Коэффициент детерминации зависимости 0.93. Коэффициент пропорциональности (19,79) оказался ближе всего к ранее полученному Г.А. Ларионовым (1993) – 18,62 и больше, чем в переработанном универсальном уравнении эрозии (16,8), и меньше (21,91), чем коэффициент, полученный на китайских площадках приемами обычной статистической обработки (Liu, Nearing, Risse, 1995). Максимальное значение выражения в квадратных скобках теоретически должно равняться 1 и приближаться к нулю при малых значениях уклонов и (или) малой длине склона, т.к. при скоростях меньше пороговых поток не в состоянии отрывать частицы почвы. Однако в этом случае в качестве агента, производящего эрозионную работу выступают дождевые капли. Согласно (32) именно они производят основную работу по отрыву частиц на склонах до 4-5° и длиной до 20 м, в то же время их работа примерно в 2 раза уступает работе потоков, если бы последние имели на склонах с такими параметрами скорости выше пороговых значений.

Уравнение показателя степени при длине склона выводилось на основе экспериментальных данных (табл. 1 и 2) и вышеизложенных теоретических построений. Оно имеет вид:

$$p_n = 0.7 * \exp \left\{ -0.29 \left[\left(\frac{\ln}{22.13} \right)^{0.33} \left(\frac{\sin \alpha_n}{\sin 9\%} \right)^{-0.33} - 2.2 \right]^2 \right\} + \\ + 2 * \exp \left\{ -0.034 \left[\left(\frac{\ln}{22.13} \right)^{0.67} \sin \alpha_n^{0.33} - 16 \right]^2 \right\} * \exp (-0.01 * \alpha_n^2) \quad (33)$$

где p_n – показатель степени при n -ом отрезке длиной l ; α_n – уклон отрезка склона, %. Первый член дает отрицательные значения показателя степени при длине и основан на данных стоковых площадок с очень малыми уклонами. Коэффициент детерминации – 0.85.

Влияние так называемых собирающих и рассевающих склонов на эрозию отмечалось еще С.С. Соболевым (1948). В.В. Сластиком (1964) предложил эмпирические коэффициенты для оценки уменьшения или увеличения смыва соответственно на конвергентных и дивергентных склонах. Очевидно сила влияния будет зависеть от степени конвергентности или дивергентности склона. Поскольку в факторе длины склона находится отражение и концентрация поверхностного стока, имеющая место на прямом склоне, то целесообразно, чтобы в нем же получила отражение концентрация стока или его рассеяние на склонах с непрямым поперечным профилем. Количественная оценка степени дивергентности или конвергентности (K) была выражена Г.А. Ларионовым (1993) через кривизну горизонталей

$$K = \frac{(R_1 + R_2)}{2R_2}, \quad (34)$$

где R_1 и R_2 – соответственно кривизна радиусов в верхней и нижней частях отрезка склона. Кривизна горизонталей легко определяется по шаблону на прозрачной основе с нанесенными на нее отрезками окружностей с различными радиусами. На расходящихся (дивергентных) склонах $K < 1$, на конвергентных склонах $K > 1$.

Поскольку влияние длины склона на смыв выражается степенной зависимостью, то и влияние коэффициента K должно также выражаться аналогичным образом. В первом приближении вероятно показатель степени при K должен иметь ту же величину, что и при длине склона. Тогда фактор длины для n -го отрезка $[L_n]$ склона запишется как

$$[L_n] = \left(\frac{l}{l_0} \right)^{p_n} \left[K_n^{p_n} n^{l-p_n} - K_{n-1}^{p_{n-1}} (n-1)^{l-p_{n-1}} \right], \quad (35)$$

где l – длины равновеликих отрезков, l_0 – длина стандартной площадки, K_n и K_{n-1} – коэффициенты конвергентности или дивергентности склона на предыдущем и последующем отрезках склона; p_{n-1} – показатели степени при длине соответственно для и отрезков склона.

Предложенные зависимости для расчета фактора склона более полно по сравнению другими отражают сущность основных процессов, протекающих при смыве почвы дождевыми осадками. Вместе с тем набор про-

цессов, сопровождающих эрозию настолько разнообразен, что в эмпирической модели статистического типа, даже усложненной многими нелинейными зависимостями, невозможно отразить все прямые и обратные связи между смывом и основными параметрами рельефа – длиной и крутизной склона. Поэтому нельзя рассчитывать на адекватное отражение влияния рельефа на эрозию предложенными зависимостями во всех без исключения случаях. При большом отклонении от средних значений любого из факторов эрозии (почва, сток, рельеф и др.) возможны существенные отклонения от реальных значений смыва. Конечно, можно проводить и дальнейшие усовершенствования предложенных зависимостей, включая в них такие факторы как смыываемость почвы, интенсивность осадков и т.п., но проще это сделать в рамках физической модели эрозии. Пока же физические модели еще только разрабатываются, поэтому предложенные зависимости с успехом могут использоваться в рамках эмпирических моделей эрозии, которые еще не скоро будут вытеснены более совершенными физически обоснованными методами расчета смыва.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов В.Д., Лопырев М.И. Об установлении категории эрозионноопасных земель по интенсивности смыва почв талыми водами // Почвоведение. 1979. № 4.
- Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противозорозионных мероприятий на европейской территории СССР. Л. 1979.
- Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: изд-во МГУ. 1993.
- Ларионов Г.А., Краснов С.Ф. Гидрофизическая модель эрозии и возможности ее реализации // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: изд-во МГУ. 1992.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР. 1955.
- Методические рекомендации по прогнозу водной (дождевой) эрозии // Под ред. Ц.Е. Мирякулова. М., 1987.
- Поляков Б.В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов рек Европейской территории СССР Тр. 1-го совещания по регулированию стока М.-Л.: АН СССР. 1946.
- Сластихини В.В. Вопросы мелиорации склонов Молдавии. Кишинев. 1964.
- Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на Европейской части СССР и борьба с ними. Т. 1. М.-Л.: изд-во АН СССР. 1948.
- Сурмач Г.Н. Опыт расчета смыва почв для построения комплекса противозорозионных мероприятий // Почвоведение. 1979. № 4.
- Шебес Г.И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии). Л.: Гидрометеоиздат. 1974.

- Foster G.R., Lane L.J., Noowlan I.D., Lafren J.M., Young R.A. Estimating erosion and sediment yield on field size areas. // Trans. ASAE. 1981, № 24.
- Hairsine P.B., Rose C.W. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles 1. Sheet flow // Water resources research. 1992, № 2.
- Liu B.Y., Nearing M.A. Risse L.M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes. // Trans. ASAE, 1994, № 36.
- Moore T.D., Wilson J.P. Length-slope factors for the revised universal soil loss equation: simplified method of estimation // J. Soil and water conservation. 1992, № 5.
- Renard K.G., Meyer L.D., Meyer G.R. Predicting soil erosion by water-a guide to conservation planning with revised universal soil loss equation (RUSLE). USDA, ARS, Washington, 1994.
- Rose C.W. Developments in soil erosion and deposition models. // Advances in soil science. 1985, № 2.
- Singh R., Babu R., Chandra S. Soil loss prediction in India. Bul. NT-12/D-9, Dehra Dun, India, 1981.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Rainfall erosion losses from cropland east of Rocky Mountains. USDA Agric. Handbook 282. Washington, 1965.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. USDA Agric. Handbook. Washington, 1978.
- Yang C.T. Unit stream power and sediment transport // J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng. 1972, № 98.
- Yang C.T. Incipient motion and sediment transport// J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng. 1973, № 99.
- Yang C.T. Unit stream power equation for gravel // J. Hydraul. Eng. 1984, № 110.
- Yang C.T., Stall J. B. Applicability of unit stream power equation // J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng. 1976, № 102.
- Zhongshan J., Xiuying L. Study on the rainfall erosivity and the topographic factor of predicting soil loss equation in the Loess Plateau // Memoir of NISWC, Academia Sinica, 1988, № 7.

В содержание

Г.Л. Ларионов, В.Ф. Неров, М.В. Топунов

ПУЛЬСАЦИОННАЯ ФОРМА ДВИЖЕНИЯ ВОДНЫХ ПОТОКОВ И ЕЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ*

Н.И. Маккавеев (1973) относил волны в водных потоках к числу важнейших побудителей эрозионного процесса, поэтому раскрытие механизма волнообразования в водных потоках неветрового происхождения может явиться существенным вкладом в развитие эрозиоведения. В настоящей работе описываются примеры волнового движения (волны перемещения, по классификации Н.И. Маккавеева) в потоках, охватывающих широкий диапазон гидравлических параметров, и методом математического моделирования показаны условия, при которых водные потоки неизбежно принимают пульсационный характер движения.

Наиболее доступными для наблюдения являются пульсационные волны (волны перемещения) на поверхности асфальтовых покрытий во время дождя или таяния снега. Ручьи на асфальте часто представляют собой не сплошной поток, а череду совершенно одинаковых волн, следующих одна за другой с завораживающим постоянством (рис. 1). Глубина волны увеличивается вниз по течению и достигает максимума (5-8 мм) в лобовой части, которая сопрягается с поверхностью потока между волнами по крутопадающей кривой.

На поверхности волн видны возмущения, свидетельствующие о турбулентном характере течения воды. В лобовой части волны возмущения приобретают более выраженный характер и имеют более или менее регулярную структуру в виде ряби. В плане волны имеют эллипсообразную форму. Причем ось эллипса, параллельная направлению течения, располагается по наиболее глубокой части потока. В промежутках между волнами глубина потока не превышает первых миллиметров, его поверхность со-

* Работа выполнена по программе поддержки ведущих научных школ (проект №96-15-98304)

вершенно гладкая, а форма окрашенных марганцевокислым калием струй свидетельствует о ламинарном типе течения воды. Обычно длина участка потока с такими свойствами значительно меньше, чем длина отдельной волны.

Потоки с таким режимом течения образуются в результате расплывания обычных ручейков на сравнительно гладком асфальте с ровной поверхностью. Пульсационный характер движения может превратиться в обычный в результате концентрации потока или значительного увеличения глубины после впадения притока. Волновой характер движения воды нарушается также на участках с повышенной шероховатостью, являющейся следствием механического повреждения поверхности асфальта или укладки асфальта с крупнощебенчатым наполнителем. На протяжении одного ручья можно наблюдать несколько переходов от обычного режима течения к пульсационному и наоборот. Таким образом, пульсационный характер движения воды в ручьях на асфальте нельзя считать случайностью. Очевидно существуют определенные условия, когда течение мелководного потока на гладкой поверхности неизбежно принимает пульсационный характер. Конечно, явления в мелководном потоке на асфальте не имеют какого-либо практического значения, но они могут помочь раскрыть физическую сущность явлений, приводящих к образованию таких грозных природных явлений, как селевые потоки.

Дело в том, что пульсационный или квазиволновой характер движения является важнейшей чертой и для селевых потоков, что отмечалось еще в одной из первых публикаций о селевых потоках (Демонце, 1891). В одной из последних обобщающих работ по селям (Виноградов, 1980) дана сводка описаний схода селевых потоков очевидцами. Из 16 описаний лишь в двух не упоминаются селевые волны. Квазиволновой характер движения подтверждается и многолетними наблюдениями на селевых стационарах. Стационар на реке Дуруджа расположен на южном склоне Главного Кавказского хребта, в его восточной части, на территории Грузии. Площадь бассейна – 103 км², длина водотока – 26 км, средний уклон водотока – 148‰ (Каталог ..., 1969). Это один из наиболее активных селевых бассейнов Кавказа. Селевые потоки в нем почти исключительно ливневого генезиса, преимущественно связанные с плотностью 2000 кг/м³ (Беручашвили, Ко-коришвили, 1969; Гагошидзе, 1970). Средняя скорость движения селевой массы – 2-7 м/с, максимальный расход колеблется в пределах от 10 до 1200 м³/с. Пульсационный режим прохождения селей – характерная особенность этого бассейна. За сель проходит от двух до 8-21 волны с интервалом во времени от 1-5 до 30 и более минут. Высота волн лежит в диапазоне от 1-2 до 11-12 м. При большой высоте волн и, соответственно, при больших расходах, их количество уменьшается, а интервалы между волнами возрастают и наоборот.

Стационар на реке Джанджа расположен на Юннанском плато на юге Китая. Джанджа является правым притоком р. Ксяодзян, бассейн кото-

рой относится к числу наиболее активных селевых районов на Земле. Площадь водосбора р. Джанджа 47 км^2 , длина водотока 12 км, средний уклон русла 183‰ (Kang Zhicheng, 1990). Скорость селевых потоков лежит в пределах от нескольких метров до 10 м/с. Максимальная зарегистрированная скорость – 15 м/с. Максимальные расходы достигают $2400 \text{ м}^3/\text{s}$. Потоки относятся преимущественно к связному типу с плотностью 1800-2300 $\text{кг}/\text{м}^3$. Количество волн в селевых потоках бассейна р. Ксяоцзян колеблется от 1-5 в мелких притоках до 100 и более в крупных (Costa, 1984). Интервалы между волнами делятся от десятков секунд до нескольких минут. В селе, сошедшем 23 июля 1986 года на реке Джанджа и продолжавшемся в течение 1 часа 18 минут, была зарегистрирована 41 волна (Kang Zhicheng, 1990). В первой трети периода схода волны проходили ежеминутно, затем через 2-3 мин. Высота волн 0,5-2,5 м.



Рис. 1. Череда волн в мелководном потоке на асфальте
(Фото Г.А.Ларионова).

Фронт волны в плане имеет форму языка, в поперечном сечении – дугообразное поднятие (Рис. 2). При большой высоте и скорости фронт

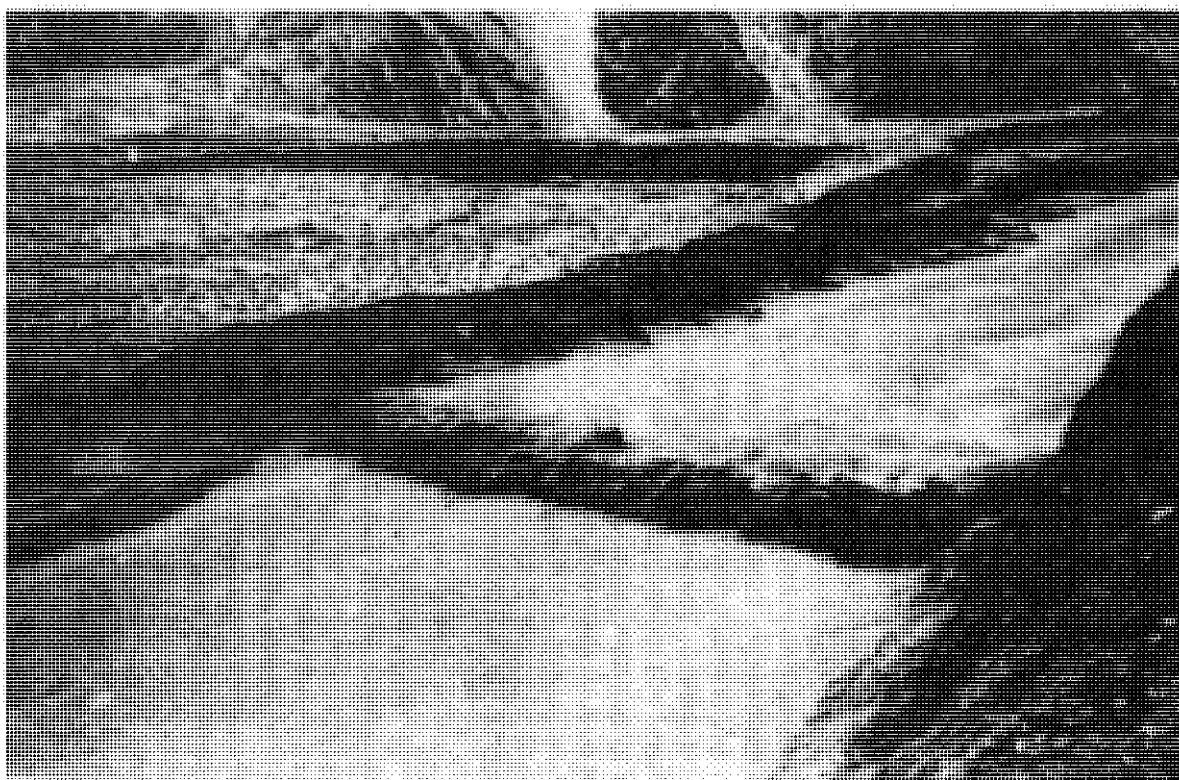


Рис. 2. Волна в селевом потоке на р. Джанджес 15 июля 1991 г. Китай, пров. Юнань. (Фото В.Ф. Нерова)

волны нависают над руслом. при средних значениях этих параметров фронт волны почти вертикален, при малой скорости и высоте имеет прямой уклон.

Приведенные выше описания наиболее типичных селепроявлений совпадают с общепринятыми представлениями о селевых потоках, которые сводятся к следующему:

1. Пульсационный или волновой характер движения – характерное свойство селевых потоков;
2. Количество волн в селе колеблется от 1 до 200 (Флейшман, 1978);
3. Высота лобовой части волны изменяется в пределах от 0,5-1,5 до 11-12 м и приблизительно в 1,5 раза больше средней глубины волны;
4. Временной интервал между отдельными волнами составляет от десятков секунд до 1-2 часов, но обычно селевые волны проходят с интервалами от 2-3 до 20-30 минут;
5. В лобовой части волны, как правило, имеются крупные обломки, содержание которых убывает к концу волны.

Существует два противоположных взгляда на причину волнобразования в селевых потоках. Согласно первому, волнобразование связывается с различными частными причинами. К ним относятся образование заторов в русле и их последующий прорыв, разновременный сход селей в боковых притоках основного селевого русла, тормозящее влияние крупных глыб и валунов в лобовой части волны и некоторые другие (Гагошидзе, 1970; Виноградов, 1976; Флейшман, 1978; Голубович, 1980; Kang Zhicheng, 1990). Согласно второму представлению, селевые волны являются существенным свойством селевого потока, обусловленным физическими процессами, происходящими в сильно насыщенных наносами потоках в определенных условиях (Войнич-Сионжинский, Беручашвили, 1970; Боярский, Перов, 1974; Перов, 1989; Виноградов, 1876; Степанов. Степанова. 1991).

При исследовании транспортирующей способности потоков малой глубины (5-20 мм), одним из авторов наблюдалось образование волн в лотке с гладким, оклесенным песком дном. Волновой характер движения маловодные потоки приобретали при концентрации наносов более 1,3 кг/л, что соответствует плотности водно-песчаной смеси в 1,54 т/м³ и уклонах более 180%. Таким образом, волновой, а вернее пульсационный характер движения, могут иметь самые разнообразные по глубине и расходам воды потоки – от мелких ручьев на асфальте до грозных селевых потоков. Если для ручьев на асфальте главным условием пульсационного характера течения является гладкая поверхность ложа, то для селевых потоков и водно-песчаной смеси – концентрация наносов. Конечно, возникновение отдельных волн в селевых потоках может быть объяснено случайными обстоятельствами, но, очевидно, причина пульсационного характера течения многих потоков кроется в наиболее общих физических законах движения жидкости.

Свободное движение жидкости, каким является например движение воды в форме русловых и нерусловых потоков, определяется силой тяже-

сти и сопротивлению движению, которое оказывает поверхность на текущую по ней жидкость. Исследования, проведенные Никурадзе (Nikuradze, 1933), показали, что сопротивление движению зависит от числа Рейнольдса и относительной шероховатости поверхности, представляющей собой отношение геометрической высоты выступов шероховатости к радиусу трубы или глубине потока в случае открытого русла (рис. 3).

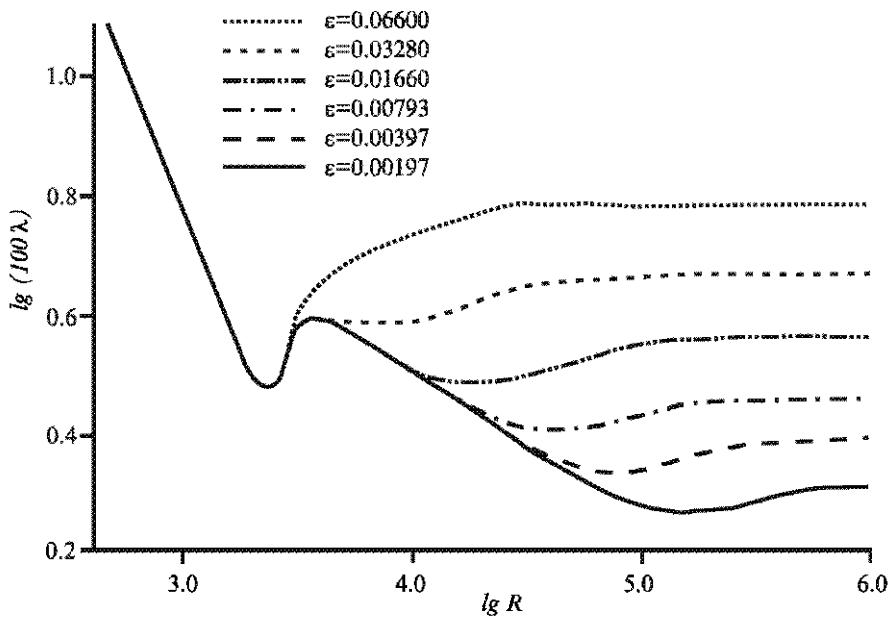


Рис.3. Зависимость коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса при разных шероховатостях

На графике видно, что в области ламинарного режима движения коэффициент находится в обратной зависимости от числа Рейнольдса, а в области перехода от ламинарного режима течения к турбулентному при низких значениях относительной шероховатости коэффициент сопротивления с увеличением числа Рейнольдса сначала растет, а затем падает. Наконец, при вполне турбулентном режиме течения, коэффициент сопротивления не зависит от числа Рейнольдса. Следует заметить, что течения таких экзотических жидкостей, как расплавленные металлы, дают такие же результаты (Рабинович, 1957). Аналогичная зависимость получена и для открытых каналов Зегждой (по Рабиновичу, 1957). Таким образом, эта зависимость является отражением физических процессов, протекающих в придонной области потоков жидкости.

Поэтому, естественно предположить, что волновой характер движения мелководных потоков связан с ростом и последующим падением коэффициента сопротивления в переходной от ламинарного к турбулентно-

му режиму течения и, поэтому, может существовать лишь при определенном сочетании расходов воды, уклонов и шероховатости дна потока. Например, при больших расходах воды, как упоминалось выше, волновой режим течения нарушается. Он также нарушается на участках с неравномерной шероховатостью, так как все сказанное выше о зависимости коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса относится к условиям искусственной, однородной шероховатости. График зависимости коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса для условий естественной шероховатости, состоящей из разнородных (микро- и макровыступов стени или дна) элементов, не имеет впадины, приходящейся на область, переходную от ламинарного режима к турбулентному. В этом случае коэффициент сопротивления во всей переходной области падает с увеличением числа Рейнольдса и, следовательно, условий для волнового режима течения не существует при любом сочетании расходов воды и уклонов.

Как известно, число Рейнольдса обратно пропорционально вязкости жидкости. Вязкость глинистых суспензий значительно выше вязкости вмещающей жидкости, а поскольку концентрация взвеси в селевых потоках очень высока, то при прочих равных условиях числа Рейнольдса для селевого потока будет существенно ниже, чем у потока с обычным содержанием наносов. Кроме того, взвешенные песчаные наносы подавляют турбулентность и, тем самым, возможно, смещают гидравлические характеристики насыщенных наносами потоков в переходную область. Наконец, зависимость коэффициента сопротивления вязких жидкостей от числа Рейнольдса не исследовалась, но вполне вероятно, что соответствующий график будет иметь прогиб в переходной области и для высоких значений шероховатости. В этом случае вышеупомянутая гипотеза может быть приложна и к сильно насыщенным наносами потокам, включая и селевые.

Для проверки гипотезы, согласно которой пульсационный характер движения потоков связан с переходной от ламинарного к турбулентной областью, если при этом график зависимости коэффициента сопротивления имеет в ней впадину и горб, воспользуемся математическим моделированием процесса. Поскольку данные о сопротивлении для взвесенасыщенного потока отсутствуют, то проведем моделирование только для чистой воды. При построении математической модели процесса волнобразования будем основываться на следующем базисе:

1. Уравнение неразрывности в форме

$$\frac{\partial(hv)}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

2. Уравнение баланса расхода, представленного в следующем виде

$$i - \frac{\partial h}{\partial s} = \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial s} + \frac{Q^2}{K^2} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \quad (2)$$

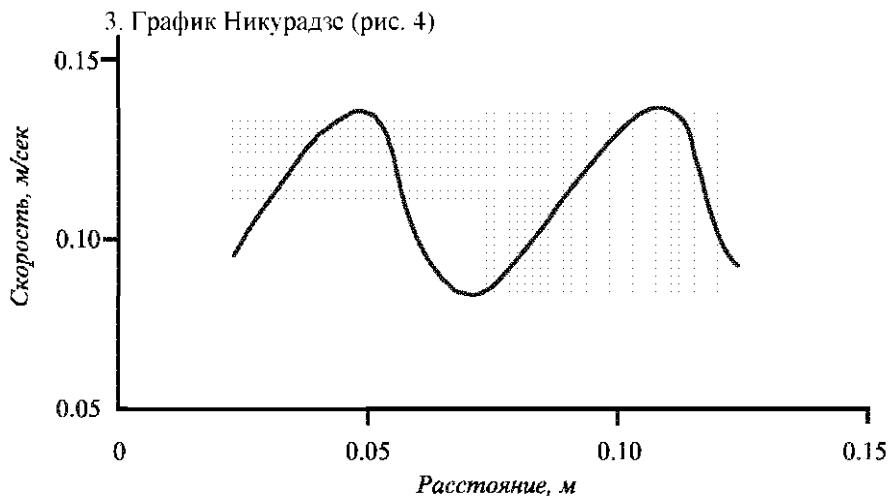


Рис. 4. Квазипериодические волны в математической модели процесса

4. Гипотеза о постоянстве расхода.

В уравнениях (1) и (2) приняты следующие обозначения: Q – расход; i – уклон; K – модуль расхода; v – средняя скорость потока.

Рассмотрим уравнения (1) и (2) совместно; с учетом

$$\frac{Q^2}{K^2} = \frac{\lambda}{8gh} v^2$$

(λ – коэффициент гидравлического сопротивления), получим следующую систему дифференциальных уравнений в частных производных:

$$\begin{cases} \frac{\partial(hv)}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \\ i - \frac{\partial h}{\partial s} = \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial s} + \frac{\lambda}{8gh} v^2 + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \end{cases} \quad (3)$$

Теоретически, найдя общее решение системы (3), можно было бы получить полную картину волнового движения. Однако ее решение с помощью используемых в подобных случаях численных методов для нас испытываемо, так как для дальнейшего исследования необходимо получить аналитическое решение. Поэтому необходимо ввести дополнительное условие, которое позволило бы выделить из общего решения системы (3), которое, заметим, не представляет в данном случае особого интереса, частное решение. С этой целью воспользуемся гипотезой о постоянстве расхода, подтверждаемой практическими наблюдениями. На этой основе была полу-

чена следующая зависимость между скоростью потока и функцией $\lambda = \lambda(v)$

$$\frac{\partial v}{\partial s} = -\frac{1}{8q} \frac{\lambda(v)v^3 - 8gqi}{v^3 - gq} v^2, \quad (4)$$

где q – удельный расход.

Полученное нелинейное дифференциальное уравнение и составляет ядро математической модели волнового движения в потоках малой глубины. Дальнейшее исследование проводилось с помощью численных методов. В результате было установлено, что при некотором наборе параметров наблюдается квазипериодическое поведение функции $v = v(s)$ с амплитудой около 0,05 м/с, периодом порядка 5 см и равновесным положением в районе 0,12 м/с (рис. 4). Эти величины, также как и число квазипериодов, существенно зависят от параметров i и q , а также от начальной скорости потока v_0 . Соответственно, на участки волн с малой скоростью приходятся гребни волн и наоборот.

С аналитической точки зрения, указанные особенности поведения решения дифференциального уравнения (4) объясняются его существенной нелинейностью и зависимостью гидравлического коэффициента сопротивления от числа Рейнольдса.

Таким образом, гипотеза о связи волнового движения с основными гидравлическими характеристиками потока получила подтверждение для потоков малой глубины. Вполне вероятно, что эта гипотеза справедлива и для потоков с высокой степенью насыщения наносами, включая и селевые потоки. Полученные результаты, кроме научного значения, будут полезны и в практическом отношении. Они послужат для прогнозирования селевых потоков и для проектирования селезащитных сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

Беручашвили Г.М., Кокоришвили В.И. Некоторые результаты исследования селевых потоков. Тр. КазИИГМИ. Вып. 33. М.: Гидрометеоиздат. 1969.

Боярский И.Я., Петров В.Ф. Основные типы динамических механизмов формирования селевых потоков // Вестн. Моск. ун-та, Сер: геогр. 1974. № 5.

Виноградов Ю.Б. Искусственное воспроизведение селевых потоков на экспериментальном полигоне в бассейне р. Чемолган. Селевые потоки. Сб. 1. М.: Гидрометеоиздат. 1976.

Виноградов Ю.Б. Эруди о селевых потоках. Л.: Гидрометеоиздат. 1980.

- Войнич-Сяножепский Т.Г., Беручашвили Г.М. К гидравлической теории потоков лавинного характера. Тр. Зак. НИГМИ. Вып. 37 (43). 1970.
- Гагопидзе М.С. Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси. 1970.
- Голубович В.А. О водном характере движения селевых потоков. Селевые потоки. Сб. 4. М.: Гидрометеоиздат. 1980.
- Демонте П. Практическое руководство к облесению и задернению гор. Пер. с франц. Тифлис. 1891.
- Каталог селеопасных рек на территориях Северного Кавказа и Закавказья. Тбилиси. 1969.
- Маккаев Н.И. Гидравлическая типизация эрозионного процесса // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.3. Изд-во Моск. ун-та. 1973.
- Неров В.Ф. Селевые явления на территории СССР. М. 1989.
- Рабинович Е.З. Гидравлика. М. 1957.
- Степанов Б.С., Степанова Т.С. Механика селей: эксперимент, теория, методы расчета. М.: Гидрометеоиздат. 1991.
- Флайшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат. 1978.
- Costa J.E. Physical geomorphology of debris flows. Dev. and appl. geomorphology. Berlin e.q. 1984.
- Jian Li, Jiangzun Wang. The madflow in Xiaojiang Basin. J. Geomorph. 1986. Suppl. 58.
- Kang Zhicheng. Motion characteristics of debris flow at Jianjia gully. Yunnan Province. China. Beijing. 1990.
- Nikuradse J. Strömungsgesetze in rauhen Röhren. Forschungheft 361. 1933.

В содержание

*Л.Ф. Литвин, В.Н. Голосов, И.Г. Добровольская, И.И. Иванова,
З.И. Кирюхина, С.Ф. Краснов**

СТАЦИОНАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭРОЗИИ ПОЧВ ПРИ СНЕГОТАЯНИИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ НЕЧЕРНОЗЕМЬЕ**

Стационарные исследования эрозионно-аккумулятивных процессов на обрабатываемых склонах в пределах полигона Боровской учебно-научной станции МГУ (бассейн р. Протвы, Калужская область) проводятся с 1982 года. Основная задача – количественно оценить уровень стока воды и наносов на сельскохозяйственных землях в реальных агроландшафтных условиях юга подзоны дерново-подзолистых почв, выявить основные взаимосвязи эрозии с комплексом природно-антропогенных факторов, расширить фактическую базу для создания количественной модели талого смыва.

Методика, оборудование и состав наблюдений.

Главный методический принцип – проведение полевых экспериментов с минимальным вмешательством в ход процессов без нарушения гидролого-гидравлических параметров потоков, структуры эрозионных геосистем и других условий смыва. Экспериментальные водосборы ограничивались натуральными природно-антропогенными рубежами (водоразделами, границами угодий, дорогами и т.п.), и лишь по нижней их границе устанавливались стоконаправляющие ограждения. Все измерительное оборудование действовало только в период стока и не мешало проведению обработки земель. Зональные севообороты и агротехника обеспечивали приближение к общегеографическим производственным условиям – водосборы располагались на полях совхоза "Первомайский". Для минимизации искажения структуры склоновых потоков и самих процессов было сконструировано и изготовлено измерительное оборудование – система съемных прямоточных лотков и делителей стока, обеспечивающих измерение расходов воды в диапазоне от долей до 250 литров в секунду без подпора потока и постоянного базиса эрозии. Измерения расходов проводились ежечасно в светлое время суток (ночью – реже, по мере необходимости). Мутность определялась путем отбора проб объемом 0,5-1 л в те же сроки, фильтрование проводилось с точностью не менее 0,05 г/л. Ежегодно измерялись объемы водородин и их полуинструментальное картирование (Ажигиров и др., 1987).

* Помимо авторов статьи в полевых исследованиях принимали участие: Г.А.Ларинов, А.А. Ажигиров, С.В. Дайковский, Ю.И. Жаркова, Н.Н. Миргородская, Н.К. Муравин, В.Н. Петров, Л.С. Самодурова.

** Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-64932)

Сопутствующие наблюдения состояли в сжегодных снегосъемках с опорой на сеть постоянных закрепленных точек, оценках мощности и распространения ледяной корки, глубины промерзания (по наличию кристаллов льда), постайном определении влажности до глубины 0,5 м. В периоды таяния проводились наблюдения температуры воздуха и облачности, измерялись осадки на местоплощадке станции, температура воды в склоновых потоках. Предварительно на всех водосборах проведены крупномасштабные топографические (масштаб 1:500 с сечением рельефа 0,2 м) и почвенная съемки.

Агроландшафтная характеристика водосборов

Полигон Боровской УНС, хорошо изученная в физико-географическом отношении территория (Комплексная географическая практика...., 1988), расположен на юго-восточной окраине Смоленско-Московской возвышенности в пределах подзоны дерново-подзолистых почв. Основные почвообразующие породы района – покровные суглинки и морена. Крутизна пахотных склонов – до 2° на междуречьях и 4-5° на придолинных участках.

Экспериментальные объекты – склоновые, потяжинные и ложбинные целостные и фрагментированные полностью распаханные водосборы сосредоточены на четырех участках. Названия участков, геоморфологические характеристики водосборов, их площадь, преобладающие экспозиции представлены в таблице 1 и подробно описаны в работе А.А. Ажигирова и др. (1987). Ложбины – хорошо выраженные в рельефе линейные понижения с превышением тальвега над гладкими бровками в 2-3 м в низовьях и плавным соединением в среднем и верхнем течении. Ложбины участков "Егоров овраг" (водосбор №1) и "Бутовский холм" имеют притоки-потяжини, а ложбина на участке "Сенокосная балка" (водосбор №2) – бесприточная, с широким пологим днищем и неопределенным положением тальвега. Водосбор №1 на участке "Митинки" приобретает черты ложбины только в самых низовьях, а на большей своей части это – потяжина. Потяжины (термин В.П. Лидова, 1981) – линейные формы рельефа глубиной до 0,5-0,8 м с плавным соединением склонов, но всегда имеющие четко выраженные водоразделы. Их роль в концентрации стока больше зависит от их длины, чем от глубины вреза. Склоновые водосборы – системы элементарных склонов (Литвин, 1983), представлены выровненными поверхностями, ограниченными водосборами ложбин, потяжин и антропогенными рубежами стока. В целом по всему комплексу морфологических признаков объекты можно разделить на две группы: водосборы со сложными сочетаниями элементарных

Таблица 1.

Морфологические характеристики водохранилищ

Индекс объекта	Тип объекта	Форма водохранилища, склона	Площадь, га	Крутизна, град.		Длина, м		Глубина вреза	Экспозиция общая
				склонов верх./ниж.	тальвегов верх./ниж.	склонов верх./ниж.	тальвегов верх./ниж.		
Участок "Сенокосная балка"									
C-1.	склон (правый)	дуговой-выпуклый	3,2	1-2/4-6	-	290	-	-	ВЮВ
C-2.	Ложбина (правый)	линейно-циркообраз.	4,2	2-4/3-7	2/5	50-130	230	2.0	В
C-3.	Склон (левый)	радиально-рассевающий	2,2	1,0-2,5/3,0	-	190	-	-	ЗЮЗ
Участок "Егоров овраг"									
E-1.	ложбина	грушевидная	12,0	2-3/3-4	1,8/2,3	50-250	510	1,8	С
E-2.	потяжина	каплевидная	1,25	2,5-3,0	2,5-3,0	10-50	150	0,5	С
E-3.	склон	параллельно-выпуклый	0,5	2-3/6	-	160	-	-	С
Участок "Митенки"									
M-1.	ложбина	линейная	4,3	1,5-2,0/2,4	1,6/1,2	40-60	450	1,3	CCB
M-2.	потяжина	линейная	3,4	1,5-2,0/2,3	3,3/1,4	30-150	150	0,5	CCB
Участок "Бутовский холм"									
Б-1.	ложбина	грушевидная	11,0	1,6/4,7	2,0/2,5	60/150	350/240	2,0	С

Примечание: участки: С-"Сенокосная балка"; Е-"Егоров овраг"; М-"Митенки"; Б-"Бутовский холм"; 1-3-номера водохранилищ

склонов (или элементарных морфологических единиц, по Д.А. Тимофееву) и водосборы с выровненной поверхностью, к которым можно отнести склоновые и потяжинные водосборы.

В условиях агроландшафтов юга лесной зоны важно расположение водосборов относительно лесных опушек, где накапливается снег. На водосборе № 1 "Егорова оврага", верховья которого зароссы, это приводит к затяжному снеготаянию, хотя из леса, отделенного от поля глубокой канавой, сток не поступает на полевую часть водосбора. Участку "Митенки" свойственно накопление повышенных снегозапасов вдоль нижней кромки поля. Еще более значителен для стока и смыва эффект изменения площади водосборов, а также направления и крутизны линий стока в зависимости от направления и характера обработки. Площадь изменяется даже у водосборов врезанных ложбин, и при наличии глубоких разъемных борозд ее приходилось оценивать по расположению микроручьев для каждого сезона отдельно.

Почвы полигона малогумусные, среднесуглинистые, дерново- среднес- и сильноподзолистые на покровных суглинках разных категорий смытости. Преобладают несмытые почвы, но съемка зафиксировала также среднесмытые и намытые (в тальвагах ложбинах). Характерно высокое содержание физической глины (27-40%) и преобладание пылеватых частиц (88-94%), что вместе с малым содержанием гумуса (1,1-2,1%) обуславливает низкую сопротивляемость смыву. По участкам вариабельность смыываемости изначальная – средний значения коэффициента смываемости в универсальном уравнении эрозии от 4,1 до 4,5 при квадратических отклонениях от 0,13 до 0,29, для почв разных категорий эродированности различия недостоверны. Также близки и средневодосборные значения водопроницаемости еще по замерзшей почве при очень высокой вариабельности внутри водосборов (от 0,13 до 4,0 мм/мин), обусловленной неравномерным уплотнением почвы сельскохозяйственной техникой.

Почвозащитная способность культурной растительности полигона по данным геоботанической съемки, выполненной Ю.Г. Жарковой (Ажигиров и др., 1987), достаточно высока: агрофоны по мере ее убывания образуют следующий ряд: многолетние травы – стерня зерновых – озимые – после уборки пропашных – зябь. При этом многолетние травы, высеваемые под покров зерновых, уже в первую вселю имают общее просроченное покрытие 50-60% и массу корней в слое 0-10 см 21-23 ц/га, а озимые зерновые – покрытие 20-30% и 13-23 ц/га соответственно. Отмечено широкое распространение плёнок зеленых водорослей и мхов, защищающих почву от смыва.

Общее почвозащитное влияние агрономических факторов определяется структурой посевных площадей хозяйства, в которой 52,1% занимают кормовые культуры, 40,1% – зерновые и 7,5% – картофель. Доля силосных (в основном кукурузы) составляет 35,6%. Основная обработка – отвальная вспашка на глубину 20-22 см с боронованием – проводится осенью.

Иногда зяблевая вспашка проводится поздно по влажной почве и без боронования, что приводит к образованию глыбистого, очень рыхлого пахотного горизонта, так называемая, "грубая зябь". В первые годы наблюдений вносилось довольно много минеральных удобрений, известковистых мелиорантов и навоза под картофель. Урожайность сильно колебалась, но в среднем составляла для зерновых 25 ц/га. Севообороты соблюдались плохо, и фактическое распределение культур оказалось неупорядоченным.

Почвенно-климатические и метеорологические условия снеготаяния

Основными почвенно-климатическими условиями, определяющими параметры стока воды и наносов, являются предвесенние снегозапасы, глубина промерзания и влажность почвы, продолжительность и интенсивность таяния. Снежный покров в период наблюдений формировался ежегодно, но в 1990 и 1995 гг. был неустойчивым и полностью сходил еще зимой. Сток в эти годы незначителен, а смыв практически отсутствовал. (Включение данных за эти годы в расчеты средних оговаривается особо). Несмотря на экстремально теплые зимы второй половины периода наблюдений средняя многолетняя высота снежного покрова была близка к норме – 29-33 см. Вариабельность годовых значений средних высот достаточно велика, но примерно одинакова для всех водосборов (табл. 2).

Таблица 2.

Почвенно-климатические условия весеннего снеготаяния (среднемноголетние для экспериментальных участков)

		Экспериментальный участок				
		Сенокосная балка		Егоров овраг	Митенки *	Бутовский холм
		правый склон	левый склон			
Высота снежного покрова(см)	\bar{X}	31,9	30,3	33,0	29,3	30,6
	σ	15,6	15,0	15,8	15,1	15,5
	C_v	0,49	0,50	0,48	0,52	0,51
Плотность снега (г/см ³)	\bar{X}	0,324	0,299	0,290	0,314	0,316
	σ	0,067	0,046	0,040	0,063	0,051
	C_v	0,21	0,15	0,14	0,20	0,16
Глубина промерзания (см)	\bar{X}	30,1	36,5	36,9	36,4	40,3
	σ	21,9	21,7	23,4	22,1	18,8
	C_v	0,73	0,59	0,63	0,61	0,46
Влажность почвы (слой 0-20 см. %)	\bar{X}	35,1	35,4	36,0	30,4*	35,9
	σ	17,2	12,9	16,7	6,0	13,1
	C_v	0,49	0,36	0,46	0,20	0,36

* за 1992-1993 гг. данные о влажности и промерзании отсутствуют

Различия средних многолетних снегозапасов для водосборов разных солнечных и ветровых экспозиций, а также разной степени "открытости"

местовыми ветрами, оказалась недостоверной – значения t – критерия при уровне 0,95 менее единицы. Однако сезонные снегозапасы по водосборам особенно в годы с глубоким снежным покровом могут различаться значительно, а различия в запасах воды с учетом ледяной корки достигали 50 мм. В малоснежные зимы некоторое влияние на снегозапасы оказывает и агрофон – на склонах со стерней и многолетними травами они увеличены. Несравненность залегания снежного покрова и расположение зон максимальных снегозапасов по отношению к путям стока также влияют на процессы смыва. Анализ кривых распределения высот снега на водосборах показывает, что для большинства сезонов они близки к нормальным, как это вообще характерно для открытых местностей (Копанев, 1982). Но для ложбинных водосборов и при близости лесных массивов кривые приобретают тенденцию к левосторонней асимметрии за счет аномальных мощностей в ложбинах и на прионущечных участках. В самих ложбинах снега обычно в 1,5-2 раза больше, чем в среднем на водосборах. В целом для всех водосборов характерно некоторое увеличение мощности снежного покрова в нижних частях склонов по сравнению с приводораздельными. Интересно, что повышенные мощности в слабо врезанных частях ложбин могут сдвигаться с днища на склоны как наветренные, так и подветренные в зависимости от силы ветра и плотности снега.

Вторая составляющая запасов воды в снеге – его плотность, менее вариабельна, чем высота, и разность средних многолетних ее величин для всех водосборов также недостоверна. Если же говорить о тенденциях, то повышенные плотности приурочены к менее защищенным от ветра водосборам: "Митенки", "Бутовский холм", правый склон балки Свиокосная (табл.2). Величины средних многолетних плотностей оказались близки к 0,3 г/см³, а амплитуда колебаний среднегодовых для всех водосборов составляет 0,21-0,4 г/см³. Поскольку снегосъемки проводились в сроки, максимально приближенные к началу водоотдачи, вероятно, такая плотность (~ 0,3 г/см³) является характерной для этого момента. Внутрисезонная динамика плотности снежного покрова зависит от истории его формирования, от спелей, ветрового уплотнения, и поэтому к началу снеготаяния средние плотность и высота снега не коррелируют между собой, но в пределах водосбора минимальные плотности приурочены к местам максимальных снегозапасов, что несколько сглаживает несравненность распределения запасов воды.

В период наблюдений почти ежегодно на полях отмечалось образование притертой ледяной корки. Фиксация ее мощности и распространения представляет технические трудности, что сказывается на величине и связки баланса стока. Максимальные запасы воды в корке оценивались в 12-17 мм (1993 и 1994 гг.), что составило в 1993 году 15-20% общих запасов воды. Пространственное распределение корки зависит от агрофона и выраженности пахотного изорельефа – на уплотненной пашне площадь покрытия больше, а на грубой зяби она практически не встречается. Ледяная корка,

снижая водопроницаемость, повышает коэффициент стока (K_c), но влияние смысла на смытие неоднозначно. В начальный период она защищает почву от смытия, затем становится источником стока по оттаявшей почве, и разделить эти эффекты очень трудно.

Особая статья баланса стока воды и значимый фактор смытия — осадки в период снеготаяния, которые отмечались ежегодно (кроме 1982 и 1983 гг.). В среднем выпадает около 10 мм осадков всех типов. Максимальный сезонный слой достигал 41 мм в многоснежном 1994 г., что составило 18% от общего количества поступившей на склон воды, а максимальный суточный — 21 мм за дождь ливневого характера, выпавший 16 апреля 1985 года. Этот дождь увеличил сток воды с 3 до 18 мм, а смыт в 9 раз при K_c самого дождя равном 0,7. Менее интенсивные осадки, выпадающие непосредственно в период смытия, когда проталины занимают большую часть водосборов, в основном впитываются в почву.

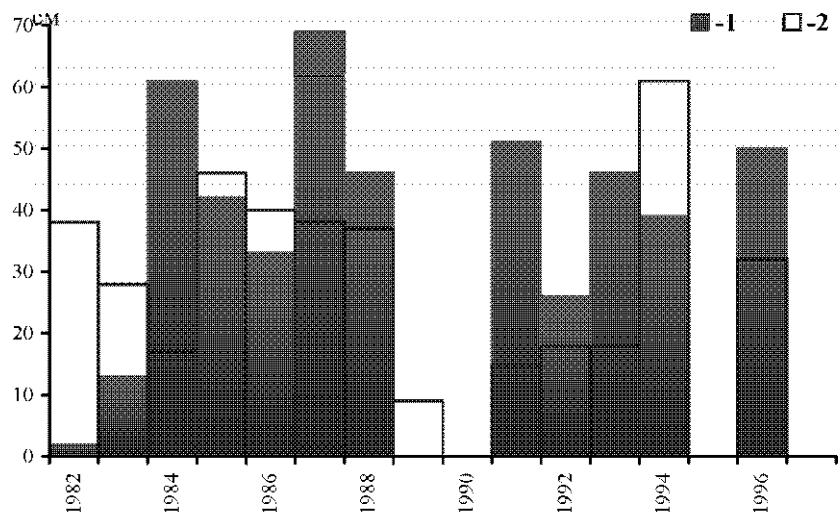


Рис. 1. Соотношение средних глубин промерзания и высоты снежного покрова: 1 — глубина промерзания почвы; 2 — высота снежного покрова

Поверхностный талый сток пополняется также водами возвратного внутрипочвенного стока, вновь выходящего на поверхность по пахотным бороздам и тальвегам ложбин. Отмечены случаи, когда такой сток даже на ровных склонах продолжался сутками после полного схода снежного покрова.

Средние по водосборам глубины промерзания почв оказались наиболее вариабельными — коэффициенты вариации (C_v) составляют 0,46–0,73 при среднемноголетних глубинах от 30 до 40,3 см (табл. 2). Различия среднемноголетних глубин по водосборам оказались недостоверными. Их кор-

реляции со средней максимальной высотой снежного покрова также не обнаруживается (рис.1). Соотношения между глубинами сезонного промерзания и максимальными снегозапасами достаточно сложны и определяются особенностями погоды холодного периода в целом, хотя теплым зимам чаще соответствуют малые снегозапасы и малое промерзание. Напротив, точечные измерения в годы неглубокого промерзания показывают тесную связь расположения "таликов" с местами постоянной аккумуляции снега. Пространственное распространение сезонной мерзлоты есть функция от глубины промерзания (Руководство..., 1978). На полевых водосборах полигона средняя глубина промерзания около 50 см гарантирует ее сплошное распространение.

Большой изменчивостью отличаются в отдельные годы средние для водосборов глубины промерзания в зависимости от агрофона. Так, в 1988 г. промерзание на склонах с грубой зябью составило 19 см, под озимыми – 44-54 см, а под многолетними травами – 36 см при максимальной разнице влажности около 4%. В период стока почва оттаивала с поверхности только на проталинах. Первоначально мерзлая почва оставалась таковой даже при снижении высоты снега до 1-2 см, и не было зафиксировано ни одного случая поступления из снежников мутной воды даже при концентрированном стоке.

Водопроницаемость мерзлых почв определяется не только глубиной проникновения отрицательных температур, но и влажностью почвы. В более южных районах при глубоком промерзании сток воды коррелирует только с влажностью и запасами воды (Барабанов, 1993). Наши наблюдения показали, что на суглинистых дерново-подзолистых почвах средняя влажность пахотного слоя ни разу не опускалась ниже 20%, а в 1993 г. она составила на всех участках более 50%, т.е. влажность всегда была равна или превышала наименьшую полевую влагоемкость (рис. 2). Средние многолетние величины влажности для всех водосборов невелики, а их различия по участкам недостоверны (табл.2).

Таким образом, несмотря на большую пространственно-временную вариабельность основных ландшафтных, прежде всего экспозиционных и геоморфологических, характеристик экспериментальных объектов, достоверных различий в почвенно-климатических факторах стока между ними не проявилось. Эти условия в многолетнем аспекте могут считаться аналогичными.

Для ранней весны характерна неустойчивая погода с кратковременными неоднократными возвратами холода. В большинстве случаев отмечались смешанный адвективно-солнечный и адвективный типы снеготаяния, и только снеготаяние 1996 г. можно, безусловно, отнести к чисто солнечному. Успевает ли снег полностью сойти за одну волну потепления зависит от ее "мощности" и продолжительности, но также и от величины снегозапасов, наличию ледяной корки и неравномерности залегания снежного покрова на конкретном водосборе. Так, в многоснежных 1985, 1987 и 1988 гг. волны

тепла ярко отразились во внутрисезонной периодичности стока, но в 1994 г., с максимальными снегозапасами и устойчивой погодой гидрограф стока имел лишь один максимум.

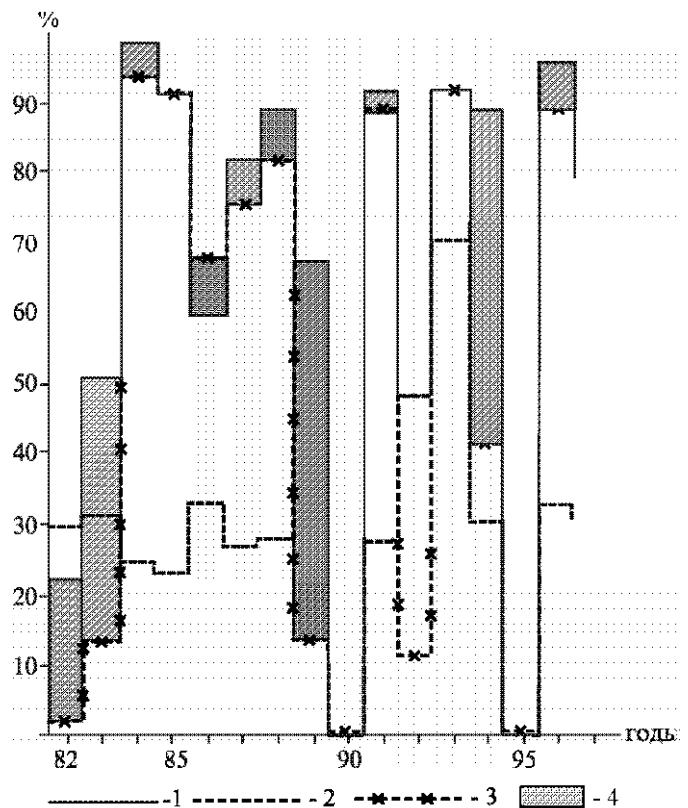


Рис. 2. Соотношение региональных коэффициентов стока и предвесенняя влажность почвы. 1 - коэффициент стока для ложбинных водосборов; 2 - влажность почвы (в слое 0-20 см); 3 - коэффициент стока склоновых и потяжинных водосборов; 4 - разность между коэффициентами стока для ложбинных водосборов и склоновых и потяжинных водосборов.

Обычно снеготаяние проходит при низких среднесуточных (3-4 градуса) и средних максимальных (6-8 градусов) температурах воздуха. Исключительно теплой была весна 1983 г., когда температуры достигли 8 и 13 градусов, соответственно, а максимальная температура в день паводка достигла 16 градусов – абсолютный рекорд для этой даты за сто лет наблюдений. Для антициклональной погоды характерна большая контрастность дневных иочных температур, амплитуда которых может достигать в это время года 15 градусов. За ночь талая почва иногда промерзает на 3-5

см и вновь оттаивает только к полудню. Такой режим усиливает резкость суточных паводков и способствует увеличению мутности. Сама по себе прямая солнечная радиация убирает снеготаяние, особенно при наличии многочисленных проталин. Однако этот эффект для склонов южных и западных экспозиций зачастую сглаживается увеличением во второй половине дня облачности, так что решающее воздействие на интенсивность водоотдачи в целом остается за адвекцией тепла.

Сток воды и напоев

Весенне снеготаяние на полях продолжается от нескольких дней до трех недель со второй декады марта по середину апреля. Интенсивная водоотдача из снега начинается при переходе среднесуточной температуры воздуха через 0, а сам сток – при достижении среднесуточных плюс 1 (сильно промерзшая почва) +4 градусов. Разновременность начала стока по водосборам составляет до нескольких суток на разных водосборах в зависимости от различий водоприменимости снега, пахотного горизонта (она особенно велика у грубой зяби) и поверхностного задержания стока пахотным нанорельефом. В связи с этим на ложбинных водосборах и при грубой пахоте задержка в наступлении стока может составлять несколько суток. Что касается экспозиционных различий, то они в годы с солярным снеготаянием также обуславливали значительную задержку стока, но различие среднемноголетних дат начала стока на склонах западной и восточной, западной и северной экспозиций составило около одних суток. При этом даты пика паводка обычно совпадают для всех экспозиций.

Общая продолжительность стока и его внутриводочная динамика зависит от величины снегозапасов, мощности и продолжительности адвекции тепла (рис. 3). Так наиболее продолжительным бывал сток в многоснежные 1985, 1986, 1987 и 1994 гг., но затяжное снеготаяние было и в холодную весну малоснежного 1991 г. Средняя многолетняя продолжительность стока на водосборах зависит, главным образом, от их геоморфологического типа – на водосборах с выровненной поверхностью она составила 7-11 суток, что на 2-2,5 суток меньше, чем для ложбинных.

Среднемноголетний слой стока за весь период наблюдений, с учетом 1990 и 1995 гг., для склоновых и ложбинных водосборов составил около 50 мм, а для ложбинных водосборов (водосбор 1 на участках "Егоров овраг" и "Бутовский холм") – 66-68 мм. Однако, о статистической достоверности нормы стока говорить затруднительно, поскольку очень велика вариабельность сезонных значений – коэффициенты вариации 0,66-1,18. Так, на водосборах участка "Митенки" средний слой стока за 7, 9 и 13 лет наблюдений составил 76,6, 59,6 и 50,3 мм соответственно, а на водосборе С-3 за первые 11 лет – 47,6 мм, а за 15 лет – 52,8 мм. Экспозиционные различия составили +5-8 мм слоя стока и 0-4 мм запасов воды на северных водосборах по отношению к западным.

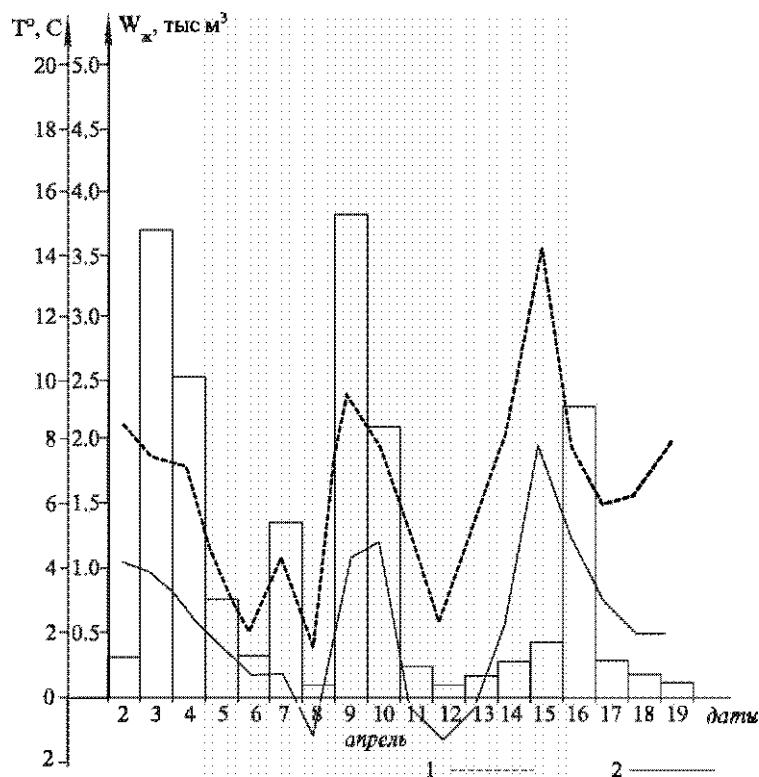


Рис. 3. Динамика стока воды и температуры воздуха (участок "Егоров овраг", водосбор №1.) 1 – максимальная; 2 – среднесуточная температура.

Максимальное влияние на средний слой стока оказала грубая зябь, водоудерживающая способность которой составляла до нескольких десятков мм (в 1988 г. на водосборе С-2 -180 мм). Влияние всех остальных агрофонов менее заметно и дифференцировано по общесезонному уровню коэффициента стока (K_c). K_c на зяби в годы с глубоким промерзанием почвы несколько меньше, чем на многолетних травах, стерне зерновых и озимых, но эти различия не имеют такого принципиального значения, как в южных районах (Сурмач, 1992; Барабанов, 1993). В годы с низким общим уровнем K_c на выровненных склонах с зябью они значительно ниже, чем на уплотненной пашне, но в эти же годы резко возрастает влияние на K_c геоморфологических факторов, затушевывая эффект агрофона (рис. 2). Бросающееся в глаза повышение K_c на ложбинных водосборах имеет несколько причин, из которых, вероятно, главные – быстрый переход от впитывания к фильтрации в тальвеге самой ложбины, как это бывает при дождевом стоке (Субботин, 1966), и большая, чем на выровненных склонах, интенсивность воз-

вратного внутрипочвенного стока. Имеет значение и повышенное накопление снега в самих ложбинах.

Общий уровень значений коэффициентов стока определяется глубиной промерзания почвы и распространением сезонной мерзлоты по площади (рис. 1 и 2). Как видно из сопоставления рисунков, влажность почвы перед снеготаянием в почвенно-климатических условиях полигона не является активным фактором стока даже при глубинах промерзания более 40 см.

Неоднозначно влияние на сток и осадков, выпадающих во время снеготаяния. В годы с глубоким промерзанием и полным оттаиванием почвы после окончания стока они непосредственно пополняют поверхностный сток, а дожди ливневого характера увеличивают сток непосредственно во время выпадения. При слабом промерзании и в стадии стока, когда снежный покров разрушен, значительная часть осадков (особенно снега и смешанных) идет на увлажнение почвы.

Основная особенность гидрографа стока – это внутрисезонная неравномерность и суточная цикличность. Первая обуславливается периодичностью возврата холдов в сочетании со степенью схода снежного покрова (рис. 3). Уровень суточных расходов в начале снеготаяния определяется среднесуточной температурой воздуха, но в период похолодания сток может продолжаться и при отрицательных среднесуточных температурах, если снег защищает поверхность почвы. Внутрисуточная зависимость расходов воды от температуры воздуха имеет петлевообразный вид с запаздыванием экстремальных расходов к экстремальным температурам до нескольких часов. В конечных стадиях зависимость преобразуется в линейную, так как водозадерживающая способность и теплоизолирующее влияние снежного покрова падает.

Суточная интенсивность стока воды изменялась в широком диапазоне – от 0-7 мм/сутки для плоских водосборов и от 0.16 до 48.2 мм/сутки для ложбинных. Интенсивность стока около 40 мм/сутки отмечалась исоднократно, а максимальные удельные расходы достигали 25 л/сек/га. (При прохождении по ложбинам водо-снежных селей и выше). При антициклональной погоде мгновенные максимальные расходы почти на порядок пре-восходят среднесуточные, которые в свою очередь в несколько раз больше средних за весь паводок.

Смыт почвы при снеготаянии происходит исключительно в микроруслах склоновых потоков, стекающих по оттаявшей почве. Обычно относительно высоких значений он достигает, когда поверхность на 50-70% освободилась от снега. По данным В.П. Лидова (1981), объем струйчатого стока, производящего эрозионную работу, составляет не более 20% от общего объема стока. Это объясняется практической неразмываемостью мерзлых почв из-за температурами склоновыми потоками и оттаиванием почвы с поверхности только после ее освобождения от снега. По этой причине наблюдается временной сдвиг начала стока наносов по отношению к

началу стока воды, достигающий нескольких суток при глубоком промерзании и мощном снежном покрове.

Другая (антропогенная) группа факторов способная резко дифференцировать интенсивность смыва по водосборам при прочих равных условиях – это состояния почвы, обусловленные периодичностью обработок, процессами уплотнения-разуплотнения, и почвозащитные свойства растительности, объединяемых понятием "агрофон".

Третья дифференцирующая смыв внутри водосборов группа факторов особенности микро- и нанорельефа, "отвечающая" за концентрацию стока, уклоны и длину линий тока, структуру и распространение микроручейковой сети. Здесь главными являются типы форм систем элементарных склонов (Литвин, 1983) и характер врезанных линейных эрозионных форм. (На уровне общего анализа приходится ограничиваться только разделением водосборов на два типа: "плоские, выровненные" водосборы склоновые и потяжинные и "ложбинные" водосборы). Различия по морфологическим типам водосборов в интенсивности смыва проявляются не менее четко, чем для стока воды. На плоских водосборах интенсивность смыва за весь период наблюдений не превысила тонны с гектара, тогда как максимум эрозии на ложбинных водосборах достигал 8,14 т/га/год (табл.3).

Влияние геоморфологических и особенно агротехнических факторов на интенсивность смыва столь велико, что без деления и массива данных по этим признакам невозможны поиски связей с другими факторами (табл.4). Как видно из таблицы, агрофоны по своей почвозащитной способности выстраиваются в следующий ряд: многолетние травы – стерня зерновых сплошного сева – грубая зябь – озимые – боронованная зябь. Этот ряд в качественном отношении близок к рядам полученным для более южных районов (Сурмач, 1992).

Сильное влияние на эрозионные процессы оказывают два "не-типов" агрофона, являющиеся по сути следствием нарушения технологии: грубая зябь и необработанные после уборки пропашных культур поля. Грубая зябь отличается рыхлостью пахотного горизонта и большой шероховатостью поверхности. Сток на этом агрофоне идет в основном по раздельным бороздам и колеям сельскохозяйственной техники. Поэтому исключительное значение для смыва, превосходящее влияние морфологии водосбора, имеет соотношение направления вспашки и падения склона. При продольной вспашке интенсивность может быть исключительно высокой, а поперечную можно использовать как эффективный водозадерживающий и почвозащитный агротехнический прием.

Почва на полях после осенней уборки пропашных сильно уплотнена, а растительность и послеуборочные остатки в разной степени, но недостаточно ее защищают. Поэтому по своему влиянию на смыв этот агрофон ближе к зяби, чем к стерне зерновых сплошного сева, в группу которой его часто включают.

Таблица 3

Сток воды и паносов при весеннем снеготаянии

Год	Запас воды в снеге и ледяной корке, мм	Осадки в период снеготаяния, мм	Общий запасы воды, мм	Сток жидкий, мм	Коэффициент стока	Смыг, т/га	Агрофон, культура
Участок "Сенокосная балка"							
Водосбор №1							
1982	167,5	-	167,5	2,2	0,01	0,03	озимые
1983	104,7		104,7	6,1	0,06	0,04	грубая зябь
1984	54,6	9	63,6	62,0	0,98	0,58	стерня
1985	120,2	21	147,2	113,3	0,77	0,01	мн. травы
1986	158,8	7	165,8	68,04	0,41	0,093	-"-
1987	87,2	4	91,2	5,67	0,062	0,048	грубая зябь
1988	189,8	4	193,8	1,8	0,009		-"-
1989	30,4	5	35,4	2,2	0,062	-	озимые
1991	46,7	12,7	59,4	2,8	-	0,0	грубая зябь
1992	66,5	16,0	82,5	0,08	0,0	0,0	-"-
1993	64,8	17,0	81,8	0,2	0,1	0,0	зябь
1994	171,7	41,0	212,7	4,9	0,02	0,0	грубая зябь
1996	81,6	21,0	102,6	33,5	0,32	0,39	зябь
Водосбор №2							
1982	164,5	-	164,5	17,5	0,10	0,15	озимые
1983	94,9	-	94,9	20,6	0,22	0,42	грубая зябь
1984	61,1	9	70,1	67,8	0,97	0,23	стерня
1985	128,7	21	149,7	127,7	0,85	0,01	мн. травы
1986	152,8	7	159,8	82,31	0,51	0,164	мн. травы
1987	103,37	4	107,37	70,78	0,66	0,208	грубая пахота
1988	191,6	4	195,6	12,1	0,06	-	-"-
1989	32,0	5	37,0	1,3	0,035	0,0025	озимые
1991	46,7	12,7	59,4	18,6	0,31	0,02	грубая зябь
1993	75,1	17,0	92,1	12,6	0,14	0,0	зябь
1994	179,7	41,0	220,7	30,8	0,14	0,0	грубая зябь
1996	81,6	21,0	102,6	44,5	0,43	6,52	зябь
Водосбор №3							
1982	150,0	-	150,0	6,0	0,04	0,03	озимые
1983	96,0		96,0	19,2	0,20	0,10	стерня
1984	48,0	9	57,0	54,34	0,95	0,04	стерня
1985	113,0	21	134,0	126,0	0,94	0,01	мн. травы
1986	158,0	7	165,0	80,3	0,49	0,01	мн. травы
1987	82,11	4	86,11	56,2	0,50	0,01	мн. травы
1988	147,6	4	151,6	123,0	0,81	0,345	озимые
1989	31,0	5	36,0	0,81	0,02	0,000034	стерня
1991	48,0	12,7	60,7	49,7	0,82	0,13	зябь

Продолжение таблицы 3

Участок "Егоров овраг"						
Водосбор №1						
1982	144,7	-	144,7	47,0	0,32	3,25
1983	101,6		101,6	70,7	0,70	8,14
1984	82,7	9	91,7	90,7	0,99	0,35
1985	113,6	42	155,6	153,0	0,98	4,14
1986	168,1	7	175,1	107,35	0,61	0,041
1987	91,63	4	95,63	71,08	0,743	0,01
1988	139,2	4	143,2	114,4	0,8	0,04
1989	44,5	5	49,5	28,95	0,63	0,017
1991	42,6	12,7	55,3	57,2	1,03	0,16
1992	60,2	16,0	76,2	16,2	0,21	0,0
1993	67,3	17,0	84,3	10,2	0,12	0,01
1994	169,1	41,0	210,1	164,9	0,78	0,0
Водосбор №2						
1983	83,3		83,3	18,7	0,27	2,75
1985	111,4	42	153,4	137,0	0,89	0,35
1986	160,3	7	167,3	120,88	0,72	-
1987	84,0	4	88,0	71,33	0,801	мн.травы
1988	126,2	4	130,2	114,4	0,88	0,004
1989	28,9	5	33,9	10,9	0,32	-
1991	42,6	12,7	55,3	45,3	0,82	0,47
1992	60,2	16,0	76,2	0,09	0,0	грубая зябь
Водосбор №3						
1985	112,9	21	133,9	122,3	0,92	0,30
1986	159,7	7	166,7	115,9	0,6	-
1987	84,0	4	88,0	92,65	1,05	-
1988	128,9	4	132,9	131,7	0,9	-
1989	17,5	5	22,5	0,85	0,038	-
1991	42,6	12,7	55,3	49,5	0,89	0,08
Участок "Митенки"						
Водосбор №1						
1982	143,1		143,1	1,42	0,01	0,0
1983	94,0		94,0	1,52	0,02	0,07
1984	54,0	9	63,0	59,5	0,94	0,35
1985	124,6	21	145,6	145,2	1,00	0,014
1986	150,5	7	157,5	156,5	0,99	0,06
1987	103,1	4	107,1	68,04	0,63	0,01
1988	173,3	4	177,3	103,9	0,59	0,33
1989	(32)	5	(37,0)	0,0	0,0	зябь
1990			нет стока			
1991	32,3	12,7	45,0	41,3	0,92	0,0
1992	50,1	16,0	66,1	1,2	0,02	0,0
1996	74,1	21,0	95,1	75,2	0,79	0,31
						грубая зябь

Продолжение таблицы 3

Водосбор №2							
1982	153,0		153,0	0,0	0,0	0,0	зябь
1983	90,0		90,0	3,4	0,04	0,27	зябь
1984	59,8	9	68,8	60,2	0,88	0,69	зябь
1985	125,3	21	146,3	145,4	0,99	0,01	мн. травы
1986	148,2	7	155,2	132,8	0,86	0,064	мн. травы
1987	103,9	4	107,9	98,24	0,79	0,01	мн. травы
1988	164,4	4	168,4	121,0	0,74	0,16	зябь
1989	(32)	5	(37,0)	0,0	0,0	0,0	
1990	нет стока						
1991	32,3	12,7	45,0	42,8	0,95	0,0	мн. травы
1992	50,1	16,0	66,1	1,0	0,02	0,0	мн. травы
1996	74,1	21,0	95,1	82,4	0,87	1,08	грубая зябь
Участок "Бутовский холм"							
1984	76,92	9	85,92	-	-	-	мн. травы
1985	119,7	21	140,7	65,9	0,47	-	зябь
1986	169,5	7	176,5	121,4	0,69	1,75	зябь
1987	86,8	4	90,8	82,85	0,91	0,75	озимые
1988	148,4	4	152,4	153,06	0,98	5,57	озимые
1989	38,6	5	43,8	31,2	0,71	0,8	зябь
1991	65,4	12,7	78,1	63,3	0,81	0,23	стерня кукурузы
1992	67,8	16,0	83,8	39,9	0,48	0,10	зябь
1993	78,0	17,0	95,0	45,2	0,48	5,97	стерня кукурузы
1994	185,2	41,0	226,2	226,9	1,00	0,79	"
1996	85,8	21,0	106,8	102,8	0,96	0,62	стерня

Таблица 4
Зависимость интенсивности смыва (т/га/год) от агрофона и морфологического типа водосбора

Агрофон	Морфологический тип водосбора					
	с выровненной поверхностью			ложбинные		
	\bar{x}	σ	C_v	\bar{x}	σ	C_v
Многолетние травы	0,017	0,024	1,43	0,047	0,059	1,26
Стерня зерновых	0,180	0,270	1,50	0,210	0,270	1,36
Озимые	0,175	0,158	0,90	1,360	2,370	1,74
Зябь	0,387	0,661	1,71	2,900	3,160	1,08
Грубая зябь	0,164	0,358	2,18	0,108	0,173	1,60

Для анализа связей между стоком воды и наносов наиболее правомерно использовать данные по зяби, поскольку здесь создаются наиболее однородные по площади условия, почвозащитное влияние сельскохозяйственных культур минимально, а смыв интенсивен. Зависимость интенсивности смыва от слоя стока воды используется во всех отечественных моделях талой эрозии (Бобровицкая, 1977; Сурмач, 1992). На графике, изображающем соотношение этих параметров по данным о смыве с водосборов всех типов, выделились две области значений (рис.4). Нижняя, несмотря на значительный разброс точек аппроксимирующаяся близкой к линейной зависимостью, обеспечивается данными относящимся к ложбинным водосборам. По почвенным и климатическим условиям – это годы со слабым промерзанием почвы, экстремально высокими температурами воздуха или пахотой вдоль склона.

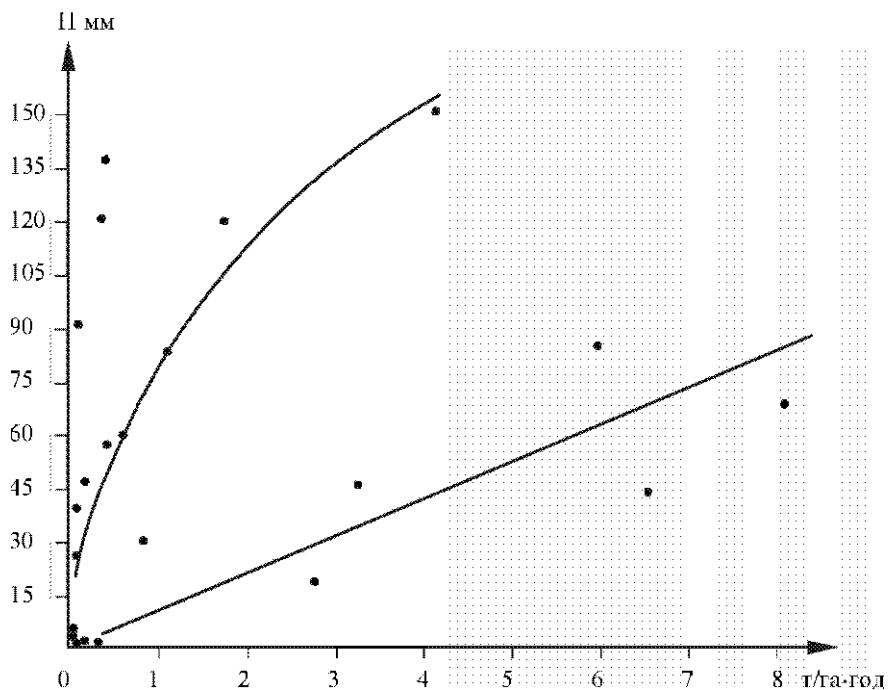


Рис. 4. Зависимость смыва от слоя стока (всё типы водосборов; агрофон – боронованная зябь).

Менее определены связи в верхней части графика, где располагаются точки, характеризующие соотношения стока воды и смыва для всех остальных условий стока. Верхнюю область на графике можно ограничить огибающей кривой по максимальным значениям смыва, соответствующим

стоку с ложбинных водосборов при других условиях стока. Для склоновых водосборов при таком уровне смыва связи между стоком и смывом практически не прослеживается, за исключением того, что стоку менее 5-10 мм всегда соответствовал смыв не более 0,2 т/га. В тоже время для отдельных паводков фиксировалась линейная связь стока со смывом для малых потяжинных водосборов (Ажигиров и др., 1987).

Мутность стекающей воды может служить показателем эффективности работы потоков, а ее среднее сезонное значение показателем для стока в целом. Максимальные среднесезонные мутности достигали 11-13 г/л, а мгновенные нередко превышали 50 г/л. Большая часть стекающей воды в годы с глубоким промерзанием и мощным снежным покровом имела мутность ниже точности измерения применяемыми фильтрами. Петлеобразный характер зависимостей мутности от расходов воды, обнаруженный ранее для суточных циклов стока (Тимофеев, Чернышев, 1994; Маркочева, 1967), был отмечен для большинства случаев смыва. Однако приуроченность смены направлений роста-спада в этих зависимостях к стадиям стока оказалась менее строгой и зависящей от величины расходов воды.

Большое значение в исследованиях смыва в степной и лесостепной зонах придается соларной экспозиции склонов. О невыявленном влиянии экспозиции в условиях пахотно-лесных ландшафтов на сток воды уже говорилось. Что касается собственно смыва, то за все 15 лет наблюдений лишь одну весну 1996 года, можно отнести к чисто соларной, а все остальные были смешанного типа. В этот год большое количество прямой солнечной радиации не сказалось на продолжительности снеготаяния – она была очень близкой к норме (10-12 суток) при снегозапасах близких к норме, но эрозионные процессы отличались повышенной интенсивностью (табл.3). В остальные годы погода быстро менялась, солнечные дни приходились на разные стадии стока и выделить роль этого фактора трудно. Краткосрочные эффекты ярче. Сопоставляя сток и смыв для близких дат с примерно равными среднесуточными температурами, но разной облачностью, обнаруживается заметное повышение стока и смыва в малооблачные дни. Интенсификация смыва объясняется, вероятно, увеличением амплитуды температуры воздуха и, соответственно, резкости суточной волны паводка и большими пиковыми расходами. Возможно, сказываются и ночные заморозки, "подтягивающие" влагу к поверхности, отчего почва при оттаивании склонов микрорусел может приобретать текучесть. В конечных стадиях снеготаяния прямая солнечная радиация способствует прогреванию воды в микроручьях до плюс 7-10 градусов, что усиливает эродирующую способность потоков (Маккавеев, 1955).

Основной массив данных по смыву, относящийся к замыкающим створам водосборов, характеризует лишь суммарный снос почвы. Внутриводосборная дифференциация оценивалась приближенным способом – методом водородин. В целом оказалось, что территории склоновых и потяжинных водосборов можно полностью отнести к поясам микроручейковой и

струйчатой эрозии (Ермолаев, 1992) с отсутствием или слабой выраженностю в многолетнем аспекте территориальной дифференциации (за исключением приводораздельных верховьев). На ложбинных водосборах со сложными сочетаниями элементарных морфологических единиц вариабельность смыва в отдельных эпизодах стока выражается достаточно чётко. Так, в 1983 году при среднем смыве на ложбинном водосборе участка "Егоров овраг" в 8 т/га интенсивность смыва на составляющих водосборах потяжин – притоков и крупных ручейков колебалась от 1,5 до 14 т/га (Ажигиров и др., 1987).

Основные выводы

Сопоставление результатов различных способов оценки стока воды и наносов со склонов свидетельствует о правильности выбранных методических принципов с точки зрения максимальной достоверности количественной оценки эрозии и склонового стока в реальных условиях современных агроландшафтов. К недостаткам следует отнести трудности в подборе для каждого эпизода стока контрольных водосборов-аналогов и необходимость ежегодного отслеживания динамики стокообразующих площадей. Выяснилось, что использование общепринятых характеристик состояния почвенно-растительных условий (тип агрофона) достаточны для оценки среднемноголетних значений смыва почв при снеготаянии, но для расчета и прогноза конкретных эпизодов смыва необходимы измерения физических параметров почвы (плотность, связность и т.д.).

Широкий диапазон агроландшафтных и климатических условий, охваченный 15-летними наблюдениями, и типичность выбранных экспериментальных объектов позволяет распространять полученные результаты на большую часть Европейской территории подзоны дерново-подзолистых почв России. В целом при ресурсном подходе к последствиям эрозии (ущерб почве и плодородию) смыв при снеготаянии можно расцепить как умеренный.

ТERRITORIALНОЕ распределение интенсивности процессов эрозии на обрабатываемых склонах региона контролируется, главным образом, геоморфологическими факторами, среди которых важное место занимает морфология водосбора, поскольку интенсивность эрозии на ложбинных водосборах при наиболее "эрзационноопасных" агрофонах на порядок величины больше, чем на плоских. Важной региональной особенностью является слабая выраженность экспозиционной дифференциации процессов и практическое отсутствие влияния предвесенней влажности почв на сток воды в исследованном диапазоне геоморфологических и агроландшафтных условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажигиров А.А., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г., Белоцерковский М.Ю., Жаркова Ю.Г., Калинина В.Р., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Ларионов Г.А., Литвин Л.Ф., Петров В.Н., Самодурова Л.С., Веретенникова М.В., Зорина Е.Ф., Любимов Б.Н., Никольская И.И. Исследование стока воды и напоев на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы. ВНИТИ, № 6386-В 87. М. 1987.
- Барабанов А.Т. Агротесометрия в почвозапитии земледелии. Волгоград. 1993.
- Борбович Н.Н. Исследование и расчет смыва почвы со склонов // Сборник работ по гидрологии. №12. Л.: Гидрометеоиздат. 1977.
- Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: изд-во Казан. ун-та. 1992.
- Комплексная географическая практика в Подмосковье. М.: изд-во МГУ. 1980.
- Конарев И.Д. Климатические аспекты изучения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат. 1982.
- Лидов В.Н. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв. М.: изд-во МГУ. 1981.
- Литвин Л.Ф. Морфологическая классификация склонов // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 9. М.: изд-во МГУ. 1983.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: изд-во АН СССР. 1955.
- Маркочева К.М. Изучение формирования стока напоев на распаханном склоне. Труды ГГИ. Вып. 141. 1967.
- Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 2. Л.: Гидрометеоиздат. 1963.
- Субботин А.И. Сток талых и дождевых вод. Л.: Гидрометеоиздат. 1966.
- Сурмач Г.Н. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрзионные мероприятия. Волгоград. 1992.
- Тимофеев Д.А., Чернышев Е.Н. Изменения структуры стока и эрозии в пределах водосбора // Геоморфология. №1. 1994.

В содержание

З.В. Нацукевич

ДОПУСТИМЫЙ СМЫВ КАК ИНДИКАТОР ЭРОЗИОННОЙ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНОВЫХ ЗЕМЕЛЬ

“Сельскохозяйственные ландшафты представляют собой... природно-сельскохозяйственные геосистемы, сформировавшиеся и функционирующие в результате постоянного взаимодействия сельскохозяйственного производства и природной среды” (Николаев, 1987, с.22). Оптимальный итог такого взаимодействия – формирование культурного агроландшафта, обеспечивающего максимальные условия реализации потенциального плодородия почв (обеспечение стабильно высоких урожаев сельскохозяйственных культур, стабильный баланс нитратильных веществ, устойчивость почвенного профиля и экологическую стабильность педосферы). Одним из дестабилизирующих факторов в этой ситуации является эрозия почв, которая оказывает влияние на все компоненты агроландшафта. Нарушение экологического равновесия в природе и устойчивости почвенного покрова происходит тем активнее, чем менее стабильна эрозионная обстановка в регионе. обусловленная высокой активностью природных факторов смыва почв при максимальной антропогенной нагрузке.

Учитывая тот факт, что эрозия почв относится к числу наиболее весомых факторов, препятствующих созданию культурного агроландшафта, в настоящей работе дается оценка устойчивости сельскохозяйственных земель к смыву. Для решения этой проблемы важнейшими являются поиск критерия эрозионной устойчивости земель и классификация последних по этому показателю. Естественно, что постановка такой задачи и ее реализация возможны благодаря разработке количественных методов оценки интенсивности плоскостного смыва почв и составлению на этой основе карт эрозионнонасыщенных земель (Ларионов, 1987, Козловская и др., 1988). Для оценки их устойчивости к смыву необходим переход от абсолютных показателей смыва к относительным, соизмеримым с темпами почвообразования (восстановления почвенного покрова), величиной естественной эрозии и т.д.

В качестве одного из таких показателей было предложено понятие “допустимый смыв”, представляющее собой максимальные ежегодные эрозионные потери, при которых сохраняется неограниченно долго высокий уровень плодородия, обоснованный экономически (Беннет, 1958). Понятие “допустимый смыв” появилось в США в 30-ые годы для решения задачи о количественном стандарте при оценке эффективности противоэрзионных мероприятий. С точки зрения генетического почвоведения допустимый смыв может рассматриваться как величина, соизмеримая со скоростью почвообразования и естественной эрозией почв. С экономических позиций это стандарт для оценки эффективности противоэрзионных мероприятий.

По мере развития эрозиоведения понятие допустимого смыва трансформировалось, и к настоящему времени существует несколько его определений и, естественно, способов оценки. Опасность невосполнимого ухудшения почвы, т.е. потери ее как природного тела и основного ресурса земледелия, обуславливает чрезвычайную важность и разносторонние подходы к определению допустимого смыва. При этом наиболее значимыми являются показатели сохранения плодородия почвы: мощность почвенного профиля и гумусовых горизонтов почв, корнеобитаемого слоя, физические и химические свойства почв (Бельгебасов, Долгилевич, 1970, Бенист, 1958, Мирцхулава, 1989, Полузиков, 1981, Сурмач, 1985, Johnson, 1987).

В США при оценке величины допустимого смыва основной предпосылкой служит априорное предположение, что в естественных условиях при хорошем развитии растительного покрова для восстановления 2,5 см почвы потребуется от 300 до 1000 лет (Johnson, 1987). При этом, однако, предполагается, что скорость почвообразования в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования выше, чем в естественных. На рыхлых породах в кукурузном пояссе США, т.е. почвах прерий, например, 2,5 см формируются за 30 лет. При объемном весе 1,4 эта скорость соответствует величине 11,2 т/га. Она определила верхний предел потерь почвы в год. В дальнейшем допустимые потери были дифференцированы в зависимости от мощности корнеобитаемого слоя следующим образом (McGinnies, Hong, 1981): менее 25 см - 2,2 т/га в год; 25-51- 4,5; 51-102-6,7; 102-152-9,1; более 152-11,2.

Близкие принципы использовал Ц.Е. Мирцхулава (1989), предлагающий для приближенной количественной оценки допустимых эрозионных потерь использовать такие показатели, как "срок службы почвы" и "эффективная мощность почвенного профиля" (разница между полной первоначальной мощностью почвенного профиля и предельно допустимой). При этом предельно допустимой считается мощность, достаточная для создания нормальных условий произрастания растений и работы сельскохозяйственных машин. Практически "эффективная мощность почвенного покрова" соответствует мощности корнеобитаемого слоя, предложенной американскими исследователями.

Большинство исследователей считает наилучшей корректной оценкой допустимой величины смыва по скорости почвообразования (Бельгебасов, Долгилевич, 1970, Геннадьев и др., 1987, Полузиков, 1981), хотя единого мнения по вопросу о скорости антропогенного педогенеза (по отношению к естественному) отсутствует. Ряд авторов полагает, что антропогенный процесс идет медленнее (Бельгебасов, Долгилевич, 1970). Однако более обоснованной представляется точка зрения, что в агроландшафтах процессы почвообразования протекают быстрее и активнее (Геннадьев и др., 1987): в южнотаежной, лесостепной и степной зонах европейской России – за счет большей контрастности гидротермических условий почв сельскохозяйственных регионов, дополнительного привноса вещества, оптимизации ряда

"положительных" биохимических процессов, в южных регионах – за счет орошения. Вместе с тем, скорость почвообразования в разных агроландшафтах различается не менее, чем в их природных аналогах, в зависимости от характера антропогенного воздействия (Schetz, 1983). К сожалению, ограниченность сведений о скорости формирования почвенного профиля и отсутствие прямых методов их определения лимитируют использование метода для оценки допустимого смыва. Поэтому поиски реальной альтернативы для оценки возможных естественных потерь почвы в процессе почвообразования по-прежнему актуальны.

Многолетние работы по оценке интенсивности смыва почв позволили подойти к решению проблемы, ориентируясь на представления о нормальной эрозии и количественные методы оценки смыва почв. С позиций почвоведения, допустимый смыв можно рассматривать как "нормальную" эрозию – постоянный спутник склонового почвообразования, нормальный процесс на склоновых землях. В естественных условиях на таких землях – приводораздельных пространствах и слабоподзолистых, прилегающих к ним склонах – формируются почвы с нормальным, т.е. полноразвитым профилем. Если такие почвы сохранили исходный профиль при распашке в течение всего земледельческого периода и определенной антропогенной нагрузке, логично предположить, что темпы эрозии в этих условиях не превышают скорости почвообразования. Интенсивность смыва может быть оценена теми же методами, которые используются для расчета скорости антропогенной или ускоренной эрозии.

Предлагаемый метод (Пацукевич, 1996) основан на количественной оценке интенсивности эрозии в зонах склонового равновесия, где темпы смыва равны темпам почвообразования. Суть его заключается в поисках в природных условиях на пахотных землях в пределах почвенно-эрзационной катены участка, расположенного в приводораздельной части склона, с нормально развитым (несмытым) почвенным профилем. Этот участок катены назван равновесным по соотношению темпов смыва и почвообразования, а заложенный в таких условиях почвенный профиль – "равновесным профилем" (термин предложен А.Н. Геннадиевым). Интенсивность смыва рассчитывается для прилегающего к почвенному профилю участка склона по тем же методикам, которые использованы при составлении карт эрозионно-опасных земель (Ларионов, 1984, 1987).

Полученные величины соответствуют допустимому смыву. Приведенная методика в натурных условиях проводилась в ареалах распространения черноземов типичных, обыкновенных, южных и предкавказских в Воронежской, Саратовской и Оренбургской областях и Ставропольском крае (табл. 1).

Все значения допустимого смыва, рассчитанные по методу равновесного профиля, лежат в пределах 1,5–6,0 т/га в год, т.е. в тех же границах, которые определены для европейских почв большинством отечественных исследователей другими методами. Различия в величинах допустимого

смыва по разным почвам представляются вполне логичными с учетом условий почвообразования. Так, в наиболее благоприятных условиях почвообразования (Предкавказье) скорость приращения мощностей горизонтов выше, следовательно, выше и допустимые нормы смыва. Порядок расчетных величин для типичных и предкавказских черноземов ближе всего к значениям, соответствующим темпам почвообразования. Что касается черноземов южных и обыкновенных, то темпы почвообразования в условиях недостаточной увлажненности и на бедных (в особенности плотных) материнских породах значительно ниже.

Таблица 1

Значения допустимого смыва (т/га в год) для черноземных почв, полученные разными методами

Источник (метод)	Черноземы			
	типичные	обыкновенные	предкавказские	южные
Метод равновесного профиля	4,7	1,5-2,5	6,0	1,5
Расчеты по методу Ц.Е. Мирцхулавы, 1989	4,9	2,0-3,5	2,9	2,1
Геппандиев и др., 1987	5,0-5,5	4,5-5,0	5,0-6,0	2,5-4,0
Бесыгбаев, Долгилевич, 1970		3,6		
Шикула и др., 1973		4,0	6,0	3,0
Полухотов, 1981		3,0		
Сурмач, 1985		2,0		
Средние значения	5,0	3,0-3,8	5,8	2,6

* Примечание: за "эффективную мощность" принята мощность гумусовых горизонтов почв: объемный вес-1,4; срок службы почвы-1000 лет.

Соотношение величин фактического смыва с допустимым положены, во-первых, в основу оценки потребности агроландшафтов в почвоохранных мероприятиях и, во-вторых, их классификации по устойчивости к плоскостному смыву.

В ряде случаев, когда степень эрозионной опасности земель чрезвычайно велика, стоимость почвоохранных мероприятий, необходимых для эрозионной стабилизации агроландшафта и рассчитанных на основе допустимого смыва, может оказаться чрезмерно высокой и экономически неприемлемой. Однако ограниченность пахотных площадей не позволяет вывести их из севооборота. В этом случае или оценка эрозионной опасности земель предлагается использовать другой критерий, названный нами "нормой смыва" и позволяющий расширить интервалы допустимых потерь при условии сохранения относительной стабильности почвенного покрова. Под относительной стабильностью подразумеваются такие почвенные потери, при которых пахотные земли за достаточно длительный прогнозируемый период времени не перейдут в другую категорию по степени смыва. При-

нимая во внимание мощности гумусовых горизонтов почв, а также классификацию смытых почв и опыт их полевой диагностики, допустимые почвенные потери можно дифференцировать следующим образом (табл.2).

Таблица 2

Мощность гумусовых горизонтов, см	Допустимые потери почвенного профиля (h), см	Срок землепользования (t), годы
Менее 30	5	300-500 "
30 -50	10	"
Более 50	20	"

Допустимые потери почвенного профиля в весовом выражении (A_h , т/га в год) определяются по формуле:

$$A_h = \frac{h * d * 100}{t}, \quad (1)$$

где d -объемный вес почвы, г/см³. остальные обозначения в таблицах 2 и 3. Суммируя полученные значения с допустимым для данной категории почв смывом, получаем величину нормы смыва (A_n):

$$A_n = A_d + A_h, \text{ т/га/год.} \quad (2)$$

По формуле (2) рассчитаны нормы смыва при различных величинах допустимого смыва и сроках землепользования, на которые проектируются противоэрозионные мероприятия (табл. 3). Расчеты выполнены для почв нормального сложения с объемным весом 1,3 г/см³. Для смытых почв полученные величины необходимо корректировать с учетом масштаба смыва и более высокой скорости почвообразования в сторону снижения.

Таблица 3

Допустимый (A_d) и нормативный смыв (A_n), т/га/год, при различных потерях мощности почвенного профиля и сроках землепользования

A_d	Потери мощности почвенного профиля, см					
	5		10		20	
	Проектный срок землепользования, годы					
	300	500	300	500	300	500
1,0	3,2	2,3	5,3	3,6	9,7	6,2
1,5	3,6	2,8	5,8	4,1	10,1	6,7
2,0	4,2	3,3	6,3	4,6	10,7	7,2
2,5	4,7	3,8	6,7	5,1	11,1	7,7
3,0	5,2	4,3	7,3	5,6	11,6	8,2

Эти две величины – допустимый смыв и норма смыва – являются важнейшими показателями, позволяющими оценить при сопоставлении с фактическим смывом (A_f) степень опасности (экологической и хозяйственной) от эрозионной деградации почвенного покрова. Таким образом, соот-

ношения A_f/A_o и A_f/A_n можно считать критериями устойчивости агроландшафтов к плоскостному смыву, или, наоборот, фактором эрозионного риска. Чем ближе значения этих факторов к единице, тем меньше риск эрозии и, следовательно, территория устойчивее к смыву.

Устойчивыми к эрозии следует считать земли, на которых фактический смыв не превышает допустимый, т.е. потери почвы компенсируются в результате почвообразования, естественно, при условии постоянного восполнения почвенных ресурсов, изъятых с урожаем сельскохозяйственных культур. Категорию устойчивых земель можно подразделить на две подкатегории.

1. Интенсивность смыва по черному пару (A_m) не превышает величину допустимого смыва, условие равновесия $A_{up}/A_o =$ или < 1 . В этом случае характер антропогенного воздействия не оказывает влияния на смыв, допустимо использование земель при максимальной антропогенной нагрузке. Однако распространение таких земель в условиях эрозионного рельефа весьма ограничено.

2. Интенсивность фактического смыва соизмерима с допустимым, т.е. $A_f/A_o =$ или < 1 . В таких условиях земли устойчивы к смыву при существующем (и неизменном) землепользовании. Земли этой категории нуждаются в минимальной почвоохранной организации только при изменении структуры насевов, например, более высоком насыщении севооборотов пропашными культурами, увеличении доли черных паров и т.д.

К относительно устойчивым относятся агроландшафты, для которых фактические ежегодные потери почвы в результате плоскостного смыва соизмеримы с нормативными: $A_f =$ или $< A_n$. Нормативные потери рассчитываются в зависимости от конкретной хозяйственной и экономической ситуации. Однако при этом не следует забывать о косвенном ущербе при высоком нормативном смыве, так как в большинстве случаев он значительно масштабнее ущерба от прямых эрозионных потерь.

К неустойчивым относятся земли с интенсивностью смыва, превышающей допустимые и нормативные эрозионные потери. Частично понизить эрозионный потенциал таких земель можно за счет агрономического фактора, изменив состав севооборотов, например, исключив проницаемые культуры или увеличив долю многолетних трав. Однако структура и состав севооборотов, как правило, определяются природными и экономическими факторами, поэтому их изменение не всегда целесообразно, а для стабилизации смыва необходимо применение противоэрэзионных мер. Поскольку эрозионная оценка земель является начальным этапом в разработке почво- и водоохранных мероприятий, то очевидно, что категории эрозионной опасности должны быть определенным образом увязаны с почвозащитными мерами. Это существенно облегчит дальнейшие поисково-изыскательские работы на стадии схем и технико-экономических обоснований.

Анализ почвозащитной эффективности противоэрэзионных мер, сведения о которой приведены во многих отечественных и зарубежных

работах (Барабанов, 1993 Wischmeier, 1965, 1987), показывает, что противоэрозионные меры по технологическим характеристикам, стоимости и почвозащитной эффективности могут быть объединены в 4 группы: 1) фоновые агротехнические противоэрозионные мероприятия, включающие обработку почвы и посев поперек склона; 2) полосное размещение пропашных культур с применением прерывистого бороздования в междуурядьях среди густопокровных; 3) плоскорезная обработка и другие способы подготовки почвы; 4) гидротехнические противоэрозионные сооружения. К первой группе относятся простейшие противоэрозионные меры, не требующие сколько-нибудь значительных дополнительных затрат, но вместе с тем достаточно эффективные на землях с невысокой интенсивностью эрозии. Вторая группа сложнее в реализации и требует дополнительных затрат в результате усложнения технологии полевых работ и незначительных капитальных вложений на приобретение специальной техники или реконструкции существующей. Такие мероприятия могут применяться повсеместно на землях с не очень высокой интенсивностью эрозии, снижая смык до приемлемого уровня. Противоэрозионные меры третьей группы имеют ряд ограничений агрономического характера, так как они существенно смещают к лету сроки сева, что может быть неприемлемо для районов с коротким вегетационным периодом и избыточным увлажнением. Их применение связано с существенными единовременными затратами на приобретение специальной техники и увеличением затрат на удобрения и пестициды. Последняя группа противоэрозионных мер требует значительных капиталовложений на строительство и текущих затрат на поддержание их в рабочем состоянии.

Почвозащитная эффективность агротехнических мер зависит от многих факторов (уклонов и длины склонов, эродируемости почв, характера осадков и времени их выпадения и т.п.). Если агротехнические противоэрозионные меры применяются в оптимальных условиях, то коэффициент их почвозащитной эффективности составляет 0,4-0,6, т.е. они снижают смык в среднем в 2 раза. Отсюда к категории слабой эрозионной опасности (слабоэрозионноопасные земли) целесообразно относить земли, отвечающие условию $A_\phi/A_o =$ или < 2 . Соответственно для второй категории (средней эрозионной опасности) должно выполняться условие $2 < A_\phi/A_o =$ или < 4 . По аналогии для категорий сильной и очень сильной эрозионной опасности это условие будет иметь вид $4 < A_\phi/A_o =$ или < 8 и $A_\phi/A_o > 8$.

Достаточно тесная привязка противоэрозионных мер к категориям эрозионной опасности возможна и целесообразна преимущественно на стадии предпроектных изысканий, когда требуется определить общественно-необходимые затраты на противоэрозионные работы на общегосударственном и региональном уровнях.

На стадии проектных проработок, когда противоэрозионные меры назначаются с учетом структуры посевов и экономической целесообразности, деление на категории эрозионной опасности должно быть более де-

тальным и определяется техническими возможностями их показа на крупномасштабной карте.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Барабанов А.Т. Агролесомелиорация в почвозащитном земледелии. Волгоград. 1993.
- Бельгибаев М.Е., Долгилевич М.И. О пределе допустимой величине эрозии почв. // Тр. ВИИ агролесомелиорации. 1970. Вып. 7 (61).
- Беннет Х.Х. Основы охраны почв. Пер. с англ. М. Изд-во. иностр. лит. 1958.
- Геннадьев А.Н., Герасимова М.И., Пацукевич З.В. Скорость почвообразования и допустимые нормы эрозии. // Вестник МГУ. Сер. 5. География., 1987. №3.
- Козловская М.Э., Пацукевич З.В., Якимова И.В. Опыт составления крупномасштабных карт эрозионноопасных земель. // Вестник МГУ. Сер. 5. География., 1988. №2.
- Марионов Г.А. Методика среднес и мелкомасштабного картографирования эрозионноопасных земель. // Актуальные вопросы озиведения. М., "Колос", 1984.
- Марионов Г.А. Расчет смыва по равновесным отрезкам склона. // Земледелие. 1987. №2.
- Мирцхулава Ц.Е. Предельно допустимая интенсивность эрозии. // Докл. ВДСХПИ. 1989. №2.
- Николаев В.А. Концепция агроландшафта. // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1987. №2.
- Пацукевич З.В. Допустимый смыв почв и методы его определения. // Вестник МГУ. Сер. 5. География., 1996. №2.
- Полуэктов Е.В. О пределе допустимых размерах смыва почв. // Почвоведение. 1981. №11.
- Сурмач Г.Н. О пределе допустимых нормах эрозии и классификации почв по смыгости. // Почвоведение. 1985. №7.
- Шикула Н.К., Рожков А.Г., Трегубов Н.С. К вопросу карттирования территории по интенсивности эрозионных процессов. // Отепка и картографирование эрозионноопасных и дефляционноопасных земель. М., 1973.
- Johnson L.S. Soil loss tolerance: fact or myth // J. soil and water conservation. 1987. V.4. №3.
- Mc Cormack D.E., Hong K.K. Technical and sciential implication of soil loss tolerance. // S.conserv. problem and proc. int. conf. 1981.
- Schetz D.L. The basic for soil loss tolerance // J. soil and water conservation. 1983. V.38. №1.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains // Agric handbook. 1965. №282.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting erosion losses-a guide to conservation planning // Agric handbook. 1987. №537.

В содержание

М.Ю. Белоцерковский

ЗАЩИТА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ ОТ ЭРОЗИИ И СЛУЖБА ОХРАНЫ ПОЧВ*

Проблема защиты почв от эрозии разрабатывается в нашей стране давно. К настоящему времени много сделано по изучению эрозионноопасных земель, разработке методов их количественной оценки и картографирования, что обеспечило более высокий уровень проектирования противоэрозионных мероприятий. Еще с конца 1970-х годов оно стало двухстадийным: составлению проектов внутрихозяйственного землеустройства стала предшествовать разработка региональных генеральных схем противоэрозионных мероприятий, на основе которых стали создаваться проекты землеустройства с комплексом противоэрозионных мероприятий для отдельных хозяйств, учитывающих рекомендации генеральных схем для всего региона.

В последние годы был осуществлен перевод проектирования на количественную основу, поскольку до недавнего времени оно основывалось, главным образом, на данных о количестве эродированных почв, выделение которых представляло сложности, а отсутствие признаков эродированности на недавно освоенных, но подверженных эрозии землях приводило к занижению объемов и, соответственно, стоимости противоэрозионных мер. В связи с этим и возникла острая необходимость в количественной оценке эрозионноопасных земель. В этих работах приняли участие многие учреждения, в том числе Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов Географического факультета МГУ. К началу 1980-х годов сюда был выполнен ряд подобных работ для составления схем комплексного использования земельных и водных ресурсов – на бассейны верхней Оби и Иртыша (масштаб 1:2500000) и Дона (1:1000000).

Данные этих исследований, отечественный и зарубежный опыт оценки и картографирования эрозионноопасных земель были использованы лабораторией при составлении в 1980–1985 гг. карты “Эрозионноопасные земли Европейской части СССР” (1:1500000). Для этого была разработана методика среднес- и мелкомасштабного картографирования эрозионноопасных земель, позволившая рассчитать интенсивность потенциального смыва в количественном выражении – в т/га. год. а также – процентное соотношение эрозионноопасных земель по категориям смыва в пределах выделенных арсалов, что является необходимой основой для проектирования противоэрозионных мероприятий. Очень важным показателем для разработки мероприятий по защите почв от эрозии стали получаемые расчетным путем соотношения эрозионноопасных земель по градациям смыва: в зависимости от количественных градаций эрозионной опасности и их соотношений на пахотных и естественных кормовых угодьях стало возможным определять

* Работа выполнена по программе “Университеты России. Фундаментальные исследования” (проект №5044)

площади земель, нуждающихся в тех или иных противоэрозионных мерах, объемы и стоимости противоэрозионных мероприятий в разрезе административно-территориальных единиц, что является конечной целью изысканий на стадии схем и ТЭО рационального использования и охраны природных ресурсов.

Давая информацию о территориальном размещении и интенсивности проявления эрозионных процессов на обширной территории, такая карта необходима для решения стратегических вопросов борьбы с эрозией. Она предназначена для административных, плановых, проектных организаций сельскохозяйственного профиля, других ведомств, испытывающих отрицательные последствия эрозии, для оперативного руководства работами по защите почв от эрозии, планирования крупных мероприятий по освоению массивов земель, мелиорации и трансформации сельскохозяйственных угодий, корректировке систем ведения сельского хозяйства. Она является необходимой основой при решении многих вопросов совершенствования зональных почвозащитных систем земледелия, разработке генеральных схем противоэрозионных мероприятий на крупные регионы, бассейны рек, экономические районы, края и области, установления очередности проведения противоэрозионных мер и выделения средств на эти цели.

Возможность определения интенсивности смыва почвы в т/га. год естественно вызвала необходимость установить, насколько в тех или иных условиях это необходимо снизить, чтобы плодородию почвы не наносился дальнейший ущерб, т.е. какова величина допустимого смыва – предельной интенсивности эрозии, компенсируемой почвообразованием. Это сильно упростило бы проектирование противоэрозионных мероприятий – свело бы его, по сути дела, к подбору хорошо разработанных в настоящее время противоэрозионных мер и их сочетаний для снижения смыва до требуемого допустимого уровня. Вопрос этот дискутируется давно и мнения по нему различны. Если рассматривать величину допустимого смыва как средство ресурсосбережения, предохранения почв от эрозии, то естественно стремление к “жестким” нормам эрозии: чем ниже допустимый уровень смыва, тем меньше почвы будет смываться. Но при этом, объемы необходимых противоэрозионных мер будут возрастать, что неизбежно вызовет увеличение затрат на их осуществление. Различия по величине затрат при разных уровнях допустимого смыва весьма существенны. Ориентировочные расчеты, проведенные по областям, краям и республикам земледельческой зоны Российской Федерации показали, что при снижении смыва с 6 до 1 т/га. год затраты возрастают в 16-25 раз, а сами же затраты на осуществление противоэрозионных мероприятий при малых величинах допустимого смыва очень высоки. Отсюда следовало, что при установлении уровня допустимого смыва необходимо учитывать реальные возможности расходования средств на противоэрозионные цели, при которых принимаемая величина должна быть осуществимой. Иными словами, допустимый смыв должен рассматриваться как экономическая категория, стоящая во главе угла

при планировании и проектировании комплексов противоэррозионных мероприятий.

В самое последнее время были разработаны нормативные значения допустимого смыва для основных почвенных разностей земледельческой зоны России, позволившие затем рассчитать их и для пахотных земель административно-территориальных единиц Российской Федерации, а отсюда – определить объемы работ и затраты, необходимые для снижения смыва до этих уровней.

В 1994 г. лабораторией завершило составление двух карт "Эрозионноопасные земли России (1:1500000). На одной из них интенсивность смыва почвы (т/га.год) показана без учета влияния возделываемых культур, т.е. – на черный пар (иначе говоря, – с учетом всех факторов эрозии: рельефа, осадков, противоэррозионной устойчивости почв, кроме почвозащитной способности растительности). Такая карта дает возможность путем подбора тех ли иных сельскохозяйственных культур обеспечить на соответствующих частях пашни установленный для них уровень допустимого смыва.

Казалось, что все эти работы должны были ускорить внедрение разработанных и обоснованных комплексов противоэррозионных мероприятий в практику сельского хозяйства и, тем самым, все в большей мере предотвращать смыв почвы и убыль плодородия, неизбежные при этом снижение урожаев и затраты на противоэррозионные меры. Однако на практике этого не происходит. Почвозащитные мероприятия применяются слабо, далеко не всегда, где это необходимо по ряду причин, прежде всего из-за нехватки средств; сказывается и безразличное отношение к самой земле (ведь не все противоэррозионные меры требуют больших затрат).

Естественно встает вопрос: можно ли снизить затраты на защиту почв от эрозии другим путями, кроме осуществления комплекса противоэррозионных мер? Казалось бы имеется путь снижения затрат на противоэррозионные меры: изменение структуры посевных площадей в сторону значительного уменьшения доли пропашных культур (которые, как известно, наиболее слабо по сравнению с другими культурами защищают почву от эрозии) за счет увеличения посевов озимых зерновых и многолетних трав (лучше других культур препятствующих смыву почвы), трансформация сельскохозяйственных угодий (залужение сильно эрозионноопасных земель, т.е. вывод их из пашни) и др. Но данные меры, как показывает практика, если и могут иметь место, то в незначительных объемах и поэтому не изменят существа дела.

Известно, что площадь в нашей стране отнюдь не увеличивается. Ее доля в расчете на одного жителя России сокращается. С 1958 по 1985 гг. она уменьшилась с 1,14 до 0,93 га (хотя за время целинной эпохи в России было распахано 16,3 млн.га новых земель), а в настоящее время – уже до 0,88 га (это при том, что население страны в последние годы не возрастает). Все увеличиваются отводы земель, преимущественно пашни, для сельскохозяйственных целей. Сокращается и площадь обрабатываемой пашни. –

только за последние 5 лет (1991-1995) она уменьшилась на 10,3 млн. га. Поэтому рассчитывать на возможность трансформации замечательных площадей пашни в луговые угодья не приходится. Что же касается существенного изменения структур посевов, введения и освоения по стране научно-обоснованных систем ведения сельского хозяйства, то эти вопросы решаются уже многие десятилетия пока без замечательных сдвигов. О недостаточном внимании к сохранению почвенного плодородия свидетельствует и тот факт, что получить представление о том, где, какие и в каких масштабах применяются те или иные противоэрозионные меры невозможно, так как такой учет не ведется: он не предусмотрен государственной статистикой.

На состояния сельскохозяйственных угодий сказывается и несовершенство земельного законодательства. Не предусмотрена персональная ответственность за порчу земли, нанесение ущерба ее плодородию. В то же время допускается краткосрочное пользование землей на правах аренды, что неизбежно ведет к ухудшению ее качества: никто ведь не станет начинать свое хозяйствование с вложений в землю, взятую в аренду на 5-6-летний срок, не будет ее улучшать. Поэтому проблема защиты почв от эрозии и при новом земельном законодательстве не утратила актуальности, а с введением аренды, особенно краткосрочной, приобрела еще большую остроту.

Высокие цены на технику, удобрения и другие ресурсы, сложность получения и недостаточные размеры банковских кредитов, их высокие проценты также создают для крестьян большие трудности. Запрет купли-продажи земли, который связан с другими соображениями, делает их трудноисполнимыми, так как землю нельзя заложить в банк, чтобы купить трактор, удобрения, семена, вырастить урожай, расплатиться с банком и выкупить землю обратно. К сожалению, этот, проверенный во многих странах способ налаживания хозяйства, оказывается пока недоступным. Из 250 тысяч фермерских хозяйств в 1995 г. распалось 60 тысяч: почти каждый четвертый фермер обанкротился и от земли отказался. Между тем, дальнейшее развитие фермерства имело бы существенное значение для сохранения почвенного плодородия, при этом землепользование станет более компактным, уменьшаются размеры полей (в частности, их длина); играет большую роль и само отношение к земле ее постоянных хозяев. Но при этом (также, как это имеет место в большинстве развитых стран), фермерам, как и другим землепользователям, непременно будет нужна государственная помощь и в предоставлении кредитов, и в рекомендациях специалистов, и в обеспечении материалами, и т.д. Поэтому особое значение имело бы создание специальной организации по охране почв, подобно службам охраны почв во Франции, Швейцарии, Австрии, Германии, Италии, Индии, Аргентине, Колумбии, а также в США, где сделано очень много для защиты почв от эрозии. Представляется, что использование такого опыта помогло бы и в России решить эту важнейшую проблему.

Каковы задачи службы охраны почв, как организована ее работа, в чем конкретно состоит ее помощь фермерам и другим землевладельцам? Вот что об этом рассказывается в одной из брошюр, изданных службой охраны почв при министерстве сельского хозяйства США (изгаяется в авторском переводе): "Доступная помощь от Службы охраны почв." (Assistance Available from..., 1988).

Задачи Службы охраны почв (СОП). Служба охраны почв при министерстве сельского хозяйства США помогает индивидуалам, группам, организациям, большим и малым городам, округам и правительствам штатов уменьшить издержки в виде истощения земель и водных ресурсов и следить за надлежащим использованием национального достояния.

Ее деятельность направлена на решение трех основных задач: охрана почв и вод, обследование природных ресурсов, защита и бережное отношение к местным ресурсам. Помощь СОП предусматривается техническая и, в некоторых случаях, финансовая. Она предоставляется в соответствии с общим курсом, целями и приоритетами министерства сельского хозяйства США. СОП также предусматривает техническую помощь другим странам.

Для осуществления своих задач СОП располагает общесоциальным сообществом специалистов по охране, которые помогают людям лучше узнать и защитить земельные и водные ресурсы и выгодно их использовать. Руководящим принципом СОП является использование земли и обращение с ней с охранными целями в гармонии с ее возможностями и нуждами. Штат СОП включает инженеров, специалистов по охране почв, агрономов, биологов, экономистов, лесников, геологов, архитекторов ландшафта, специалистов по посадке растений, картографов, специалистов по борьбе с загрязнением окружающей среды, социологов и археологов.

СОП сосредотачивает свою помощь на нефедеральных землях. Эти частные земли получают помощь от СОП, главным образом, через почти три тысячи организованных по всей стране ее отделов местного масштаба. На районном уровне сотрудники СОП предусматривают помощь на месте и приглашают экспертизу из агентства для решения специфических проблем владельца земли, связанных с ее использованием.

СОП и районы охраны (РО). РО – локальные единицы провинций, организованные местными жителями в соответствии с законами штатов. Районы действуют, исходя из того, что местные жители знают больше о местных проблемах, чем кто-либо еще. Следовательно, национальная программа сохранения почв и вод находится в значительной степени под местным контролем. Законы, определяющие эти районы, различные в разных штатах, но большинство их учитывает естественные подразделения штата или округа. Географически большинство районов совпадает с границами округов, хотя некоторые занимают часть округа или несколько округов. По закону штата, каждый РО несет ответственность за охранную работу по почвам и водам в пределах своих границ. Совет управления районом выбира-

растся в местном масштабе или назначается: работа совета состоит в планировании и реализации долговременных программ, основанных на охранной работе, необходимой на территории. По просьбе совета, СОП направляет специалистов по охране и других своих служащих для оказания технической помощи району и содействия частным владельцам земли. Чтобы получить большинство видов помощи от СОП, владельцам земли, организациям или агентствам достаточно просто ее попросить. Обычно владельцы земли заключают договор о сотрудничестве с районом. Сейчас существует более двух миллионов таких договоров с районами охраны.

Техническая помощь СОП через РО имеет много форм: помощь на местах фермерам, владельцам ранчо, лесникам и прочим в планировании и осуществлении долгосрочных охранных программ, отвечающих их нуждам и нуждам их земель: информирование об альтернативном использовании земель с целью контроля эрозии и уменьшения отложений, сбережения воды, используемой в сельском хозяйстве, и предотвращения ущерба от паводков на затопляемых землях; помощь в проектировании, планировании, контроле за строительством и эксплуатацией дамб, плотин, террас и других сооружений; подборе сортов растений, рекомендаций по размещению трав или деревьев, в решении проблем, которые возникают при использовании полей, пастбищ, лесистых местностей, мест распространения живой природы и других земель; информация о наиболее подходящих сельскохозяйственных культурах, севооборотах для каждого вида почвы; помощь в восстановлении, мелиорации заброшенных земель, где угледобыча велась с поверхности, и других испорченных территорий; помощь владельцам и управляющим земель в сельской местности в контролировании причин загрязнения вод; помощь провинциям в инвентаризации природных ресурсов и планировании их оптимального использования; разъяснение сведений о возможностях и недостатках разных видов почвы для использования в различных целях (эта информация полезна городским и окружным должностным лицам, инженерам, проектировщикам по использованию земель, застройщикам, подрядчикам, строителям, специалистам по свойствам, качествам вод и другим); помощь в планировании и осуществлении программ улучшения и сохранения ресурсов по округам; помощь образовательными программами и проектами, относящимися к борьбе с загрязнением окружающей среды.

Эти мероприятия проводятся сотрудниками СОП в тесном контакте с сельскохозяйственной Службой стабилизации и сохранения при министерстве сельского хозяйства и другими федеральными агентствами в установленном порядке и распределении обязанностей.

Обследования природных ресурсов. Без точной информации о размещении и состоянии национальных природных ресурсов действенные национальные программы сохранения невозможны. Для получения этой информации СОП проводит обследование земель, изучение снежного по-

кровя для предполагаемого снабжения водой (на Западе США) и обследование других природных ресурсов.

Обследования почв. СОП составляет и публикует материалы обследования почв, включающие карты сельскохозяйственных, лесных и застраиваемых территорий. Эти обследования образуют основу для планирования работы по их сохранению. В Национальной объединенной программе обследования почв принимают участие СОП, государственные станции сельскохозяйственных экспериментов и другие федеральные и государственные организации. По просьбе организаций СОП также готовит специальные карты и доклады, базирующиеся на обследовании почв. Каждое обследование содержит описание их физико-химических свойств на исследуемой территории (большей частью – округа). В нем называются и классифицируются почвы согласно общнациональной системы и представляется информация о возможностях и недостатках почв для их различного использования. Подробные карты показывают расположение различных почв. При обследовании специалисты по почвам определяют их сложение, структуру, химический состав, уклон, уровень эрозии и другие свойства, которые влияют на ее пригодность для различного использования.

Публикация материалов обследований почв и данных их компьютерного исследования – важный инструмент для планирования использования и управления земельными и водными ресурсами. Все это используется фермерами и владельцами ранчо, городами, округами, штатами и служащими Федерального агентства, планировщиками использования земель, инженерами, подрядчиками, застройщиками и другими. Многие города, округа, правительства штатов поддерживают фонды ускорения работ по обследованию почв, чтобы принимать лучшие решения по их использованию. Обследования почв помогают при планировании дорог и аэропортов, сокращении затоплений земель при разливах, контролировании осадков, развитии индивидуального строительства, промышленности, защите живой природы, создании парков и обеспечение оптимального экономического и экологического использования территории. Почвы на 600 млн.га (около 2/3 национальной земельной территории) уже нанесены на карту и работа продолжается со скоростью около 20 млн. га/год. Материалы более, чем 1600 обследований почв уже опубликованы.

О положительном опыте США в решении рассматриваемой проблемы свидетельствуют данные и последних лет (Мамаева, 1996). С 1985 г. начался новый этап в почвовоохранной политике США. В соответствии с сельскохозяйственным законом впервые в сельскохозяйственную программу, учреждаемую государством каждые 5-летие, стала включаться почвовоохранная статья.

Служба охраны почв стала ежегодно строго контролировать осуществление фермерами противоэрозионных мероприятий, предусмотренных законом, – осуществлять проверку 1,3 млн. соглашений с фермерами, обязавшимися выполнять противоэрозионные мероприятия на площади около

55 млн. га. В 1991 г. нарушения были установлены в 0,7% фермерских хозяйств; фермеры, допустившие нарушения, были лишены государственных субсидий на сумму около 1,2 млрд. долларов. К 1992 г. противоэрозионные мероприятия в стране полностью осуществлены на половине всей площади, где они необходимы.

По сельскохозяйственному закону осуществляется программа охраны сильноэродируемых земель (CRP). К 1995 г. по соглашению с фермерами 18 млн. га таких земель выведены из оборота. На отчужденной пашне создан постоянный 10-летний почвозащитный растительный покров. Выполнение программы по охране сильноэродируемых земель обеспечило ежегодное снижение потерь от эрозии в 600 млн. т (около 21% потерь почвы от эрозии с пахотных земель страны). Распашка эрозионноопасных целинных и залежных земель строго запрещена. Нарушителей ожидает штраф до 5 тыс. долларов.

Сельскохозяйственным законом 1990 года предусмотрено право государства по соглашению с землевладельцами производить долгосрочное – на 15-30 лет изъятие земель в природоохранных целях – под водоохраные, полезащитные, ветроломные, буферные лесные полосы, растительные кулисы для спегозадержания и для мест обитания диких животных. В течение этого времени в соответствии с соглашениями на фермерах лежит обязанность содержать эти земли в надлежащем состоянии.

Введены и другие аналогичные программы, в их числе программа защиты заболоченных угодий (WRP), в которой также участвуют землевладельцы, получая компенсационные выплаты и техническую помощь на восстановление заболоченных угодий. Совершено новыми являются программы изъятия из оборота земель в природоохранных целях (EEP) и единная программа управления фермерским хозяйством (IFMP).

ЛИТЕРАТУРА

Мамасева Г.Г. Новый этап в почвовоодоохранной политике СППА // Земледелие. 1996. № 2.

Assistance Available from the Soil Conservation Service. United States Department of Agriculture. Soil conservation Service. Program Aid Number 1352. Washington, 1988.

[В содержание](#)

В.Н. Голосов

АККУМУЛЯЦИЯ В БАЛКАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ*

Активное переформирование рельефа эрозионно-аккумулятивными процессами в период интенсивного сельскохозяйственного использования земель – наиболее значимый по своим геоморфологическим последствиям процесс, наблюдающийся в пределах равнин умеренного климатического пояса. По территориальному охвату и интенсивности с ним может сравняться лишь дефляция (ветровая эрозия почв), в отдельные годы отмечающаяся на значительной территории степной зоны Русской равнины. Попытки оценить интенсивность антропогенной эрозии на основании стационарных, полустационарных и натурных наблюдений до сих пор не привели к выработке единой точки зрения на интенсивность эрозионных процессов на пахотных землях этого региона. При этом наиболее острый вопрос – выявление соотношения весеннего талого и ливневого смыва почвы. В то же время косвенным свидетельством интенсивности этих процессов в различных ландшафтных зонах является интенсивность аккумуляции наносов в балочной сети и ее изменения во времени в зависимости от степени земледельческой освоенности территории.

Детальные исследования балочного аллювия на водосборах лесостепной и степной позволяют оценить зон оцениваются современные темпы аккумуляции наносов в балках различных типов, их изменения во времени, а также по длине балок в зависимости от их происхождения и этапа сельскохозяйственного освоения склонов.

Изученность вопроса

В эрозионно-аккумулятивном балансе вещества в пределах речных водосборов эрозионные и аккумулятивные составляющие занимают равноправное положение и именно их соотношение определяет долю наносов, которая появляется со склонов в русла рек. Наличие системных данных системы Гидрометеослужбы о стоке наносов рек наряду с оценками интенсивности склонового смыва и овражной эрозии, базирующимися как на материалах стационарных наблюдений, так и на использовании расчетных моделей позволяет исследователям косвенно судить о количестве наносов, задерживающихся на водосборе. В среднем доля внутрибассейновой аккумуляции для малых и средних рек умеренной зоны оценивается до 90-95% (Дедков, Можерин, 1984) в зависимости от местных условий. Между тем

* Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Международного Научного фонда и Правительства России (грант №2300) и Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант №96-05-65021)

специфика перераспределения наносов определяется периодом освоения территории, структурой эрозионной сети, морфологией и расположением относительно эрозионных форм пахотных земель. Наиболее слабо изученными звенями в цепи доставки наносов со склонов в речные русла являются склоновая и балочная аккумуляция.

Наносоудерживающая способность травянистой растительности чрезвычайно высока. По данным экспериментальных наблюдений американских исследователей (Novotny, Chesters. 1981; Hayes et al. 1982) более 90% наносов, перемещаемых мелкими илоскостными потоками по склонам могут задерживаться при прохождении через полосу травы шириной 2 м. Этот факт, а также потери воды на инфильтрацию в пределах необрабатываемых нижних частей склонов позволяют утверждать, что около 80% продуктов илоскостной и ручейковой эрозии задерживается на склонах не достигая эрозионной сети (Picet et al.. 1975). Несколько ниже наносоудерживающая доля склоновой аккумуляции по мнению украинских исследователей. Так по данным стационарных наблюдений (Шелякин, Колесников, 1987) в тальвег балок малых рек Донбасса поступает 15-30% смытого материала; остальная часть откладывается на склонах междууречий и бортах балок. Следует заметить, что в связи частыми изменениями контуровки полей и особенно участков, непосредственно примыкающих к долинно-балочной сети чрезвычайно трудно даже непосредственно в поле определить объемы аккумуляции наносов на склонах. Наиболее надежный путь связан с использованием радиоизотопных методов, позволяющих достоверно установить слой аккумуляции за период с 1954 г. до момента опробования (Walling et al., 1986).

Таким образом, основная масса наносов со склонов доставляется в овражно-балочную сеть и непосредственно в днища рек концентрированными ручейковыми потоками, формирующимиися в искусственных (разъемные борозды, колеи от дорог и т.п.) и естественных (ложбины, крунные промоины и т.д.) понижениях на склонах. По нашим наблюдениям, на экспериментальном полигоне Боровской учебно-научной станции МГУ доля наносов, попадающих в флювиальную сеть в этом случае зависит от удаленности края пашни от вершины эрозионной формы и непосредственно мутности потоков (табл.1). Соответственно чем более расщеплены обрабатываемые склоны, тем выше доля наносов, достигающих днищ крупных эрозионных форм. Таким образом, в пределах пашни в этом случае могут быть выделены наносообразующие территории, доля которых определяет потенциальное количество наносов, доставляемых в речное русло при данном уровне среднемноголетнего смыва.

Сведений о темпах аккумуляции наносов собственно в днищах балок практически нет. Исключением являются данные Т.Д. Гайворон (1983), которой для ряда балок в бассейне р.Сейма удалось получить скорости аккумуляции в 0.77-1.49 мм/год. Эти величины сопоставимы с аккумуляцией наносов на поймах малых рек в различных частях Русской равнины

(Евцихнович, 1976; Первошиков, 1991, 1994; Гласко, Фоломесв, 1981; Курбанова, Петренко, 1990; Шпак, 1978). Между тем именно днища балок являются основными зонами аккумуляции наносов, смыываемых со склонов. С другой стороны, именно в днищах балок совместно с наносами накапливаются пестициды, удобрения, а после аварии на Чернобыльской АЭС – и радиоактивные вещества, прежде всего, Cs^{137} , концентрация которых достаточно высока. Вероятные изменения условий стока, связанные как с климатическими колебаниями, так и со сменой типа землепользования, способны привести к вторичному врезанию водотоков в балочные днища с одновременным

Таблица 1
Соотношение объемов эрозии и аккумуляции
на участке край поля – вершина оврага

Год	Характер обработки пашни	Объем смыва т/%	Объем аккумуляции т/%
1982	пашня	51/100	39/76
1983	пашня	136/100	74/54
1984	озимые	12/100	1/8
1985	пашня	53/100	30/56

выносом перечисленных веществ в речную сеть. Поэтому оценка особенностей и темпов аккумуляции наносов в балочной сети имеет отношение не только к проблеме перераспределения наносов на водосборе и формирования стока наносов рек, но и чисто экологическое значение, затрагивающее вероятное изменение качества поверхностных вод.

Варианты образования балок

Существует несколько схем формирования балок, предложенных различными исследователями. Наиболее широко распространены балки, сформировавшиеся по схеме овраг-балка впервые описанной В.В. Докучаевым (1878), который полагал, что при определенных условиях из балки может формироваться и речная долина. Н.И. Маккавеев (1955) впоследствии показал, что формирование речной долины возможно, но только в случае, если овраг врезается до уровня грунтовых вод. Действительно это явление нередко наблюдается в верховых речных систем при условии общего тектонического поднятия территории, как, например, на возвышенности Общий Сырт (Иванова, 1990). Тем не менее большинство оврагов, со временем прекращая свой рост, заполняются наносами и превращаются в балки. Нередко процесс аккумуляции наносов сменяется вторичным врезанием. Большинство склоновых и береговых оврагов в настоя-

шес время на Русской равнине находятся именно в этой стадии. В целом в условиях гумидного климата для превращения оврага в балку требуется несколько десятилетий (Маккавеев, 1955).

Схема формирования балок по типу ложбина-лощина-балка, предложенная А.С. Козынко (1963), по существу отражает естественный процесс формирования балочной сети, происходивший в неизмененных антропогенным вмешательством ландшафтах. Подобные балки тяготеют по своему пространственному положению к истокам рек, а время их образования составляет, вероятно, столетия.

Наконец, механизм формирования балок по схеме долина-балка-овраг, предложенный Н.И. Маккавеевым (1960), связан исключительно с деятельностью человека. Избыточное количество наносов, поступающих со склонов в русла малых рек и ручьев приводит к их быстрому заилиению. В результате они полностью заполняются наносами и превращаются в балки. Балки подобного происхождения весьма характерны как для Русской Равнини, так и для других равнин умеренного климатического пояса, наиболее широко используемых для земледелия.

Объекты исследований

Исследования особенностей отложения наносов в балочных днищах проводились в различных районах степной и лесостепной зон с неодинаковой историей земледельческого освоения (рис.1).

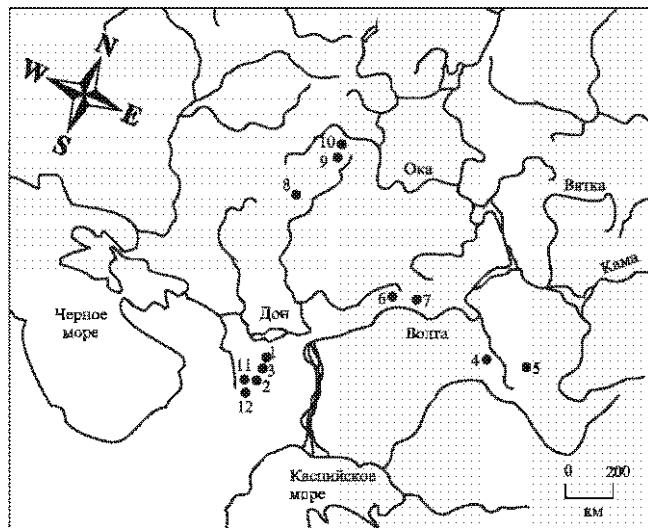


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования

• – точки наблюдений, 1 – Сухой Яр, 2 – Сухой Яр-2, 3 – Шведенка, 4 – Елховка, 5 – Беизямятная, 6 – Ключи, 7 – Ржавец, 8 – Глинище, 9 – Степной Рукав, 10 – Часовенков Верх, 11 – яр Глубокий, 12 – Терновая

Предпочтение отдавалось балочным водосборам, расположенным на возвышенностях, поскольку процессы перераспределения наносов на малых водосборах здесь идут интенсивнее. Естественно, различны и типы почв, характерные для ключевых водосборов (табл.2). Конфигурация водосборов также играет важную роль так как является косвенным свидетельством характера поступления наносов в балку. На водосборах овальной формы максимум наносов поступает в центральную часть балки, тогда как наносы с водосборов каплевидной формы поступают в верховья. Водосборы грушевидной формы занимают промежуточное положение. На ряде водосборов, помимо детального изучения отложений в основной балке, были проведены подробные исследования в балках-притоках. Таким образом была исследована специфика аккумуляции наносов в балках различных типов и происхождения.

Методика исследований

Исследования особенностей накопления балочного аллювия на ключевых водосборах являлись частью более обширных работ по оценке баланса наносов в верхних звеньях эрозионной сети. В комплекс собственно полевых работ по изучению днищ балок входили:

а) Подробная тахеометрическая съемка днища и склонов балки в масштабе 1:5000, по результатам которой составлялась детальная геоморфологическая карта балки с выделением балочных террас, вторичных врезов, эрозионных котлов, конусов выноса, а также, при их наличии, антропогенных форм рельефа: земляных плотин и дамб;

б) Бурение скважин по длине балки по поперечным профилям, расположенным в зависимости от протяженности балки на расстоянии от 50 до 250 м друг от друга, а также в характерных местах изменения морфологии днища. Бурение сочеталось с раскопкой шурfov и зачистками разрезов. Все буровые колонки, шурфы и разрезы документировались, выделялись горизонты, паковившиеся собственно в течение периода интенсивного сельскохозяйственного освоения и за последние десятилетия, для чего послойно равномерной колонкой каждые 5 см в верхней части разреза и через 10-15 см по остальной толще отбирались образцы для определения содержания изотопов цезия-137, цезия-134, свинца-210 и выполнения споропыльцевого анализа. Расположение скважин, разрезов и зачисток фиксировалось при топографической съемке.

В процессе камеральных работ подсчитывался объем накопленных наносов как за весь период интенсивного землепользования, так и за последние 35-40 лет, устанавливаемых по содержанию в отложениях Cs-137. В ряде случаев при значительной аккумуляции в последние 8-10 лет (период времени, прошедший после аварии на Чернобыльской АЭС) по наличию

в образцах Cs-134 и повышенному относительно фонового содержанию Cs-137 удавалось вычленить отложения, относящиеся к данному периоду. По

Таблица 2

Некоторые морфологические и физико-географические характеристики балок и их водосборов

№	Название, место- положение балки	Средний уклон	Площадь водосбора, км ²	Схема образования балки	Конфигурация водосбора	Почвы на водосборе
1	Сухой яр, приток р. Айгурки	0.01	21.6	2	Каплевидная	каштановые
2	яр Глубокий, приток р. Горькая	0.053	4.2	1	Грушевидная	чернозем южный
3	Сухой яр, приток р. Калаус	0.02	11.1	1; 2	Овальная	чернозем южный
4	Терновая, приток р. Калаус	0.014	21	1	Грушевидная	чернозем южный
5	Шведянка, приток р. Калаус	0.009	26	2; 3	Каплевидная	темно-каштановые
6	Безымянная приток р. Средняя Каргалка,	0.0117**	6	2	Каплевидная	чернозем обыкн.
7	Елховка, приток р. Б. Погромка,	0.0054	27.38	3	Грушевидная	чернозем типичный
8	Группы лес, приток Елховки	0.025	1.1	1	Каплевидная	чернозем типичный
9	Гнилите, приток р. Ведуга	0.005	17.2	3	Овальная	чернозем типичный
10	Степи Рукав, приток р. Турдей	0.0116	4.6	2; 3	Овальная	серые лесные
11	Часовенков Верх, приток р. Локна	0.0065	42.1	3	Овальная	серые лесные
12	Приток Часовенковой Верх	0.067	0.9	1	Каплевидная	серые лесные
13	Ржавец, приток р. Малый Колыпней	0.01	18	3	Овальная	черноземы обыкн.
14	Ключи, приток р. Малый Колыпней	0.017	8	1	Грушевидная	черноземы обыкн.

*-1 – овраг-балка; 2 – ложбина-лонцина-балка; 3 – река-балка; ** – уклон верховий балки

топографическим картам XIX века на каждую конкретную территорию устанавливались наличие или отсутствие постоянных водотоков или вто-

ричных врезов в днище данной эрозионной формы, а также наличие выходов грунтовых вод. По архивным данным определялся период интенсивного сельскохозяйственного освоения территории.

Основные результаты и их анализ

Сопоставление результатов оценок аккумуляции наносов в детально обследованных балках Русской равнины свидетельствуют о наличии отчетливой тенденции усиления темпов аккумуляции от лесостепной зоны к влажной степи (табл.3). Одновременно прослеживается тенденция некоторого увеличения аккумуляции наносов в днищах балок в последние десятилетия по сравнению со средними темпами аккумуляции за весь период освоения.

Таблица 3

Темпы аккумуляции наносов в балках Русской равнины

№	Балочный водосбор	Средний уклон днища	Период интенсивного сельскохозяйственного освоения	Среднегодовые скорости аккумуляции наносов, мм		Ландшафтная зона
				За период сельскохозяйственного освоения	За последние 35-40 лет (цезисный период)	
1	Сухой яр -1	0.01	50-60	38	51	влажная степь
2	Сухой яр-2	0.02	80-100	22	33	влажная степь
3	Швединка	0.009	140-160	19	50	влажная степь
4	Елховка	0.0054	100-150	10	23	сухая степь
5	Безымянная	0.0117	140-160	10	18	сухая степь
6	Гнилице	0.005	250-300	4.6	18	лесостепь
7	Степин Рукав	0.0116	250-300	5.4	10.5	лесостепь
8	Часовенков Верх	0.0065	250-300	8	26	лесостепь

Вероятно, это связано не столько с усилившимся эрозии на водосборе, сколько с изменением доли ливневого смыва по отношению к талому. Известно, что мутность воды в склоновых потоках при ливнях почти на порядок в среднем превышает мутность воды в период снеготаяния. В результате значительно большее количество наносов переносится в задернованных балочных днищах. Кроме того, ливневой смыв нередко носит катастрофический характер, когда со склона смыывается слой почвы до 10-15 см за один ливень. В результате в балках единовременно откладывается пачка наносов в 25-30 см, а иногда и более. Поэтому при оценке темпов аккумуляции за 35-40 лет достаточно двух подобных дождей для накопления пачки отложений в 80 см. Пример подобных темпов аккумуляции отмечен в балке Грушин лес (приток балки Елховки), в которой все отложения накопились

за последние 35 лет, причем более 50 см отложилось в 1989 г после сильного ливня, который нам удалось наблюдать (рис. 2).

Суммарная мощность отложений в балке составляет в среднем 90 см. Здесь и далее в горизонте Cs-137 свидетельствует о том, что аккумуляция произошла после 1954 года. Горизонт 60-70 см в данном случае также является маркирующим. Повышенное содержание Cs-137 в нем связано с выпадением изотопов после аварии на Чернобыльской АЭС. Аналогичные случаи отмечались при маршрутных обследованиях территории Нижнего Дона.

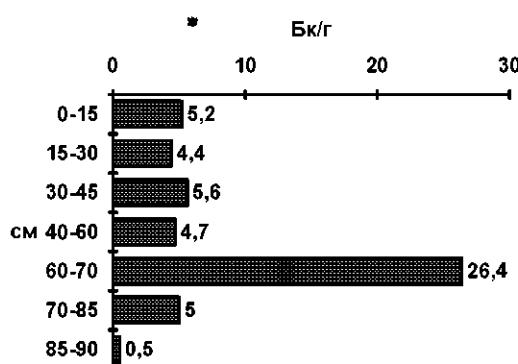


Рис. 2. Содержание Cs-137 в отложениях днища балки Грушин яр (бассейн балки Елховки)

* Здесь и далее Бк/г – беккерели/грамм

Следует также учитывать, что среднемноголетние темпы аккумуляции наносов в балках территорий давнего освоения, к которым относятся большая часть лесостепи Русской Равнины определены с гораздо меньшей точностью по ряду причин. Во-первых, в момент начала их массовой распашки еще не существовало достаточно подробных топографических карт, и поэтому момент распашки конкретной площади на ключевом водосборе устанавливался по описаниям последовательности освоения земель. Во-вторых, на данных водосборах в балочных днищах неоднократно формировались вторичные врезы, и в этот период часть ранее накопившихся наносов выносился за пределы бассейна. Тем самым среднемноголетние темпы аккумуляции для данных водосборов являются интегральной величиной.

Суммарные темпы аккумуляции наносов в балочных днищах отражают общую специфику процесса, но скрывают многочисленные особенности заполнения балок различных типов и происхождения. Детальное изучение аккумуляции наносов по длине балок позволяет не только выявить особенности аккумуляции наносов, но и ряде случаев и происхождение последних.

Балки, сформировавшиеся по схеме ложбина-лощина-балка расположаются в истоках речных систем. Отличительной их особенностью являются короткие, порой достаточно пологие склоны, отсутствие протяженных вторичных врезов, слегка выпуклое днище, достаточно равномерная мощность наносов по наперечному профилю днища при сравнительно небольшом уклоне. После распашки водосбора они сравнительно равномерно заполняются по длине. Исключение составляет участок границы пашни и днища балки в ее истоках. Обычно здесь откладывается несколько большее количество наносов, как и всегда, где резко увеличивается шероховатость поверхности. Как правило, подобные балки вниз по течению переходят в балки другого типа, чаще всего в балки, сформировавшиеся при заилиении ручьев или малых рек. Средняя протяженность балок подобного типа сравнительно невелика и редко достигает 1.5-2 км. Примером подобной балки является балка Сухой Яр-1.

Механизм заполнения наносами балок, сформировавшихся по схеме овраг-балка несколько иной. Здесь возможны два варианта. Если заполняется береговой овраг, прорезающий крутой склон, накопление наносов происходит только в приуставьевой его части и в вершине оврага, если он вышел за бровку долины. На остальном протяжении отложение наносов практически не происходит из-за больших уклонов днища. Более того, довольно быстро формируется серия вторичных врезов, которые непрерывно сливаются в единый врез, уступ которого энергично "продвигается" вверх по балке и в концах может достичь ранее существовавшего овражного уступа. Примером может служить балка Безымянная (приток р. Каргалки). Изменение содержания Cs-137 на глубинах позволяет установить расположение занесенной на момент обследования наносами вершины овражного вреза. Расстояние между разрезами А и Б составляет около 100 м при практическом неизменном уклоне (рис.3).

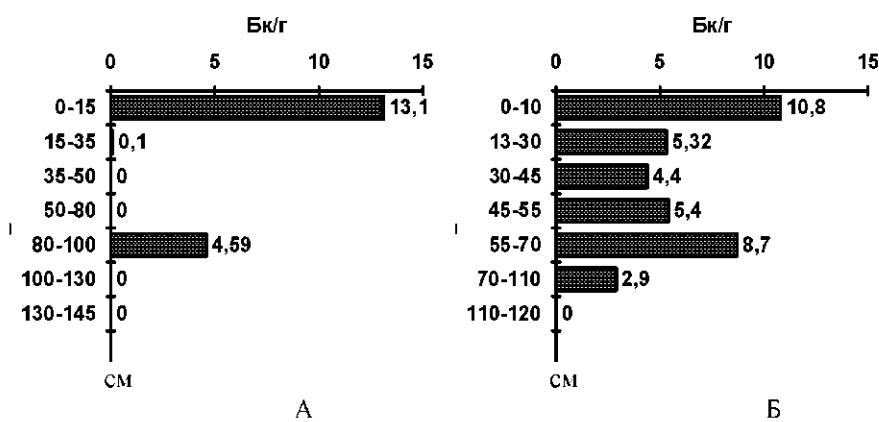


Рис. 3. Содержание Cs-137 в отложениях балки Безымянная на участках: А – ниже заполненной вершины оврага; Б – выше заполненной вершины оврага

Отсутствие цезия-137 в горизонтах 15-80 см свидетельствует о том, что это продукты размыва вершины оврага. Ниже разреза А (рис.3А) зона аккумуляции протягивается на 150 м и по мере увеличения уклона выклинивается. Вновь аккумуляция наносов появляется только на приусыевом участке балки несколько выше конуса выноса. Серия вторичных врезов, располагающихся по длине центральной балки регрессивно продвигаются вверх по течению и, вероятно, в скором времени достигнет зоны аккумуляции в ее вершине.

В случае, если уклон склона, ирорезасмого оврагом, более нологий, зоны аккумуляции наносов, расположенные в устьевой части и в вершине бывшего оврага, по мере заполнения постепенно расширяются навстречу друг другу. Пороговая величина уклона днища, при превышении которой аккумуляция наносов не происходит, составляет 0,08. При этом уклон днища балки в приусыевой части постепенно нарастает; в итоге там формируется вторичный врез, быстро продвигающийся вверх по днищу благодаря достаточно большому уклону. Тем временем в приусыевой части врез заполняется наносами. При значительном наступлении наносов со склонов циклы врезания и аккумуляции могут повторяться очень часто (с периодичностью в десятилетия). По подобной схеме развивался детально обследованный приток балки Часовенков Верх.

При заполнении наносами склонового оврага с относительно покатым уклоном днища и большей в сравнению с двумя другими типами оврагов длиной, процесс аккумуляции вообще напоминает вариант ложбино-балка, когда скорость отложения наносов достаточна равномерна по длине. Отличие состоит лишь в большей крутизне и длине бортов подобных балок.

Все вышеперечисленные типы балок обычно бесприточны или малоприточны, поэтому основная масса наносов поступает в их вершины.

Наиболее сложен процесс отложения наносов происходит в балках, сформировавшихся по схеме долина-балка. Подобный тип балок широко представлен в различных частях лесостепной и степной зон Русской равнины. Из числа подробно обследованных к ним относятся балки Елховка, Часовенков Верх и на части своего протяжения Степин рукав и Сухой Яр-2. Обычно подобные балки состоят из трех участков. Верхний из них – транзитно-аккумулятивный – характеризуется постоянным уменьшением уклона с синхронным ростом слоя аккумуляции по мере нарастания площади водосбора. Для этого участка характерно илоскос, слегка выпуклое днище с незначительным нарастанием ширины и слегка выпуклыми бортами. Протяженность участка обычно составляет от половины до трети длины балки.

В центральной части балки располагается аккумулятивный участок – зона максимального накопления наносов. Отличительной чертой этого участка является пульсирующие изменения ширины днища с резким нарастанием по длине. В поперечном профиле днища достаточно четко прослеживается русловое понижение, а также уровни поймы или встречающиеся в

ряде случаев фрагменты террас. Иногда на этом участке формируются не-протяженные вторичные врезы, заполняющиеся по мере регрессивного отступания уступа вторичного вреза вверх по течению; характерна также асимметрия бортов склонов. Обычно это зона максимальной в пределах балки аккумуляции, как древесной, так и современной. Например, за шесть лет, прошедших с момента аварии на Чернобыльской АЭС (половые работы проводились осенью 1991 г. на этом участке балки Часовенков Верх накопилось 25 см наносов (рис. 4). Протяженность участка составляет не более трети балки.

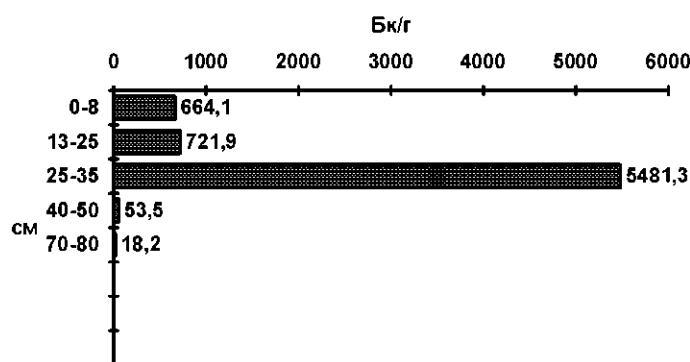


Рис. 4. Содержание Cs-137 в отложениях днища балки Часовенков Верх (средняя часть)

Наконец, транзитный участок занимает приуставную часть балки. В днищах балки на этом участке часто можно выделить четко выраженное русло вторичного вреза с фрагментами поймы. На большем протяжении вреза обычно накапливаются только современные отложения, содержащие Cs-137, что свидетельствует о сравнительной молодости большинства вторичных врезов, по крайней мере в лесостепной и степной зонах Русской равнины (рис. 5).

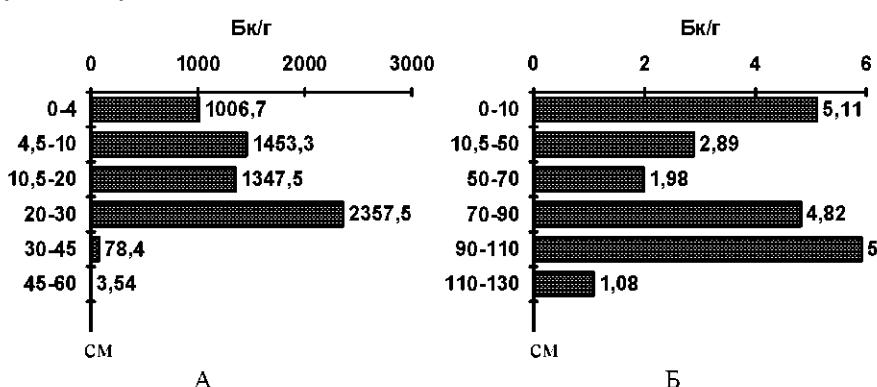


Рис. 5. Содержание Cs-137 в отложениях днищ вторичных врезов (транзитный участок) балок Часовенков Верх (А) и Елховка (Б).

В ряде случаев вторичный врез в балке может быть практически полностью заполнен наносами. Там не менее подавляющая часть транспортируемых наносов накапливается непосредственно в русло и на низкой пойме. Дело в том, что транзитный участок балки приходится на зону, где нарастание площади водосбора по длине балки сменяется сокращением прироста площади по мере приближения к устью. Тем самым значительно уменьшается количество наносов, поступающих в балку со склонов водосбора, и основную долю составляют наосы, транспортируемые вдоль по балочному днищу. Уклоны двух последних участков соответствуют в среднем характерным уклонам малых рек 4-5 порядка (по классификации Н.А. Ржаницына, 1985), а протяженность транзитного участка варьирует в широких пределах от 0 до 1/3, а иногда и половины протяженности балки.

Крупные балки, сформировавшиеся по типу долина-балка, заполняются в зависимости от местных агроландшафтных условий как продуктами склонового смыва, так и наносами, образовавшимися при овражных размывах, причем нередко, доля последних ощутимо больше. Происхождение конкретной начинки балочного аллювия достаточно четко определяется по цвету, механическому составу и гумусированности. Но наиболее надежно принадлежность той или иной пачки наносов может быть установлена по изменению концентрации изотопа цезия-137 внутри цезийсодержащей толщи. Отсутствие или предельно низкие концентрации являются убедительным свидетельством принадлежности данной начинки балочного аллювия к продуктам размыва оврагов (рис.6). Тем самым при детальном отборе и анализе проб аллювия по длине балочного днища на содержание радиоизотопов возникает возможность достаточно точно определить долевое участие приходных статей баланса наносов для исследуемого водосборного бассейна (Walling et al., 1986).

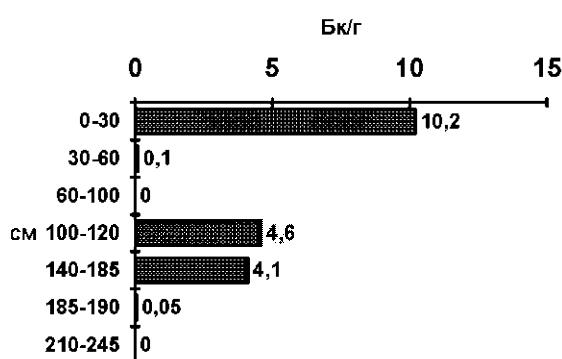


Рис.6. Содержание Cs-137 в отложениях центральной части днища балки Елховки

Заключение

Увеличение площади пахотных земель на южном мегасклоне Русской равнины способствовало усилению аккумуляции наносов в верхних звеньях эрозионной сети. Этот процесс затронул не только балки и овраги естественного происхождения, но и широко распространился на антропогенные овраги, а также ручьи и малые реки. В результате суммарная протяженность балочной сети существенно возросла. Особенно интенсивно этот процесс протекает в лесостепной и степной зонах, где его интенсивность и в настоящее время, несмотря на стабилизацию площади пахотных земель, несколько превышает среднемноголетние значения. Наиболее значительные накопления балочного аллювия происходят в балках, сформировавшихся по типу долина-балка. Использование радиоизотопных методов исследования позволяет объективно судить не только о соотношении темпов аккумуляции за последние 10 и 35-40 лет, но и достоверно определять происхождение продуктов аккумуляции.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайворон Т.Д. Стадии развития овражно-балочных форм Среднерусской возвышенности (на примере бассейна р.Сейм). Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М. 1983.
- Гласко М.П., Фоломеев Б.А. Методика определения скоростей накопления пойменного аллювия равнинных рек по археолого-геоморфологическим данным (на примере Средней Оки) // Геоморфология. 1981. № 3.
- Дедков А.Н., Мозжерин В.И. Эрозия и сток напосов на Земле // Казаль. Изд-во Каз. Ун-та. 1984.
- Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб. 1878.
- Евтихьевич В.Н. Отложения продуктов эрозии в долинах и руслах рек, в водоемах, на пойменных лугах // Почвенные исследования и применение удобрений. Минск: Ураджай. 1976. Вып. 7.
- Иванова Н.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы на водосборах в верхних звеньях гидрографической сети. Автореф. дисс. на соиск. ст. канд. геогр. наук. М. 1990.
- Козменко А.С. Борьба с эрозией почв на сельскохозяйственных угодьях. М.: Колос. 1963.
- Курбапова С.Г., Петренко Л.В. Антропогенно-обусловленное усиление аккумуляции аллювия малых рек востока Русской Равнины // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука. 1990.
- Маккавеев Н.И. Развитие эрозионных процессов в различных природных условиях. М. 1955.

- Перевопников А.А. Результаты изучения заиления пойм малых рек Удмуртии // Эрозионедение: теория, эксперимент, практика. М.: изд-во МГУ. 1991.
- Перевопников А.А. Современный пойменный аллювий и овражно-балочная расчлененность в долинах малых рек Удмуртии // Девятое межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Брянск. 1994.
- Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеоиздат. 1985.
- Шелякин Н.М., Колесников Ю.И. Эрозионные процессы на балочных водосборах в бассейнах малых рек Донбасса // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. 1987.
- Шнак И.С. Заиление речных долин и обмеление малых рек // Мелиорация земель Полесья и охрана окружающей среды. Киев: Випта школа. 1978.
- Hayes J.C., Barfield B.J., Barnhisel R.I. The use of grass filters in strip mine drainage. Vol III: Empirical verification of procedures using real vegetation. Tech. Report IMMR, 82/070, Institute for mining and mineral research. University of Kentucky. Lexington, Kentucky. USA. 1982.
- Novotny V., Chesters G. Handbook of nonpoint pollution: Sources and management. Van Nostrand Reinhold Publishing Co. New York. N.Y. USA. 1981.
- Piest R.F., Kramer L.A., Heinemann H.G. Sediment movement from loessial watershed. In: Present and prospective technology for predicting sediment yield and sources. ARS-S-40. USDA-ARS. Washington, D.C. USA. 1975.
- Walling D.E., Bradley S.B., Wilkinson C.J. A caesium-137 budget approach to the investigation of sediment delivery from a small agricultural drainage basin in Devon, UK // In: Drainage basin sediment delivery, Ed. by R.F.Hadly. Proc. of the Albuquerque Symp. July. 1986. IANS Publ. no. 159.
- Walling D.E., Quine T. A., He Q. Investigating contemporary rates of floodplain sedimentation. In: Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives, Ed. by P.A.Carling and G.E.Petts. 1992.

В содержание

М.В. Веретенникова, Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев, Б.П. Любимов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова.

СОВРЕМЕННАЯ ПОРАЖЕННОСТЬ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИЕЙ ЗЕМЕЛЬ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ФОНДА И ПРОГНОЗ ВОЗМОЖНОГО ЕЕ РАЗВИТИЯ

Исследования оврагов в натурных условиях во многих регионах России и стационарные наблюдения убеждают в том, что как районы нового освоения, так и территории давней и большой антропогенной нагрузки, представляют собой очаги активно развивающейся овражной эрозии. Опаснейшим явлением оказывается развитие оврагов в районах "вечной" мерзлоты, где параллельно действуют также оползневые и солифлюкционные процессы, что обуславливает повышенную скорость роста линейных эрозионных форм и затрудняет борьбу с ними. Применяемая в настоящее время система противоэрэзионных мероприятий нередко оказывается неспособной даже задержать развитие овражной эрозии. Причина слабой эффективности применяемых систем защиты земель заключается в отсутствии строгого научно обоснованного подхода к их размещению на водосборах, очредности возведения гидroteхнических сооружений, а нередко и выбору самой системы противоовражной мелиорации. Одним из необходимых условий разработки комплекса эффективных мер борьбы с оврагами должно быть представление о масштабах самого явления, как современного, так и прогнозного.

Наибольшее внимание изучению оврагообразовательного процесса в настоящее время, так же как и в конце прошлого века, когда наблюдалась его максимальная активизация, уделяется сельскохозяйственно освоенным территориям. Кроме традиций, это обусловлено следующими обстоятельствами:

1. Распашка земель является основной, наиболее распространенной причиной нарушения природных ландшафтов, приводящей к развитию линейной эрозии.

2. Количество оврагов, развивающихся на пахотных землях, составляет 90-95 % их общего количества. Выполненные расчеты для территории бывших губерний центра России показали, что прослеживается четкая закономерность увеличения количества оврагов по мере расширения площади пашни.

С известной долей приближения можно считать, что основное количество оврагов связано с нарушению растительного и дерново-почвенного покрова в результате отведения под пашню плодородных земель Черноземной и юга Нечерноземной зон Европейской части России.

3. Оврагообразовательный процесс наносит колоссальный ущерб сельскому хозяйству в результате практически безвозвратных потерь почвы. Вынос продуктов размыва в долины более крупных звеньев эрозионной сети приводит также к заилиению и отмиранию верховий рек, лишает населения источников водоснабжения.

4. Развитие оврагов на склоновом водосборе, особенно после его выхода за бровку склона на приводораздельное пространство, нарушают стандартные приемы обработки полей. В результате выведенные из сельскохозяйственного оборота иллюзии нашли в 3-5 раз превышают площади самих оврагов, что также должно учитываться при определении ущерба от овражной эрозии на землях сельскохозяйственного фонда.

5. В последние годы все большее внимание уделяется экологическим нарушениям, связанным с эрозией на пахотных землях (вынос на поймы и в русла рек минеральных удобрений, пестицидов). Овраги, дренирующие своими верховьями приводораздельные участки склонов, значительно активизируют смыв, сокращая время добегания ливневых и талых вод.

Территориально распределение оврагов, как и других линейных эрозионных форм, как правило, оценивается двумя показателями – густотой и плотностью в единицах измерения, соответственно, $\text{км}/\text{км}^2$ и $\text{ед. }/\text{км}^2$. В последние годы были составлены карты густоты и плотности оврагов на территорию России, на которых получили отражение все овражные формы, длина которых превышает 70 м. Основой для их составления послужили карты овражного расчленения, составленные под руководством Б.Ф. Косова (1970), на которых густота и плотность рассчитаны для оврагов, длина которых превышает 150 м. Учитывая, что овраги размером от 70 до 150 м на сельскохозяйственных землях составляют по количеству до 70-80%, их учет представлялся необходимым для объективной оценки современного состояния овражности и прогноза развития оврагов. Методические приемы расчета общего количества современных оврагов и расчетный алгоритм изложены в работе Е.Ф. Зориной и др. (1993). Для оценки ущерба от развития оврагов на пахотных землях наиболее удобным и представительным параметром, является их площадь по контуру бровки. Выраженный в размерностях площади, этот показатель отражает непосредственные потери земельных ресурсов. Площадь оврагов на территории может быть представлена в процентах от общей площади хозяйства, района, области. Отнесенная к площади пашни, она показывает долю потерь пахотных площадей: отнесенная к площади овражного водосбора, она показывает степень поражения водосборной площади. Выраженная в %, одна и та же величина площади различна, что наглядно отражено в таблице 1. Приведенные ниже расчеты процентов потерь площади от развития современных оврагов и прогнозные показатели даны в расчете на единицу площади земель сельскохозяйственного фонда.

Анализ эрозии в различных регионах России, а также опасности ее дальнейшего распространения по территории и возможной активизации в связи с усилением антропогенной нагрузки проведен на основе составленных карт современной и прогнозной овражности на территорию России в масштабе 1:1500000. Карты площадей оврагов составлены по единой методической схеме впервые.

Таблица 1.

**Средний процент площади, занимаемый современными оврагами
на территории Юга Нечерноземья
(Орловская, Тульская, Рязанская области)**

Доля площади, занимаемой оврагами, %		
от общей площади областей	от площади пашни	от площади овражных водосборов
0,2	0,34	3,5

Определение площади, пораженной современными оврагами, выполнялось с привлечением данных о глубине и ширине оврагов разных типов в широком диапазоне природных условий регионов России. Эти данные получены по крупномасштабным топографическим картам на ключевые участки различных в природном отношении территорий, а также по результатам исследований оврагов в экспедиционных условиях в таких разных регионах как Центральноес Нечерноземье (Московская, Калужская, Тверская области), Центральноес Черноземье (Воронежская и Курская области), Юг Нечерноземья (Орловская, Рязанская, Тульская области), а также Кировской, Нижегородской, Саратовской областях, Южном Урале, Степном Алтае, Заполярье. Получены данные, характеризующие современную среднюю ширину оврагов разных типов (донные, береговые, склоновые) соответствуют конкретным природным регионам. Используя данные о густоте и плотности оврагов разных типов, полученные с карт районирования территории страны по этим показателям, определены характеристики поражения площади сельскохозяйственных земель овражной эрозией в % по зависимости:

$$\Phi = 100 \cdot (\rho_1 B_1 + \rho_2 B_2 + \rho_3 B_3)$$

где, Φ – пораженность оврагами площади сельскохозяйственных земель, %; B_1, B_2, B_3 – средняя ширина оврагов, соответственно, склоновых длиной до 150 м, более 150 м, и донных, км; $\rho_{1,2,3}$ – густота оврагов соответствующих типов, км/км².

По полученным характеристикам для составления карты современного поражения овражной эрозии территории сельскохозяйственных угодий России, построены гистограммы и выбраны ступени шкалы процентов площади, занятой оврагами. Карта составлена в следующих градациях: 1) менее 0,01; 2) 0,011-0,1; 3) 0,11-0,5; 4) 0,51-1,0; 5) 1,1-1,5; 6) 1,51-2,0; 7) больше 2,0 %.

Для анализа состояния оврагообразования как современного процесса необходим прогноз возможного его развития и морфометрических характеристик вновь образовавшихся форм.

В качестве параметра, характеризующего опасность дальнейшего проявления овражной эрозии, принята площадь прогнозных оврагов, определяемая как предельно возможная при беспрепятственном развитии процесса в условиях нарушения естественного растительного и дерново-почвенного покрова. Полученные в результате расчета предельные потери площади включают сумму площадей по контуру бровки всех оврагов, развившихся на территории с начального периода оврагообразования; т.е. все современные овражные формы, как зарастающие, так и активные, а также овраги, развитие которых может начаться на склоновых водосборах при любом стимулирующем воздействии природных и антропогенных факторов. Полученная таким образом площадь может быть названа "потенциалом" оврагообразования, а современная овражность – его реализацией. Тогда их разность будет представлять собой характеристику возможного продолжения процесса разрушения земельного фонда оврагами.

Расчет прогноза потерь площади от развития оврагов выполнялся в пределах водосборных бассейнов рек первого порядка, выделенных на картах масштаба 1:1500000. Использование водосборов как территориальных единиц позволяет рассматривать особенности распространения оврагов в единой системе эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборах. такой подход обеспечивает возможность расчетным путем учсть влияние любых изменений величин стока разных порядков на состояние и активность развития овражной сети. Может решаться и обратная задача – расчет влияния проводимых на водосборе мелиоративных мероприятий (накопление воды в прудах, водозадержание на пашне, орошение, обводнение) на режим водотоков разных порядков, их возможное заилиение или отмирание. Потенциальные возможности территорий по развитию оврагов определялись для формирования оврагов длиной свыше 70 м в пределах морфометрически выраженных водосборов. В "потенциал" площади не включена площадь донных оврагов, не удлиняющих современные линейные врезы, а также береговых оврагов, не выходящих всршиями за бровки долин и склонов балок.

Расчет предельных параметров оврагов осуществляется с использованием природных характеристик, являющихся основными факторами оврагообразования: расходов дождевых и талых вод расчетного процента обеспеченности; глубины базисов эрозии речных, балочных и склоновых водосборов; размываемости склоновых грунтов; типа почв и механического состава почвообразующей породы; видов сельскохозяйственной обработки склонов. По некоторым из перечисленных параметров составлялись "факторные" карты, дающие возможность учета изменений количественных характеристик параметра по территории. Расходы талых и дождевых вод определялись по утвержденным нормативным документам (Инструкция по

определению ..., 1979); горизонтальное расчленение территории и средние глубины эрозионных врезов для выявления общих закономерностей морфометрии речных водосборов получены с использованием карт, составленных Н.А. Доманицким и др. (1971), Д.А. Тимофеевым и Л.Н. Былинской (1987).

Последовательность расчета прогнозной площади овражной сети следующая: 1) по картам масштаба 1:1500000 выделяются водосборные бассейны рек первого порядка, в пределах которых определяются глубины базисов эрозии основного водотока по методике Е.М. Николаевской (1996); 2) по разработанной методической схеме, исходя из величины глубины базисов эрозии рек, производится пересчет местных глубин базисов эрозии линейных врезов верхних порядков, включая балочные водосборы; 3) по крупномасштабным топографическим картам на ключевые участки районов, выделенных при геолого-геоморфологическим районировании территории, с использованием "факторных" карт определяются плановые характеристики овражных балочных водосборов, рассчитываются региональные характеристики в формулах, определяющих общую площадь склонового водосбора, его среднюю и максимальную ширину:

$$F = L \cdot B_0 = c \cdot B_0^2 = c \cdot k \cdot B_{\max}^2$$

где F – площадь водосборного бассейна, км^2 ; c, k – эмпирические коэффициенты – функция формы водосборного бассейна; B_{\max}, B_0 – максимальная и средняя ширина водосбора, км.

4. В зависимости от особенностей строения верхних звеньев гидрографической сети определяются основные закономерности распространения оврагов по склонам долин рек и балок. Из общего количества склоновых водосборов выделяются оврагообразующие, на которых по природным условиям могут развиваться линейные эрозионные формы длиной не менее 70 м и глубиной свыше 2 м, т.е. те, которые по определению могут считаться типичными оврагами. Расчет параметров прогнозных оврагов производится в пределах оврагообразующих склоновых водосборов, имеющих отличительный морфометрический признак – уклон в приусадебной части (I_{yem}) превышает критический (I_{kp}). Значения расчетного критического уклона (I_{kp}) определяются по зависимости:

$$I_{kp} = \frac{V_{kp}^{2.67} n^2 A^{0.67}}{Q^{0.67}} \quad \text{при } I_{yem} \geq I_{kp} + 0.015,$$

где V_{kp} – размывающие скорости для грунтов, слагающих склон, м/сек ; n – коэффициент шероховатости руслового потока в овраге; Q – расчетный расход в замыкающем створе овражного водосбора, $\text{м}^3/\text{сек}$; A – коэффициент формы руслового потока.

Прогнозная площадь оврага определяется в соответствии с зависимостью:

$$F = l_{max} \cdot \left[1.5 \left(\frac{Q}{V_p} \right)^{0.5} + 1.75 h_{max} \right],$$

где l_{max} и h_{max} – максимальные длина и глубина оврага на заключительной стадии развития, определяемые в соответствии с расчетными зависимостями (Овражная эрозия, 1989).

5. Рассчитываются площади овражных форм для типичных водосборов балок и водотоков разных порядков, а также удельные площади оврагов как отношение суммарной площади овражных форм к протяженности речной и (или) балочной сети (L) в соответствии с привязкой оврагообразующих водосборов $\left(\sum \frac{F}{L} \right)$. Характеристика удельных потерь ($\text{км}^2/\text{км}$)

принимается за показатель возможных потерь земельных ресурсов от развития овражной эрозии на единицу длины более крупного звена эрозионной сети (реки, балки, суходола).

6. В пределах контуров водосборных бассейнов рек, выделенных на картах выходного масштаба, определяется густота долинно-балочной сети с использованием зависимостей для подсчета длин и количества стоков разных порядков ($\rho_{\text{д-бал}}$).

7. По полученным характеристикам удельных площадей и густоты долинно-балочной сети рассчитывается процент возможного поражения территории овражной эрозией в % в соответствии с зависимостью:

$$\Phi = \frac{\sum F}{L} \cdot \rho_{\text{д-бал}} \cdot 100$$

По полученным характеристикам составлены гистограммы и выбраны ступени шкалы (в % потери площади), занятой потенциальными оврагами. Карта составлена в следующих градациях: 1) меньше 0,1%; 2) 0,11-0,3%; 3) 0,31-0,6%; 4) 0,61-1,3%; 5) 1,31-2,6%; 6) 2,61-5,0%; 6) больше 5,0 %

Анализ современной заовраженности и прогнозные характеристики по отдельным регионам позволяют выявить закономерности в развитии и распространении овражной эрозии на территории России.

Овраги распространены во всех природных зонах, однако в наибольшей степени заовражены территории давнего и интенсивного сельскохозяйственного освоения, в основном, в степной и лесостепной зонах, где отмечаются наибольшие значения площади современных оврагов. Заовраженность и, соответственно, площади оврагов к югу и к северу от степной и лесостепной зон значительно снижаются, что является следствием не только снижения антропогенной нагрузки на землю, но и ряда природных факторов, влияющих на рост оврагов. В южных полупустынной и пустынной зонах это связано с уменьшением стока, в северных лесной и тундровой

зонах с залесенностью и сравнительно большой противоэррозионной устойчивостью естественных лесных и тундровых ландшафтов. Огромные территории в зонах тундры, лесной, полупустынной и пустынной с равнинным рельефом практически безовражжны или характеризуются очень малыми значениями (менее 0,01 %) современной площади оврагов.

По мере увеличения расчлененности рельефа и хозяйственной освоенности территории увеличиваются характеристики площади оврагов. Сравнительно малые площади оврагов в диапазоне от 0,1 до 0,5 % характерны для переходных участков от равнин к возвышенностям, например, на периферийных участках Валдайской, Среднерусской, Приволжской возвышенностей, Сыртов Высокого Заволжья и Южного Урала, по периферии межгорных котловин Забайкалья и равнины Приамурья. Эти же значения площадей оврагов отмечаются по берегам рек на низких речных террасах Северной Двины. Печоры, Оби, на озерных террасах озер Ильмень, Ладожского, Онежского.

Площади оврагов в диапазоне от 0,5 до 1,0 % характерны в основном для участков возвышенностей и хорошо освоенных в хозяйственном отношении равнин: Смоленской, Валдайской, Среднерусской, Приволжской, Бугульминско-Белебеевской возвышенностей, Северных Увалов, Ергеней. Сыртов Заволжья. Приобского плато, межгорных котловин Забайкалья.

Территории с большой площадью оврагов 1,1 -1,5 % (с высокой степенью заовраженности) приурочены, в основном, к участкам резко расчлененного рельефа в районах интенсивного хозяйственного освоения степной и лесостепной зон. В Европейской части России, помимо вышенназванных, это участки высокого правобережья Волги, Оки, Дона, Камы, Вятки, Донецкий кряж, Ставропольская возвышенность, а в Азиатской части – районы межгорных котловин в верховьях Енисея (например, Минусинской), долины Селенги и других котловин Забайкалья, юг Дальнего Востока (например, вблизи южного берега оз. Ханка).

Участки с очень высокими значениями площади оврагов (от 12,5 % и более) встречаются локально в районах с очень большой современной заовраженностью. В качестве примера таких районов можно назвать Калачскую возвышенность и правобережье среднего Дона, правобережье р. Вятки у Вятских Полян, участки Приволжской возвышенности у г.г. Вольска, Саратова, Волгограда, Камышшина, участки Среднерусской возвышенности вдоль долин рек Оки и Зуши, Смоленско-Московской возвышенности близ г. Смоленска, Высокого Приуралья в пределах Пермской области вдоль рек Камы, Лысьвы, Обвы и др. В Азиатской части России это – участки Приобского плато и межгорных котловин Забайкалья, а также расчлененные склоны сопок в районе Уссурийска.

Анализ карты прогнозной площади оврагов позволяет выявить определенные зональные и региональные закономерности возможного поражения оврагами равнинных территорий России. Поскольку уровень воз-

мокного освоения новых территорий принят примерно одинаковым, прогнозные характеристики в большей степени определяются природными параметрами и факторами – рельефом, возможными объемами талого и ливневого стока, размываемостью рельефообразующих горных пород и противовоздорожной устойчивостью почвенно-растительного покрова.

Самые низкие прогнозные характеристики приурочены к зонам тундры и лесотундры, а также лесной зоны, где на равнинных и низменных территориях огромные пространства остаются практически безовражженными, исключая возможное очаговое поражение вблизи населенных пунктов и площадок строительства при разработке газоносных месторождений. Столь же низкие прогнозные характеристики имеют равнинные пространства пустынь и полупустынь (например, Прикаспийская низменность). Прогнозные характеристики площадей оврагов возрастают в районах с резко расчлененным рельефом – на склонах возвышенностей и в областях холмистого рельефа, со значительными объемами стока в гумидном климате (юг лесной зоны, лесостепь и степь). Особенно это относится к территориям с легко размываемыми породами, в первую очередь, на покровных лессовидных суглинках и песках.

К районам с наиболее высоким потенциалом относятся Среднерусская, Вадайская, Приволжская, Бугульмино-Белебеевская, Ставропольская возвышенности, отроги Донецкого кряжа, Ергени, район Северных Увалов, правобережье Волги на участке от Нижнего Новгорода до Волгограда, склоны долин нижнего и среднего течения Камы и Вятки, а в Азиатской части России – Приобское плато, межгорные котловины Забайкалья, сопочный рельеф в Приморье.

Анализ карты прогнозной площади оврагов показывает, что оврагообразование имеет еще большие возможности на территориях с благоприятными природными факторами. Сопоставление современных и прогнозных площадей поражения территории позволяет дать характеристику активности дальнейшего развития овражной эрозии и увеличения возможных потерь площади. На рис. 1 в качестве примера приведен фрагмент совмещенной карты современной и прогнозной площади оврагов на районы Среднерусской возвышенности в пределах Орловской, Курской, Липецкой и Воронежской областей. Размер современных площадей дан штриховкой и цифрами в знаменателе. Прогноз – цифрой в числителе дроби. На рисунке отчетливо видно, что многие районы имеют в настоящее время низкие и средние показатели овражности, в то время как показатели потенциала высокие – от 4 до 6 градации. Например, в районе г. Старого Оскола в настоящее время современные площади оврагов менее 0,1 %, а потенциал – более 5%. Таким образом, на этой территории можно ожидать в перспективе значительные потери земельных ресурсов. При таком соотношении современной и потенциальной овражности необходимо предусмотреть дополнительные меры по предупреждению оврагообразования, планированию территории, проведению гидротехнических и фитомелиоративных работ.

Для района г. Липецка характерно другое соотношение показателей современной и прогнозной заовраженности: здесь они практически совпадают или потенциал незначительно превышает современные значения.

В данном случае близость потенциальных и современных размеров площади оврагов означает практически полную реализацию возможностей овражной эрозии. Если реализуется потенциал по плотности, следует иметь в виду возможность удлинения овражной сети, ее расширение и углубление. При реализации потенциала по густоте остается возможность увеличения площади и объема оврагов. Достижение оврагами предельной площади свидетельствует о прекращении процесса оврагообразования на данной территории. Среди комплекса противоовражных мероприятий на таких территориях преобладающими являются выполаживание откосов, их заливание и облесение, засыпка оврагов с последующим планированием водосбора.

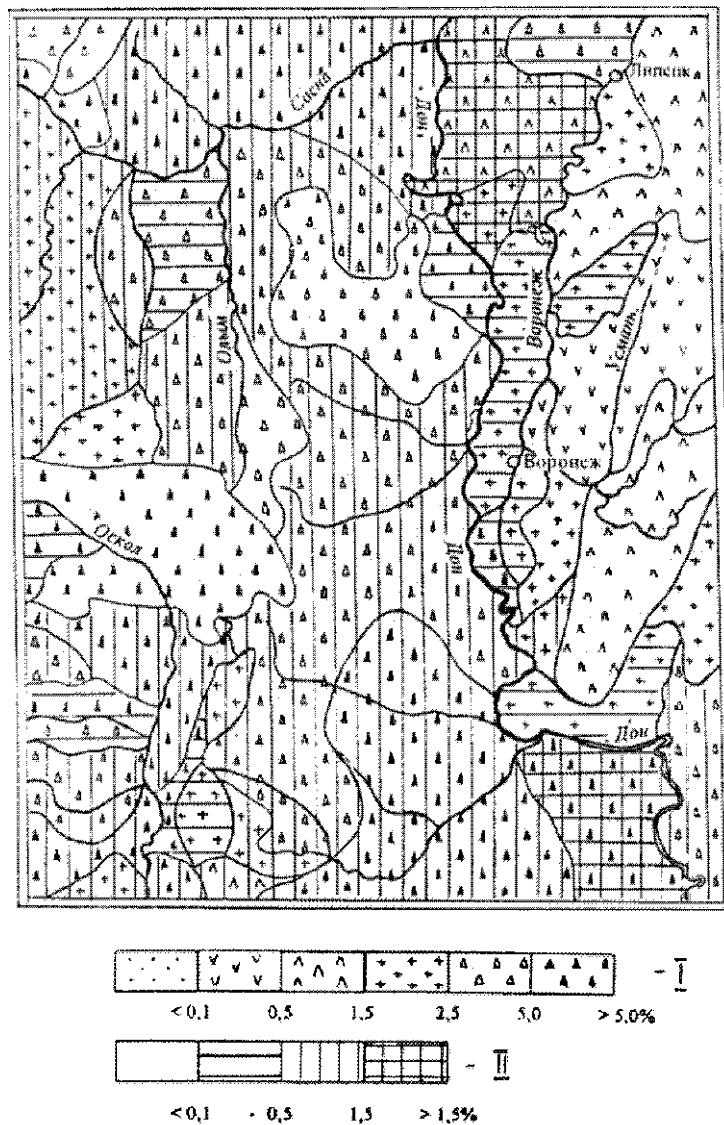


Рис. 1. Современная и прогнозная пораженность оврагами земель Российской Федерации: I-прогнозная площадь, II-современная площадь

Таким образом, оценка разрушительной способности овражной эрозии, получаемая путем сопоставления современных и прогнозных характеристик, имеет важное значение при планировании, проектировании и размещении на водосборах долинно-балочной сети противоовражных мероприятий, предназначенных для сдерживания или прекращения этого раз-

рушительного процесса, а также при подготовке площадей под строительство, выборе трасс шоссейных дорог, прокладки подземных и наземных коммуникаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.Н. Реки и озера Советского Союза (справочные данные). Л.: Гидрометеоиздат. 1971.
- Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Прохорова С.Д. Заовраженность, равнинных территорий России // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. М.: изд-во МГУ. 1993.
- Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат. 1979.
- Косов Б.Ф., Константинова Г.С., Губанов М.Н. Составление карт густоты и плотности оврагов на территории СССР // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1970. № 2.
- Николаевская Е. М. Морфометрические карты // Методические указания по проектированию и составлению комплексных научно-справочных атласов. Вып. 4. М.: изд-во МГУ. 1966.
- Тимофеев Д.А., Былинская Л.Н. Карта оценки эрозионной опасности и рельефа СССР // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: изд-во МГУ. 1987.
- Овражная эрозия. М.: изд-во МГУ. 1989.

В содержание

A.I.O. Сидорчук

ЭРОЗИЯ В АВСТРАЛИИ*

* Работа выполнена по программе поддержки ведущих научных школ (проект № 96-15-98304)

Австралийский континент имеет площадь 7,68 млн. км², из них 40% расположено в аридной зоне со слоем осадков менее 200 мм. Пригодные земли используются для сельского хозяйства, либо урбанизированы, покрыты лесом, заняты шахтами. Пашня занимает 46700 тыс. га, пастбища – 469300 тыс. га. Интенсивно возделывается 24000 тыс. га, из них на 10905 тыс. га выращивается пшеница (1977-1982 гг.), на 2641 тыс. га – ячмень, на 284 тыс. га – сахарный тростник, на 538 тыс. га – сорго, на 215 тыс. га – подсолнечник, 70 тыс. га используется под виноградники (Clarke, 1986). В аридной зоне пастбища занимают 3356 тыс. га, из них 55% нуждаются в мелиорации, в том числе 33% с применением различных противоэррозионных сооружений. Во внеаридной зоне пастбища находятся в лучшем состоянии, однако здесь более 60 % пашни подвержено эрозии (табл.1). В Новом Южном Уэльсе (НЮУ) 61% территории занимают пастбища, 14,5% – пашня, 0,3% – сады и огорода (Graham et al., 1988).

**Таблица 1
Подверженность сельскохозяйственных земель Австралии
во внеаридной зоне различным видам эрозии (Rowan, 1986)**

Виды эрозии	Пастбища во внеаридной зоне	Пашня, ожесточенно используемая	Пашня, интенсивно используемая
с водной эрозией	976 / 73	297 / 67	10/42
с ветровой эрозией	13 / 1	75 / 17	
со смешанной водной и ветровой	40 / 3	62 / 14	
необходима мелиорация без применения сооружений	227 / 17	142/32	7/30
необходима мелиорация с приме- нением сооружений	267/20	151 / 34	4/17
общая площадь тыс. км ² / %	1337 / 100	443 / 100	24/100

Подобная структура землепользования определила соотношение главных видов эрозии. В НЮУ на 25% земель проявляется ветровая эрозия от умеренной до очень сильной. Овражная эрозия (от умеренной до экстремальной) развита на 21% территории НЮУ, а общий объем овражных форм составляет здесь около 3,2 млрд. м³. Плоскостная эрозия (от умеренной до экстремальной) проявляется на 2,8% территории штата, а общий объем перемытых почв за последние 100 лет наиболее интенсивной эрозии составил здесь около 6,3 млрд. м³. Ирригация осуществляется на 1,3% территории штата, однако с ней связаны другие серьезные проблемы – засоление почв и подъем грунтовых вод (Graham et al., 1988).

Эрозия на пашне

Многолетние наблюдения за интенсивностью эрозии в Австралии проводятся в основном на востоке страны. Если использовать данные по

эрэзионным станциям, расположенным приморно по меридиану (Freebairn, 1982), то видно, что с юга на север увеличивается количество и интенсивность осадков (эрэзионный потенциал дождя Р по Уишмейсу-Смиту) и, в соответствии с этим, увеличивается средняя интенсивность эрозии (табл.2).

Таблица 2

Интенсивность эрозии на стоковых площадках в Австралии

Станция	Интенсивность смыла т/га в год	Эрэзионный потенциал дождя $P_{EI_{30}}$
Вогг.а-Вогг.а	2	100
Ганнада	7	147
Грийтмаунт	53	196
Тринид	36	168
Намбур	148	864
Маккей	227	1156
Ипписфайл	380	1601

Для станций, расположенных на территории Нового Южного Уэльса в пределах "пшеничного пояса" (Ковра, Джинниндерра, Ганнада, Инверсли, Вогг.а-Вогг.а, Веллингтон). К.Эдвардс (Edwards, 1991) обработал данные для 2040 площадко-лет наблюдений. Средний смыт с площадок без растительности при уклонах 4-11 % составил 57,8 т/га; с площадок с яровыми культурами – 8,1 т/га; с озимыми – 1,5 т/га. Он же обобщил некоторые разрозненные сообщения различных исследователей. Смыт с полей сахарного тростника на севере Квинсленда составляет 70-150 т/га, и до 380 т/га за сезон. Применение противозероционных мер снижает смыт до 23 т/га (выкигание остатков без последующей распашки) и до 5 т/га (без выкигания и распашки). Наблюдения у г.Капелла (центральный Квинсленд) на полях площадью 10-16 га показали существенную зависимость смыта от характера землепользования (табл.3).

Таблица 3

**Смыт с полей (т/га) в центральном Квинсленде
при разном типе землепользования в 1985-1986 гг.**

Культура	Без распашки	Уменьшенная распашка	Полная распашка
Подсолнечник	1,3	4,8	8,8
Сорго	4,3	6,3	16,1
Пшеница	0,0	0,35	2,5

Смыт с посадок ананасов у Намбура (юго-восток Квинсленда) при уклонах 11-17 % составил 7-36 т/га в год (4-х летние наблюдения). На полях картофеля в Западной Австралии длиной 50-120 м, крутизной 8-20% и с посадками по уклону зафиксированы скорости смыта 140-690 т/га. На свежераспаханных полях смыт здесь достигает 32-350 т/га за один ливень. К.Степенс и др. (Stephens et al., 1945) установили, что в Южной Австралии

на 76% распаханных красно-бурых почв за 50 лет обработки смыто более 25% почвенного профиля, а на наиболее крутых склонах (7% площади) – более 75% профиля. Это соответствует интенсивности смыва 15 т/га и 30 т/га в год соответственно.

Одной из главных особенностей эрозионных процессов в Австралии является очень большая пространственная и временная изменчивость слоя и интенсивности осадков. Она приводит к существенным колебаниям величины эрозии. Так, на станции Гринмаунт (Квинсленд) в разные годы смыв с целины с выжженной растительностью изменяется от 0 до 140 т/га (табл.4). На станциях Вогг.а, Ковра и Ганнада смыв во время одного и того же дождя на дублирующих эрозионных площадках с одинаковыми условиями может различаться почти на порядок (табл.5)

Таблица 4
Изменчивость смыва с целины Е т/га в год
в районе станции Гринмаунт (Littleboy et al., 1992)

Год	Е т/га						
1978	4,5	1981	99,6	1984	24,1	1987	14,5
1979	30,6	1982	27,6	1985	0,0	1988	140,0
1980	120,6	1983	67,0	1986	17,4	1989	1,6

Таблица 5
Сопоставление стока воды и смыва на площадках-дубликатах
при одном и том же дожде (Edwards, 1985)

Станция	Время	Площадка 1		Площадка 2		Площадка 3	
		сток воды мм	смыв почвы кг/га	сток воды мм	смыв почвы кг/га	сток воды мм	смыв почвы кг/га
Вогг.а	10/4/70	9,3	15864	17,3	4995	11,2	3647
	8/5/52	16,0	2247	9,1	1763	2,5	160
Ковра	31/5/52	91,7	23460	81,3	4864	70,4	10007
	31/3/45	6,6	5784	9,1	5224	7,1	2061
Ганнада	17/11/69	15,2	2440	17,5	19340	16,5	3454
	28/3/72	5,6	2390	7,1	4898	6,1	5341

Хорошая корреляция среднегодового смыва с величиной эрозионного индекса дождя указывает на возможность модификации Универсального уравнения почвенной эрозии (УУПЭ) к условиям Австралии. Модификация, которая базируется на пересмотренном Универсальном уравнении почвенной эрозии (RUSLE), реализована К.Розевеллом (Rosewell, 1993) в виде программного комплекса SOLOSS. Основные факторы УУПЭ откалиброваны по данным измерений на стоковых площадках Нового Южного Уэльса. Хорошая сходимость результатов расчетов и измерений позволила авторам программы рекомендовать ее для выбора систем севооборота и типа почвоохранного землепользования.

В тропической части Австралии применимость УУПЭ обоснована сотрудниками исследовательской станции Тувумба (Квинсленд) Фриберном, Сильбурном и Лочем (Freebairn et al., 1989). Расчеты среднегодовой эрозии с прямым использованием параметров УУПЭ из руководства Уишмейсера-Смита (Wischmeier, Smith, 1978) хорошо коррелируют с данными измерений (табл.6).

Таблица 6
Измеренные E_o и рассчитанные по УУПЭ E_c значения среднегодового смыыва почв в Квинсленде (т/га)

Тип обработки почвы	станция Гринмаунт		станция Гринвуд	
	E_o	E_c	E_o	E_c
зимой культура – летом пар				
черный пар	61	56	32	23
запашка пожнивных остатков	18	27	8	11
мульчирование	5	17	4	9
целина	2	11	2	5
летом культура – зимой пар				
запашка пожнивных остатков	22	46	20	20

На основании программы SOLOSS K. Rosewell (Rosewell, 1996) осуществлено вычисление эрозионного потенциала для всей Австралии и для Тасмании. Информационной базой для вычислений являлись цифровые карты континента с разрешением 0,025° для слоя осадков и их интенсивности, типа почв и ее эродируемости, геоморфологического типа местности с характерными уклонами и длинами склонов, типа растительности и ее сомкнутости, характера землепользования. Составлены таблицы для перехода от индексов цифровых карт к параметрам расчетной методики: для каждого выдела $0,025 \times 0,025$ градуса рассчитан эрозионный потенциал в т/га в год (рис.1). Общая величина годового смыыва за счет плоскостной и бороздковой эрозии оценивается в этих расчетах в 13,94 млрд. т, из них 69% приходится на бассейны, имеющие выход к океану (Wasson et al., 1996).

Одновременно предпринимаются попытки создания моделей эрозии, основанных на решении уравнений стока воды и наносов с учетом влияния урожайности на эрозию и наоборот. Разработана подобная модель PERFECT, включающая 6 блоков: ввод данных, баланс воды, развитие растительности, формирование растительных остатков, эрозия, вывод результатов расчета (Littleboy et al., 1992). Модель описывает 89% изменчивости стока воды, 84% изменчивости почвенной влаги, достаточно точно оценивает среднюю годовую эрозию (табл.7), но существенно хуже эрозию при конкретном дожде. Эрозионный блок базируется на детальных уравнениях

баланса наносов, предложенных К.Роузом (Rose, 1985), хотя возможно использование и более упрощенных подходов, типа Модифицированного универсального уравнения почвенной эрозии (Williams, 1975).

Таблица 7

**Измеренные в 1978-1988 гг. и рассчитанные по модели PERFECT
значения среднегодового стока воды (P_o и P_c) и смыва почв (E_o и E_c) на станции
Гринмаунт в Квинсленде (т/га) при слое годовых осадков 735 мм
(Freebairn et al., 1991)**

Тип обработки	P_o мм	P_c мм	E_o т/га	E_c т/га
черный пар	74	75	49	56
дискование	56	59	16	13
мульчирование	53	55	6	4
целина	61	58	3	2

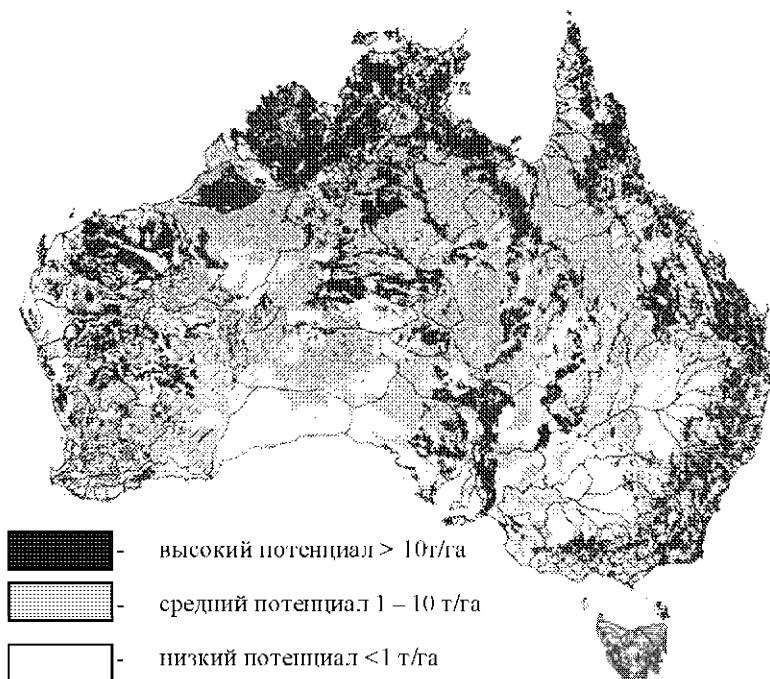


Рис. 1. Карта эрозионного потенциала Австралии

Большое значение имеет развитие неглубоких эрозионных борозд на склонах, их часто называют эфемерными оврагами. И.Мур с соавторами (Moore et al., 1988) показал, что формирование таких борозд определяется как стоком грунтовых вод в верхней части склона, так и концентрированным стоком поверхностных вод в нижней. Получены критические соотно-

шения средней длины склона A_b и уклона S : для начала образования борозд характерны соотношения $\ln(A_b S) > 6,8$ и $A_b \times S > 18$.

Эрозия почв существенно влияет на урожайность. Для стоковых площадок Богги-Богги Д.Авеядр (Aveyard, 1983) показал, что на площадках со общим смывом в 1947-1976 гг. 10 т/га урожайность в 1977-1979 гг., не отличается от урожайности на неэродированных почвах. Однако уже при эрозии 20 т/га урожайность составила 78% фоновой, при смыве 35 т/га – 60%, а при смыве 65 т/га (2,2 т/га в год) урожайность уменьшается до 45% фонового. Для площадок станции Ганнада (26 лет наблюдений) смыв существенно меньше влияет на продуктивность – максимальный общий смыв 200-220 т/га привел к уменьшению урожайности на 20%, при меньшем смыве продуктивность линейно увеличивается.

Для 5 станций был проведен эксперимент по механическому удалению слоя почвы до 150 мм и последующему выращиванию 6-10 лет севооборота пшеница -многолистные травы (Hamilton, 1970). Подобные эксперименты не учитывают всех сторон эрозионного процесса. например, селективного выноса мелких частиц и биогенов. Тем не менее, их результаты показательны (табл.8).

Таблица 8
Влияние удаления слоя почвы мощностью Н мм
(и эквивалентного смыва Ет/га) на последующее уменьшение
урожайности (в % от первоначальной почвы) на почвенных станциях
Нового Южного Уэльса

Н мм	Е т/га	Богг.а-Богг.а	Ковра	Веллингтон	Ганнада	Инверелл
10	120		15,0			
30	360				13,0	
75	900	45,8	27,9	21,3	9,5	6,1
150	1800	51,4	51,9	30,8	29,1	19,1

Эрозия на пастбищах

Интенсивность плоскостной эрозии на пастбищах незначительна. А.Константини (Constantini, 1992) проводил исследования смыва почв на 15 стоковых площадках площадью по 200 м², на 5 площадках почва была лишена растительности, на остальных 50% покрыта травами. Измерения показали более чем 40 разнос увеличение смыва на оголенных почвах (табл.9). Наблюдения близ Канберры в течении 4 лет на водосборе площадью 88 га с окультуренным пастбищем показали скорости эрозии 0,004-0,376 (в среднем 0,191) т/га. Для выявления влияния степени сомкнутости растительного покрова на пастбищах Р.дс Ландж и Л. Маккафри (Lang, McCaffrey, 1984) обработали результаты наблюдений за смывом с 9 стоковых площадок на станции Ганнада площадью по 0,1 га с уклоном 12% с глинистой шоколадной почвой при естественных дождях и различной степени сомкнутости растительного травянистого покрова. Для периода 1965-1975 гг. получена зависимость величины смыва от величины сомкнутости.

Таблица 9
Соотношение смыва почв на оголенных почвах и на пастбищах

N площадки	Слой стока за час, мм	Коэффициент стока, %	Слой осадков за час, мм	Смыв за час, т/га	Плотность покрытия травой
3	8,96	13,9	58,2	18,0	10%
5	0,94	1,5	64,4	0,4	50%

Для станций Нового Южного Уэльса в пределах "пшеничного пояса" К.Эдвардс (Edwards, 1988, 1991) сообщают данные наблюдений для 1700 площадко-лет на 89 площадках. Средний смыв с площадок с посевами трав составил 0,33 т/га в год; с умеренно нарушенного пастбища – 0,21 т/га; с мало нарушенного пастбища – 0,04 т/га. при средней интенсивности смыва 0,21 т/га. В то же время для водосбора Ногоа (Квинсленд) Д.Сильтбун и др. (Silburn et al., 1992) приводят скорости смыва на пастбище 20-25 т/га при покрытии растительностью 0-5%. 10-15 т/га в год при покрытии 10% и 1 т/га при покрытии 30%. Эрозия практически несущественна при покрытии растительностью более 40% поверхности пастбища.

Овражная эрозия

В Австралии овражная эрозия существенно более значима, чем на многих других сельскохозяйственных территориях сушки. В Новом Южном Уэльсе 37% всех наносов за последние 100 лет перемещены в ходе овражной эрозии. На тропическом водосборе р.Орд (Западная Австралия) в настоящее время до 60-80% стока наносов формируется за счет овражной и русловой эрозии, причем максимум выноса из оврагов уже прошел (Wasson, 1992). Для сравнения, на территории Русской равнины за 300 лет интенсивного землепользования из 100 млрд. м³ перемещенных почв лишь 4% приходится на овражную эрозию (Сидорчук, 1994). В нижней части долины р.Намой (северо-восток НЮУ) в 1945 г овраги были развиты на 23% территории, в 1967 г на 26%, в 1975 – на 39% территории и в 1984 – на 41%. Общая годовая интенсивность овражной эрозии в Австралии оценивается в 14 млрд. т (Wasson et al., 1996).

Зарождение основной массы оврагов Австралии относится к 1850-1910 гг.. (Wasson, Clark, 1978). Различные источники периода начала освоения европейцами Нового Южного Уэльса и Виктории часто упоминают о развитии в широких речных долинах цепочек прудов – округлых или овальных бассейнов диаметром или длиной 6-60 м в аллювиальных отложениях. Переход от цепочки прудов к врезанному руслу (оврагу) был прослежен Р.Илсом (Eyles, 1977) на примере ручья Бирчамс Крик в бассейне реки Ясс. Начало освоения водосбора относится к 30-м гг.. XIX в., однако вплоть до начала XX в. лес здесь не вырубался. В период 1925-1972 гг.. водосбор использовался уже как пастбище с нагрузкой 3-4 овцы на акр. Картографические материалы показывают, что врезание ручья началось

примерно в 1910 г. Оно привело к разрушению цепочки прудов в нижней части ручья. Некоторые прудки были занесены паносами (в одном из таких заиленных прудков датировка по ^{14}C дала возраст 90 ± 125 лет), на месте других образовались местные врезы. К 1975 г. системы прудов разрушены в нижней и верхней частях ручья, а в средней части еще сохранились. Врезание вызвано увеличением стока воды при вырубке эвкалиптового леса и уменьшении водопроницаемости поверхностного слоя почвы. Развитие их происходило неравномерно, в соответствии с изменениями климатических факторов и характера землепользования.

Д. Берд (Bird, 1982) проследила эволюцию долины ручья Иглхок Крик, Гипсланд, штат Вирджиния. В начале европейского залесения около 100 лет назад ручей прокладывал себе путь в заболоченном днище долины. Работы по устройству дренажа привели к врезанию русла на 15 м. Хотя причиной врезания было антропогенное вмешательство, его темпы определялись величинами стока воды. В маловодные периоды врезание замедлялось, формировались террасы.

Несколько совершенно точно можно связать эрозию в гидросети с деятельностью человека. Р. Йилс (Eyles, 1977) провел подробное исследование ручья Барра Крик, бассейн р. Квинбэн. В настоящее время ручей врезан практически до водораздела, бывшая пойма представляет собой террасу высотой 2,8 м. На плане 1836 г. ручей Барра Крик показан как цепочка прудов. Однако в газетах 1848 г. сообщается, что в оврагах находили убежища разбойники. Имеются указания о сложности форсирования ручья воловьими упряжками. По данным Р. Ковентри (Coventry, 1967) в юго-восточной Австралии примерно 1500 лет назад начался этап общего врезания гидросети. Р. Йилс полагает, что врезание Барра Крик связано с этим этапом, а антропогенные изменения на водосборе только усилили этот процесс. Эти антропогенные изменения включают: прокладку дренажных каналов, из которых развивались овраги; распашку склонов по уклону; дренирование болот на дне долины путем распашки днища; вырубку лесов в нижней части водосбора и создание пастбищ с 1861 г., что вызвало увеличение стока воды; полное уничтожение скотом и кроликами травянистой растительности во время засух (например, 1895 и 1915 гг.). Р. Йилс провел классификацию типов русла ручья по степени эрозии по аэрофотоснимкам 1944, 1968 и в ходе полевого обследования 1975 г. Он показал, что эрозионная активность в пределах водосбора с пастбищами была выше в 1944 г., когда было много кроликов, не применялись удобрения, не было системы прудов на водосборе, 10-20 % дождей были стокообразующими. В этот период 45% длины ручья было затронуто процессами сильной и очень сильной эрозии с врезом более 2-3 м. интенсивно размываемыми бортами. К 1968 г. кроликов стало мало, пастбища были окультурены, возросло число прудков на водосборе, только дожди со слоем осадков более 50 мм дают сток. Доля длины ручья с проявлениями сильной и очень сильной эрозии уменьшилась до 39%. В 1975 г. она сократилась до 23,3%. Однако в верхней залесенной части водосбора

сбора, где происходят в основном естественные процессы, ручей врезан в пойму на всем своем протяжении, и процесс врезания не затухает. В 1975 г. по данным Р.Йилса 60% длины ручья в верхней части было затронуто сильной и очень сильной эрозией. Она происходила в форме локальных донных врезов. Так, во время дождя в июле 1975 г. со слоем стока 50-75 мм возник локальный донный врез (овраг Йилса) объемом 40 м³ и длиной 3 м. Наблюдения за увеличением этого вреза продолжали сотрудники Службы охраны почв НЮУ до 1989 г. В феврале 1992 г. наши изыскания в этом месте показали, что донный врез слился с донным оврагом, который располагался выше по течению ручья и исчез как самостоятельное образование. Обследование верхней части ручья Барра Крик показало, что такие донные врезы развиты по всей его длине в пределах заросшего и не затронутого антропогенной деятельностью водосбора, борта русла ручья активно подмываются потоком.

Подобные прерывистые донные врезы описаны Г.Нансоном и В.Эрскиным (Nanson, Erskine, 1988) для верхнего участка ручья Боро Крик (бассейн реки Шоалхавен). Их наличие здесь полностью контролируется гидравлическими факторами – врез возникает при превышении критического сочетания уклона дна и площади водосбора ручья. Незатронутые донными врезами днища ручья представляют собой цепочку прудов.

Д.Проссер и др. (Prosser et al., 1992) провели подробное геологогеоморфологическое исследование истории аккумуляции и размыва наносов в долине ручья Вангра Крик (бассейн р. Марамбиджи) на протяжении позднего плейстоцена – голоцене. Показано, что длительные периоды аккумуляции наносов 34000-14000, 13000-8000, 5000-3000, 2900-100 лет назад связаны с медленной денудацией на склонах (1,1мм/1000 лет) и, тем не менее, с образованием заболоченного днища ручья. Эти периоды прерывались относительно короткими этапами врезания оврагов на водосборе и самого ручья. Современный период врезания (последние 100 лет) наиболее мощный и явно связан с изменением землепользования на водосборе при европейском поселении. Однако во время предыдущих этапов врезание было намного меньше, а причины для смены типа развития бассейна не столь очевидны. Так что история оврагообразования в Австралии еще требует уточнения и дальнейшей дифференциации влияния главных факторов эрозии – климатических или антропогенных.

К настоящему времени большинство оврагов выработали стабильный продольный профиль, достигли максимальной длины и медленно расширяются за счет вынуживания склонов. Р.Крауч и Р.Блонж (Crouch, Blong, 1989) выделяют 4 типа процессов, трансформирующих склоны оврагов: склоновый поперечный размык, оползание, обваливание и деятельность грунтовых вод. В 26 исследованных оврагах в восточной Австралии, расположенных в различных природных зонах от тропической до умеренной, склоновые размывы наблюдаются на 50% склонов, оползание – на 25%, обваливание – на 15% и деятельность грунтовых вод – на 5% склонов. Из-

мерения в течение 2-3 сезонов с помощью эрозионных шпилек показали, что средняя скорость снижения поверхности склонов со склоновыми размывами составляет 20-40мм/год, что для отдельных оврагов составляет вынос 200-1100 т/год. Р.Крауч (Crouch, 1992) получил зависимости скорости снижения поверхности бортов оврагов от типа процесса. Исследования крупного оврага у г. Басурст (Crouch, 1990) показало, что все наносы, выносимые из этого оврага, формируются в результате размыва его бортов склоновыми потоками, механического и химического состава грунтов, глубины оврага и площади водосбора. В этом овраге И.Хэнном (Наппайп, 1983) провел подробные измерения морфометрии поперечных сечений и показал тесную связь относительной ширины вреза от соотношения литологии днища и бортов.

Нами исследовано несколько стабилизирующихся оврагов на юго-востоке Австралии. Овраг Кипит у г. Ганнада (Новый Южный Уэльс) имеет длину 500 м при длине водосбора 1500 м и его площади 46 га. На протяжении 450 м овраг врезан в бурые суглинки, на коротком верхнем участке – в черные сланцы. Продольный профиль в суглинках находится в состоянии динамической устойчивости. До 1920-1925 гг., его отметки были близки к современным. В 30-е годы на дне оврага произошла аккумуляция мощностью до 1.5. Время этой аккумуляции фиксируется многочисленными пивными бутылками с датами выпуска на донышках, разбросанных по всей толще аккумуляции. В дальнейшем эта толща была прорезана и в 1992 г. отметки продольного профиля были уже несколько ниже отметок 20-х гг.

Были проведены расчеты отметок стабильного продольного профиля и ширин стабильного оврага. Неразмывающая скорость для суглинков была определена обратным расчетом по морфологии профиля на нижних 100 м оврага. Она составила 1,5 м/с. Рассчитанный стабильный продольный профиль близок к фактическому, однако возможно продолжение врезания в суглинки в средней части оврага. Конечная длина стабильного оврага Кипит может достигнуть 800 м, его объем – 95440 м³.

Водосбор оврага Змений (бассейн реки Сноуи, Новый Южный Уэльс) имеет площадь 11,8 га и общую длину 800 м. Сложен сильно выветренными гранитами, верхние несколько метров представляют собой слабо сцементированную дресву. Современный овраг врезан на выпуклом участке склона, представляющем деллювиально-коллювиальный шлейф. Нижняя часть вреза представляет собой балку с устойчивым днищем и пологими заросшими бортами. Этот участок был использован для определения неразмывающей скорости: она составила 1,8 м/с. Это значение было использовано для расчета стабильного продольного профиля оврага. Его длина может составить 730 м, объем – 27790 м³.

Вершины стабильных оврагов продолжают медленно отступать из-за обваливания грунта с верховой стенки при просачивании грунтовых вод (Crouch, 1983).

Определение стадии развития оврага имеет существенное практическое значение. Для интенсивно расчлененного оврагами тропического водосбора р. Орд (штат Западная Австралия) предложена схема защиты от овражной эрозии (Tunbridge et al., 1988). Основным методом является сооружение системы водораспределяющих валов на склоне выше оврага. Однако Р. Воссон (Wasson, 1990, 1992) показал, что большинство оврагов на водосборе р. Орд практически полностью достигли максимальной длины. Этот факт заставляет пересмотреть проект противоэрэозионных мероприятий.

Ускоренная эрозия на территориях горных разработок

Австралия относится к тем странам, где в короткий период было найдено и разработано значительное количество месторождений полезных ископаемых. При этом на значительной части территории разработок почвенный и растительный покров разрушается (табл. 10).

Таблица 10

Нарушение земель при горных разработках в Австралии (Bell, 1986)

Полезное ископаемое	Площадь нарушенных земель, га	Доля рекультивации, %
Уголь	29000	11
Металлы	45000	36
Неметаллы	29000	12
Всего	103000	22

Однако лишь в самое последнее время стали обращать внимание на процессы эрозии в период и после прекращения горных работ. При сооружении открытых горных выработок в проект закладываются рекультивационные работы, которые осуществляются на отработанных участках шахты. Обычно это комбинация террасирования выемки, перемещение почвенного горизонта, внесение удобрений и посадки растительности. Многовариантность географических и геологических условий приводят к необходимости разработки конкретных проектов для каждой горной выработки. Например, после извлечения тяжелых минералов из песчаных отложений береговых дюн производится восстановление формы дюн и их стабилизация индуцированной растительностью. Если после извлечения полезного компонента пустая порода обладает агрессивными геохимическими свойствами, которые препятствуют восстановлению плодородия почв и поселению растительности, такая порода захороняется в оболочке из водонепроницаемых глин (Ryan, 1987). Часто рекультивация старых горных выработок, являющихся источником большого количества наносов и агрессивных растворов, требует создания национальных программ. Так, для рекультивации старых медных рудников Кептан Флат на водосборе р. Молонго, которые загряз-

няли водохранилище Лейк Барли Гриффин в центре Канберры, была разработана программа, которая финансировалась как федеральным правительством, так и правительством штата Новый Южный Уэльс.

Эрозия на автодорогах

При сооружении автодорог эрозионные процессы приводят как к изменению окружающего ландшафта, так и к повреждению самой дороги. Наибольшее количество наносов поступает в окружающую местность в период строительства дороги, когда большие площади очищаются от растительности и происходит нарушение поверхности покрова. Поэтому необходимо: 1) сооружать кульверты и организовывать дренаж до начала основного строительства дороги; 2) минимизировать повреждения естественного растительного покрова, особенно вдоль линий стока воды; 3) перемещать верхний плодородный слой почвы и сохранять его для последующей рекультивации нарушенных участков; 4) сооружать ловушки для наносов; 5) отводить воду земляными валами от нарушенных участков; 6) проводить канализацию линий дренажа для предотвращения размыва и формирования оврагов; 7) производить посадку растительности на максимально ранних стадиях строительства. После сооружения дороги с жестким покрытием наносы могут поступать с откосов, которые необходимо задерновывать. Впервые подобная программа выполнялась при сооружении дорог в Снежных горах с легко повреждаемым альпинотипным ландшафтами. Однако до начала 80-х годов многие противоэрозионные меры принимались на поздних стадиях строительства дорог, и были уже не превентивными, а направлены на исправление допущенных нарушений. В настоящее время работы по минимизации эрозии при дорожном строительстве начинаются на ранних стадиях.

В Австралии имеется довольно густая сеть полевых и лесных грунтовых дорог без какого-либо покрытия. Многолетние наблюдения (1978-1990 гг.) на лесной дороге в штате Виктория (Haydon et al., 1991) показали, что смыт с дорожного полотна составил 30-35 т/га при высокой транспортной нагрузке и 18-20 т/га при низкой нагрузке, одновременно смыт с залесенного водосбора составил 0,3 т/га.

Эрозия при урбанизации

Австралия одна из наиболее урбанизированных стран мира – 85% ее населения живет в городах. Так, население Сиднея с 1947 по 1981 гг. увеличилось с 1,7 до 3,2 млн. жителей.

При урбанизации основное количество наносов удаляется эрозионными процессами на начальных этапах строительства, когда строительная площадка лишена защитного растительного покрова. При этом происходит смыт плодородной почвы, что усложняет дальнейшее создание придусадебных садов и огородов, заливаются придорожные линии дренажа и естественные

венные водотоки. Интенсивность смыва достигает 500 т/га в год. Система противоэрозионных мер при урбанизации близка к таковой при дорожном строительстве: рекомендуется такая организация строительных операций, чтобы минимизировать время экспозиции эрозионно-опасных земель, в минимальном объеме навредить естественную растительность, проводить послойное снятие почвенного покрова и складировать наиболее плодородные горизонты для дальнейшего использования, засевать участки быстрорастущими травами при наличии длительных периодов перерывов в строительстве, сохранять естественную растительность вдоль главных линий стока воды, сооружать прудки по линии стока вод для предупреждения затоплений местности, а также отводные каналы для улучшения условий стока.

Эрозия после лесных пожаров

Значительные темпы эрозии почв наблюдаются при интенсивных дождях после лесных пожаров. Г.Аткинсон (Atkinson, 1984) описал такое явление на водосборе ручья Савиллес Крик к югу от Сиднея. Во время засухи 1983 г. температура воздуха достигала 40° С, и это сопровождалось сильными ветрами. 9 января вспыхнул лесной пожар, уничтоживший 337 га леса. Песчаная почва, слагающая водосбор, была лишена покрова опада и верхнего дернового горизонта и покрыта слоем пепла и угля, нижний ярус деревьев лишился листвы. 26 января выпало 16,5 мм осадков за 45 мин, дожди 16-17 марта (120 мм за 6 часов) и 20-21 марта (100 мм за 27 часов) имели повторяемость раз в 10 лет. Наблюдения на 3 стоковых площадках показали смыв 26 января 0,17-1,4 т/га за эпизод дождя. 35,2% по весу смытого материала составили пепел, уголь и семена эвкалиптов. 17 марта смыв составил 2,2-7,5 т/га при доле органики 22,5%. Эти дожди привели к насыщению почвы водой, а ливни 21 марта привели к эрозии 22-40 т/га при доле органики 6,3%. Продукты смыва заполнили дренажную сеть в поселках, этот ливень привел к затоплению глубиной до 1,8 м. Был снесен мост через ручей, повреждены дома и сады. С водосбора было вынесено около 16000 т песка, сформировались эрозионные борозды и овражки на месте дорог и троп. Основная часть песка отложилась у подножия склонов и на пойме ручья, однако часть наносов достигла бухты Хаскинг.

Эрозия при лесоразработках

Наиболее существенные темпы эрозии при лесоразработках зафиксированы на лесных дорогах без покрытия. Здесь происходит смыв до 95% всех наносов. В бассейне ручья Корандерк с 1971 г проводятся наблюдения за стоком воды и наносов на двух водосборах (O'Shanghnessy, Yayasuniya, 1991). На водосборе Пиканинни Крик лес был полностью сведен в 1971 г. стволы убраны, дресвесный мусор сожжен и территория засеяна семенами эвкалипта. В результате в 1972-1974 гг. сток воды и наносов был на 110 %

больше, чем до лесоразработок. Однако уже в 1980 г сток воды и наносов уменьшился до величин, соответствующих иснарущенному состоянию (265 мм и 43 кг/га в год). На водосборе Блу Джакет Крик в 1972-1973 гг. проводилась выборочная рубка леса, при этом проложено множество лесных дорог. Здесь сток воды увеличился лишь на 25% в первые годы после рубок и к 1980 г произошло его уменьшение до фонового уровня (430 мм). Сток наносов увеличился на 220%, а период его уменьшения до фонового уровня (22 кг/га в год) продлился до 1985 г.

Эоловые процессы

Эоловые процессы в Австралии являются одним из наиболее мощных агентов перемещения вещества. Эоловая пыль с континента обнаруживается на ледниках Новой Зеландии, в океанических грунтах, на островах Фиджи и в Антарктиде. Континентальные дюны занимают более 3 млн. км² – 40% территории Австралии и являются наиболее распространенным типом рельефа. Р.Воссон (Wasson, 1986) показал, что доминируют линейные дюны, ориентировка которых указывает на перенос иска в континентальном масштабе против часовой стрелки. Перевиниваются пески аллювиальные, озерные и береговые (от эоценовых до современных), а также глинистые отложения, из которых формируются пеллеты (глинистые агрегаты). Главный этап формирования дюн приходится на период 20-14 тыс. лет назад, когда после широкого распространения озер 50 тыс. лет назад и понижения их уровня после 30 тыс. лет назад произошла аридизация климата. Современный этап оживления эоловых процессов и движения континентальных дюн связан с деятельностью европейских переселенцев. Они появились в аридной части Австралии в середине конца XIX века. Выпас скота и сведение эвкалиптовой растительности привели к обнажению песков, пыльным бурям и движению песков на юго-западе Квинсленда и западе Нового Южного Уэльса. Наиболее мощные пыльные бури возникли в начале 20 в. Как указывают Д.Нобл и Д.Тонгвей (Noble, Tongway, 1986), в марте 1903 г в штате Вирджиния выпал грязевой дождь, который принес 13,7 т/км² ила с каждыми 25 мм осадков. В 1904 г у г. Вилькания (Новый Южный Уэльс) на площади 40500 га был унесен ветром слой почвы мощностью до 30 см. Интродукция кроликов привела к уничтожению растительности и появлению многочисленных иор на дюнах полей Симпсона и Стрелстон. С этим этапом совпала аридизация климата Австралии в 1915-1945 гг. Последующие противодефляционные меры и увеличение гумидности климата несколько уменьшили интенсивность антропогенных эоловых процессов, но они продолжаются в областях с неправильным землепользованием. Так, в феврале 1983 г пыльная буря в штате Виктория снизила видимость менее чем до 100 м на площади несколько тысяч квадратных километров, включая Мельбурн. 250000 тонн почвы было перемещено за один этот штурм (Keating, 1992). Наблюдения на метеостанциях в 1960-1984 гг. показали

(McTainsh et al., 1989), что пыльные бури приурочены в основном к регионам с годовой суммой осадков менее 400 мм (рис.4).

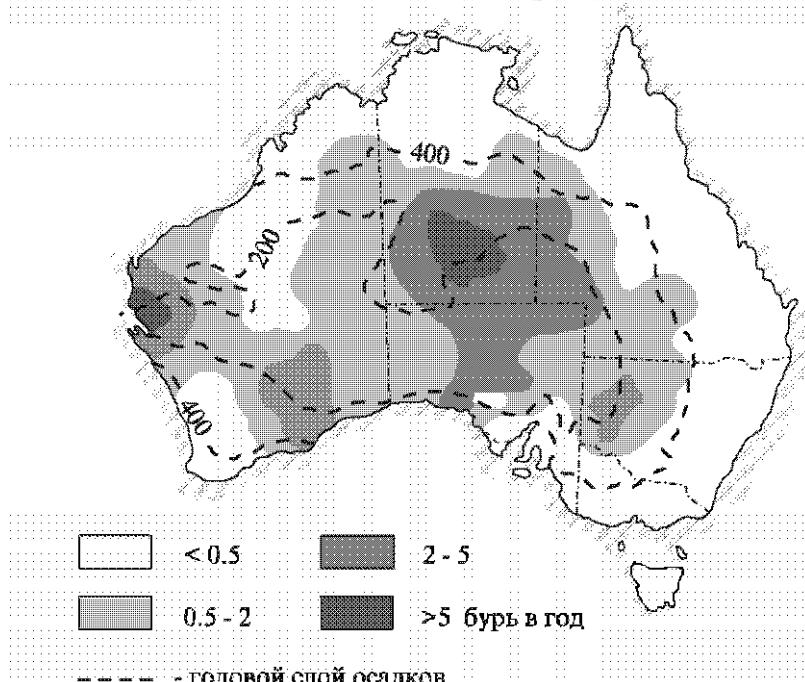


Рис. 4. Повторяемость пыльных бурь на территории Австралии

Изменение темпов эрозии в Австралии во времени и при изменении типов землепользования

На территории Австралии изменения природной среды при заселении материка европейскими поселенцами происходило быстрыми темпами. В конце XVIII века леса занимали в Австралии около 73 млн. га, редколесье – 183 млн.га. К 1980 г 43% лесов было вырублено, 58% – значительно изменено. На 5% ареала редколесье полностью сведено, на 19% растительность значительно изменена (Resources Assessment Commission, 1991). Вырубка лесов достигла максимума в 1890-1920 гг., с развитием производства пшеницы и выращивания овец.

Вырубка лесов и увеличение площади пастбищ и пашни существенно изменили структуру стока наносов. Р.Боссон (Towards Healthy Rivers, 1992) показал на основании обработки данных по стоку наносов, что на заросших малых водосборах площадью 0,1 км² модуль стока наносов в среднем составляет 70 т/км² в год и уменьшается с увеличением площади водосбора. Вырубка лесов приводит к увеличению стока наносов с малых

водосборов. Наибольший эффект вырубка лесов оказывает на водосборы площадью 0,03-0,1 км², где сток наносов увеличивается в 200 раз относительно фона, на малых водосборах площадью 0,1 км² – в 30 раз (рис.5).

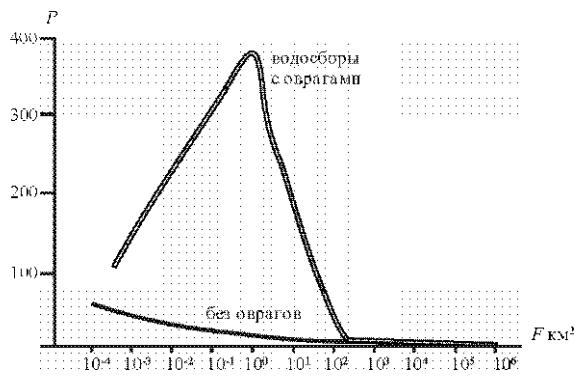


Рис. 5. Изменение степени увеличения стока наносов над фоновым естественным уровнем в результате европейской колонизации Австралии P от площади водосбора F

На более крупных водосборах формируются овраги, и сток наносов на сильно заовраженных землях (с густотой овражной сети 3-24 км/км²) может превысить фоновый в 700 раз. Однако с дальнейшим увеличением площади водосбора степень увеличения модуля стока наносов относительно фона уменьшается, и для водосборов с площадью 100 км² она в среднем составляет 10, и не превышает 100.

Р.Вассон и Р.Гэлловей (Wasson, Galloway, 1986) восстановили сток наносов с бассейна ручья Умберумберка Крик (засушливая западная часть штата Новый Южный Уэльс) по геолого-геоморфологическим данным за период от 6000 лет назад до европейского поселения и по скоростям заиливания водохранилища для последнего времени. В период 6000-3000 лет назад сток наносов был относительно высоким ($0,8\text{--}1,0 \text{ м}^3/\text{га в год}$), но меньше, чем настоящее время. В середине голоцена сток наносов значительно уменьшился и на протяжении 3000 лет не превышал $0,04 \text{ м}^3/\text{га в год}$. Он начал увеличиваться с приходом европейцев и достиг максимума $3,1 \text{ м}^3/\text{га за год}$ в 1915-1941 гг., когда на этой территории достигало максимума поголовье овец. После 1945 г началось уменьшение и стабилизация стока наносов на уровне $1,3 \text{ м}^3/\text{га в год}$, связанное как с увеличением плотности растительного покрова, так и с уменьшением числа кроликов (рис.6). Аналогичные расчеты для водосбора ручья Йеррабомберра Крик (Wasson, 1992) также показывают резкое увеличение стока наносов после 1850 г с максимумом в 1900 г.

Д.Нейл и П.Фогарти (Neil, Fogarty, 1991) исследовали темпы заиливания 46 прудков на водосборах рек Молонгло и Ясс (Южное плато в штате Новый Южный Уэльс). Установлено, что смык с ненарушенных земель под заповедным лесом составляет в среднем $0,28 \text{ м}^3/\text{га в год}$ (рис.7). Смык с естественных пастбищ в 3,8 раза больше, с улучшенных пастбищ – в 5,4

раза, с пашни – в 21 раз, с выбитых пастбищ – в 27 раз, с посадок сосны – в 33 раза, с заовраженных земель – в 64 раза больше (причем 80% наносов поступает из самих оврагов). Максимальные измеренные значения смыва в среднем за 20-40 лет (время существования прудков) не превысили 10 т/га, что соответствует общепринятой точке зрения о низких темпах водной эрозии в Австралии в последние десятилетия. Однако эти темпы значительно больше, чем они были во второй половине голоцене до европейской колонизации Австралии.

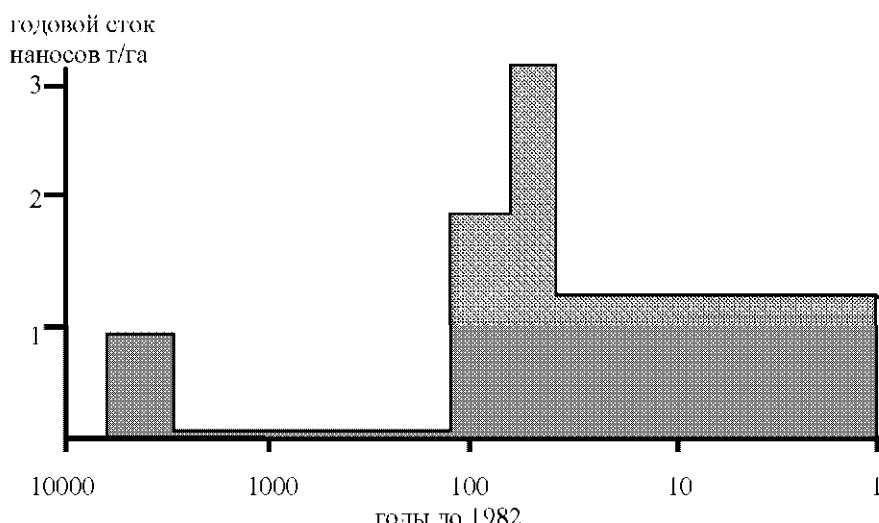


Рис. 6. Изменение стока наносов с водосбора ручья Йеррабомбэрра Крик во времени

В настоящее время реализуется обширная программа определения современных темпов эрозии в Австралии в зависимости от географического положения и типов землепользования (Loughran, Elliott, 1996). Величина эродированности почв связывается с содержанием индикатора – радиоизотопа цезия-137. Проведены определения содержания цезия-137 на 12 участках в Южной Австралии, на 20 участках в Виктории, 4 участках в Новом Южном Уэльсе и 13 участках в Квинсленде. Максимальные средние темпы смыва за последние 30-35 лет составили до 45 т/га в год на посадках картофеля, 13-15 т/га в год на обрабатываемой пашне, от 0 до 4 т/га в год на пастбищах.

Классификация земель и картографирование эрозии

Согласно Г.М.Каннингам с соавторами(Cunningham et al., 1988) в Новом Южном Уэльсе принятая следующая классификация земель по возможным типам землепользования на основе противоэрэзионной устойчивости

сти. Выделено 4 группы земель и 8 классов. В группе А земли, которые можно регулярно использовать в качестве пашни. В этой группе 3 класса: 1) земли, не нуждающиеся в противоэрозионных работах или специальном типе землепользования; 2) земли, на которых необходимо почвозащитное землепользование: полосное размещение культур, почвозащитная вспашка, противоэрозионные севообороты; 3) земли, на которых необходимо строительство противоэрозионных сооружений: водораспределяющих и контурных валов и водоотводов в сочетании с почвозащитным землепользованием. В группу В входят земли, которые нельзя регулярно распахивать, но возможно использовать под пастбища с периодической распашкой. Здесь выделяются 2 класса: 1) земли, на которых необходимо почвозащитное землепользование: окультуривание пастбищ, контроль количества голов скота, применение удобрений и минимальная вспашка для создания или воссоздания пастбища; 2) земли, на которых необходимо строительство противоэрозионных сооружений: водопоглощающих и водораспределяющих валов; а также контурное бороздование в сочетании с почвозащитным землепользованием. К группе С относятся земли которые нельзя распахивать, но можно использовать под пастбища. На них необходимо почвозащитное землепользование, включающее ограничение количества скота, подсев трав и внесение удобрений, защита от пожаров и уничтожение вредителей. В группе D отнесены прочие земли: 1) залесенные территории; 2) обрывы, озера, болота и другие сельскохозяйственные местности.

В управление землепользования Нового Южного Уэльса разработан проект бассейновых земельных ресурсов ГОРАН. В рамках этого проекта создается карта и геоинформационная система типов эрозии и характера землепользования для всей территории штата в масштабе 1: 100000 и для отдельных участков в масштабе 1:25000. В классификатор ГИС включены следующие атрибуты: классы земель по уклонам; типы естественного ландшафта; типы землепользования; типы лесов; типы эрозии; типы противоэрозионных сооружений; скальные участки; типы грунтов и почв. Пример классификатора для типов эрозии приведен в таблице 11.

Методы борьбы с эрозией

Методы борьбы с эрозией в Австралии мало отличаются от методов, принятых в других странах (Rowan, 1986). К профилактическим относятся в первую очередь размещение землепользования сообразно с типом ландшафта и использование под сельское хозяйство преимущественно пологих склонов при условии соблюдения противоэрозионных норм. Для пашни рекомендуется выбор противоэрозионных севооборотов с уменьшением периода оголения почвы, полосное с разными противоэрозионными свойствами, исключение стерни, бороздовая вспашка с применением гербицидов, контурная вспашка.

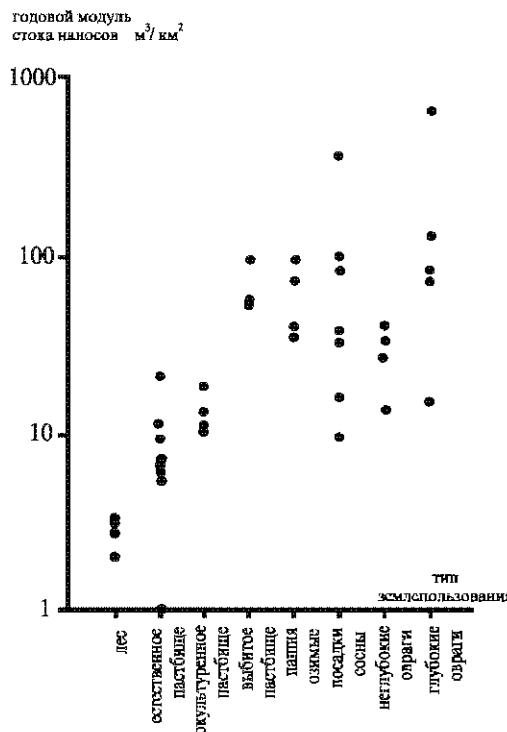


Рис. 7. Изменение стока наносов при разных типах землепользования возделываний культур

Для пастбищ наиболее успешной мерой защиты от эрозии является выбор трав (обычно бобовых), создающих наилучший поверхностный покров и улучшающих структуру почв, а также контроль за количеством скота на пастбищах во избежание перевыпаса. На особо сложных участках сооружаются контурные валы с задернованными верхними откосами и с водобросными коллекторами. Проводятся эксперименты по применению противоэрзационных полимерных покрытий (Armstrong, Watt, 1987). При наличии мелких оврагов производится их засыпка, для глубоких оврагов – выкопливание бортов, сооружение прудка выше вершины или на месте вершины оврага. Сооружаются бетонные лотки-водосбросы в зонах наиболее активных линейных размывов вершины и бортов (Graham, 1984). В днищах сооружаются поперечные дамбы различных конструкций (Crouch et al., 1982), проводятся посадки ивы (Crouch et al., 1987) или специально подобранных местных видов закрепляющей растительности (Holmes et al., 1992). На водосборах активных оврагов высаживаются деревья для уменьшения

Таблица 11

Классификатор для ГИС по эрозии
в рамках проекта бассейновых земельных ресурсов
ГОРАН Управления землепользования Нового Южного Уэльса

Код	Класс	Подкласс	Выраженность
11		Эрозия отсутствует	
12		Нет эрозии благодаря землепользованию	
21	Плоскостная эрозия	незначительная	1-5 т/га в год
22		умеренная	5-10 т/га в год
23		сильная	10-25 т/га в год
24		очень сильная	>25 т/га в год
31	Дефляция	незначительная	1-10% оголено
32		умеренная	10-20% оголено
33		сильная	20-40% оголено
34		очень сильная	>40% оголено
41	Бороздковая эрозия	незначительная	1-5 т/га в год
42		умеренная	5-10 т/га в год
43		сильная	10-25 т/га в год
44		очень сильная	>25 т/га в год
51	Овражная эрозия	незначительная	глубина <1.5 м
52		(изолированные	глубина 1.5-3.0 м
53		прерывистые	глубина 3.0-6.0 м
54		овраги)	глубина >6.0 м
61		умеренная	глубина <1.5 м
62		(непрерывные	глубина 1.5-3.0 м
63		неразветвленные	глубина 3.0-6.0 м
64		овраги)	глубина >6.0 м
71		сильная	глубина <1.5 м
72		(разветвленные	глубина 1.5-3.0 м
73		овраги)	глубина 3.0-6.0 м
74			глубина >6.0 м
81		очень сильная	глубина <1.5 м
82		(разветвленные	глубина 1.5-3.0 м
83		и субпараллельные	глубина 3.0-6.0 м
84		овраги)	глубина >6.0 м
91	Склоновые процессы	оползни	
92		оплывины	
93		грязевые сели	
94		грязе-каменные сели	
101	Размыт берегов рек		глубина <1.5 м
102			глубина 1.5-3.0 м
103			глубина 3.0-6.0 м
104			глубина >6.0 м

поверхностного стока. В областях развития дефляции применяется гребневая вспашка и посадка лесных полос.

Противоэрзационные мероприятия применяются владельцами земель, или Службой охраны почв; реализуются также совместные проекты.

Одним из таких является проект борьбы с эрозией на водосборе водохранилища Эппалок в бассейне р.Кампасп, штат Виктория (Eppalock Catchment Project, 1985). Эта территория начиная с 1838 г подверглась усиленной антропогенной нагрузке – вырубке лесов и организации пастбищ со значительным персвыпасом, значительным по масштабам горным работам на золотоносных месторождениях, нашествию кроликов. В результате почва со склонов была смыта до коренных пород, сформировалось огромное количество оврагов, а русла рек интенсивно заиливались. В 1960 г было сооружено водохранилище и одновременно началась реализация проекта противоэрэозионных мероприятий. Противоэрэозионные меры в первую очередь применялись на наиболее эродированных землях, и постепенно охватили весь водосбор площадью 2000 км². Они включали дамбы и лотки-быстротоки, валы водозадерживающего и водораспределяющего типа, огораживание и заливание наиболее крупных оврагов, планировку более мелких, безоборотную вспашку и организацию окультуренных пастбищ. Расходы на борьбу с эрозией несло правительство, если эти мероприятия не приносили прямой выгоды землепользователю, или владелец земли, если эти мероприятия давали непосредственную прибыль. Через 25 лет после начала реализации проекта уже была очевидна его успешность.

Примеры подобных проектов многочисленны. В штате Южная Австралия с 1976 по 1985 гг. осуществлено 13 проектов со смешанным финансированием комплексной борьбы с эрозией на площади 820 км². При этом противоэрэозионное обустройство земель рассматривается только как первый этап организации рационального землепользования (Rudd, 1991). В штате Новый Южный Уэльс в 1990-1991 гг. финансировался 21 проект, при этом около трети расходов несли владельцы земель (Annual Report 1990-1991.).

В австралийском обществе увеличивается степень понимания проблем, связанных с эрозией: 1) потерями невосстановимого плодородного слоя почвы; 2) уменьшением почвенного плодородия; 3) загрязнением водотоков и заиливанием водосборов; 4) повреждением автомобильных, железных дорог, телефонных кабелей и других сооружений; 5) увеличением стоимости продукции и уменьшением продуктивности земель; 6) увеличением затрат государственных служб и землевладельцев; 7) увеличением стоимости продуктов питания и ростом налогов; 8) разрушением наиболее важного природного ресурса для следующих поколений австралийцев. Одновременно в обществе увеличивается степень понимания необходимости совместных работ по защите почв от эрозии, увеличение оптимальности землепользования с точки зрения его почвозащитности.

ЛИТЕРАТУРА

Сидорчук А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на Русской равнине и проблемы заиливания малых рек. В сб.: Тр. Академии водохозяйственных наук. Вып.1 "Водохозяйственные проблемы русловедения". М. 1994.

- Annual Report 1990-1991. Soil Conservation Service of NSW. 1991.
- Armstrong J.L., Watt L.A. The Use of Polymer Emulsions for Erosion Control in Critical Areas. J.of Soil Conservation New South Wales, v.43, № 1. 1987.
- Atkinson G. Erosion Damage Following Bushfires. J.of Soil Conservation New South Wales. v.40, № 1. 1984.
- Aveyard J. M. Soil Erosion: Productivity Research in New South Wales to 1982. Wagga Wagga Research Center Tech. Bull № 24. 1983.
- Bell L.C. Mining. in: J.Russel and R. Isbell ed. Australian Soils: The Human Impact. 1986. Univ. of Queensland Press.
- Bird J.F. Channel Incision at Eaglehawk Creek, Gippsland, Victoria, Australia. Proc. R. Soc. Vict. v.94, № 1. 1982.
- Clarke A. L. Cultivation in: J.Russel and R. Isbell ed. Australian Soils: The Human Impact. 1986. Univ. of Queensland Press.
- Constantini A. Coastal Lowlands- Paired Catchment Study. Status Report, Queensland Forest Service Hydrology Research. 1992.
- Coventry R.J. The Geology of Shingle House Creek Valley, New South Wales. BSc thesis. ANU. 1967.
- Crouch R.J. The Role of Tunnel Erosion in Gully Head Progression. J. of Soil Conserv. NSW, v.39, № 2. 1983.
- Crouch R.J. Erosion Processes and rates for Gullies in Granitic Soils Barsthurst, New South Wales, Australia. Earth Surface Processes and Landforms. v.15, № 3. 1990.
- Crouch R.J. Estimation of Gully Sidewall Erosion Rates. PhD thesis. Macquarie Univ. 1992.
- Crouch R., A. Dawson, R. Henry, W. O'Brien. Low cost weirs for gully stabilization. Engineering Bundaberg. № 8. 1982.
- Crouch R.J., Dwyer P.J., Honeyman M.N. Willows for Gully Erosion Control in the Central Tablelands of NSW. J.of Soil Conservation New South Wales. v.43, № 1. 1987.
- Crouch R., Blong R. Gully sidewall classification: methods and applications. Z.Geomorph.N.F. v.33, № 3. 1989.
- Cunningham G.M., Higginson F.R., Riddler A.M., Emery K.A. Systems used to classify rural lands in New South Wales. Soil Conserv. Serv. of NSW. 1988.
- Edwards K. Soil Loss Studies in South East Australia. in: PlaSantis ed. Soil Conservation and Productivity. Maracay, Venezuela. 1985.
- Edwards K. How much soil loss is acceptable. Search. v.19, № 3 1988.
- Edwards K. Soil Formation and Erosion Rates. In "Soils-their properties and management". Sydney Univ.Press. 1991.
- Eppalock Catchment Project. A Soil Conservation Success Story. Dept. of Conserv. Forests and Lands. 1985.
- Fyles R. Erosion And Land Use in the Burra Catchment, Queanbeyan. J. Soil Conserv. NSW, v. 33 № 1. 1977.
- Fyles R. Birchams Creek: a transition from chain of ponds to a gully. Australian Geogr. Studies. Publ. 137. 1977.
- Freebairn D.M. Soil erosion in perspective. Div.Land.Util.Tech. News. v 6, № 1. 1982.
- Freebairn D., D.Silburn, R.Loch. Evaluation of Three Soil Erosion Models for Clay Soils. Australian J. Soil Research. v.29. 1989.

- Freebairn D., M. Littleboy, G. Smith, K. Coughlan. Optimizing Soil Surface Management in Response to Climatic Risk. In "Climatic Risk in Crop Production: Models and Management for Semiarid Tropics and Subtropics". 1991.
- Graham O.P. Gully Erosion. J.of Soil Conservation New South Wales. v.40. № 1. 1984.
- Graham O.P., Emery K.A., Abraham N.A., Johnston D., Pattermore V.J., Cunningham G.M. Land Degradation Survey. New South Wales 1987-1988. Soil Conservation Service of NSW. 1988.
- Hamilton G.J. The effect of sheet erosion on wheat yield and quality. J.of Soil Conservation New South Wales. v.26. № 3. 1970.
- Hannam I.D. Gully Morphology in a Bathurst Catchment. J. of Soil Conserv. NSW. v.39. № 2. 1983.
- Haydon S., M. Jayasuriya, P.O'Shaughnessy. The effect of vehicle use and road maintenance on erosion from unsealed roads in forests; the road 11 experiment. Report N MMBW-W-0018. 1991.
- Holmes M., Rizvi S., Crouch R. Gully Revegetation. Dept. of Conserv. and Land Management. 1992.
- Keating J. The drought walked through. A history of water shortage in Victoria. Dept. Water Res. Victoria. 1992.
- Lang R.D., L.A.H. McCaffrey. Ground cover- its effects on soil loss from grazed runoff plots, Gundedah. J.of Soil Conservation New South Wales, v.40. № 1. 1984.
- Littleboy M., D.Silburn, D.Freebairn, D.Wood-ruff, G.Hammer, J.Leslie. Impact of Soil Erosion on Production in Cropping Systems. I. Development and Validation of a Simulation Model. Australian J. of Soil Research. v.30. 1992.
- Loughran R.J., Elliott G.L. Rates of soil erosion in Australia determined by the caesium-137 technique: a national reconnaissance survey. in: IAHS Publ. № 236. "Erosion and sediment Yield: Global and Regional Perspectives. 1996.
- McTainsh G.H., Burgess R., Pitblado J.R. Aridity, Drought and Dust Storms in Australia (1960-84). J.of Arid Environments. v 16. 1989.
- Moore I.D., Burch G.J., Mackenzie D.H. Topographic Effects on the Distribution of Surface Soil Water and the Location of Ephemeral Gullies. Trans. of ASAIE. v.31. № 4. 1988.
- G.Nanson, W.Erskine. Episodic Changes of Channels and Floodplains on Coastal Rivers in New South Wales. in: R.Warner ed. Fluvial Geomorphology of Australia. Sydney. 1988.
- Neil D., P.Fogarty. Land use and sediment yield on the southern tablelands of New South Wales. Australian Journal of Soil and Water Conservation. v.4. № 2. 1991.
- Noble J.C., D.J.Tongway. Pastoral Settlement in Arid and Semi-Arid Rangelands. in: J.Russel and R. Isbell ed. Australian Soils: The Human Impact. 1986. Univ.of Queensland Press.
- O' Shaughnessy P.J., Yayasuniya M.D.A. Water Supply Catchment Hydrology Research. Status Report, Melburn Water. 1991.
- Prosser J.P., Chappell J.M.A., Gillespie R. Controls on Episodic Aggradation and Degradation of Headwater Catchments during the Holocene. Southeastern Highlands of Australia. рукопись. 1992.
- Resources Assessment Commission. Forest and Timber Inquiry. Draft Report. 1991.
- Rose C.W. Development in soil erosion and deposition models. Advances in Soil Science. v.2. 1985.
- Rosewell C.J. SOILLOSS-A program to assist in the selection of management practices to reduce erosion. Technical Handbook N 11 (2nd Edition). Soil Conservation Service. Sydney. 1993.

- Rosewell C.J. Sheet and rill erosion and Phosphorus Sources. State of the Environment Report, Inland Waters Reference Group. 1996.
- Rowan J.N. Conservation Practices. in: J.Russel and R. Isbell ed. Australian Soils: The Human Impact. 1986. Univ.of Queensland Press.
- C.Rudd. A decade of integrated catchment management in South Australia. Australian J. of Soil and Water Conservation v.4. № 2. 1991.
- Ryan P. Rum Jungle Mine Rehabilitation- Northern Territory. J.of Soil Conservation New South Wales, v.4. № 1. 1987.
- Silburn D., C.Carroll, C.Ciesiolka, P.Hairsine. Management Effects on Runoff and Soil Loss from Native Pasture in Central Queensland. "Abstracts of 7-th Biennial Rangeland Conference". Cobar. 1992.
- Stephens C.G., Herriot R.I., Downes R.G., Langford-Smith T., Acock A.M. A soil, land use and erosion survey of a part of County Victoria, South Australia. Coun. Sci. Ind.Res. Aust.Bull. № 188. 1945.
- Towards Healthy Rivers. Consultancy Report № 92/44. CSIRO. 1992.
- Tunbridge S., A.Williams, W.Willart, K.McCarthy, L.Morey. Gully Erosion Control Investigations. 1988. рукопись.
- Wasson R.J. Geomorphology and Quaternary History of the Australian Continental Dunefields. Geographical Review of Japan. v.59 (ser.B) № 1. 55-67. 1986.
- Wasson R.J. What is it that we wish to know about the gully networks of the Ord River catchment-a discussion paper. 1990. CSIRO Report.
- Wasson R.J. Lake Argyle Catchment Management and Research. 1992. CSIRO Report.
- Wasson R. Landscape denudation in Australia in the Late Holocene. 1992. CSIRO Report.
- Wasson R., R.Clark. Environmental History for Explanation and Prediction. Search. v.16. № 9-12. 1985.
- Wasson R., R.Galloway. Sediment yield in Barrier Range before and after European settlement. Aust Rangelands Journal. v 8. № 2. 1986.
- Wasson R.J., Olive L.J., Rosewell C.J. Rates of erosion and sediment transport in Australia. in: IAIIS Publ, N 236, "Erosion and sediment Yield: Global and Regional Perspectives. 1996.
- Williams J.R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In " Present and Perspective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources". USDA. ARS-S-40. 1975.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall-erosion losses-a guide to conservation planning. USDA, Agric Handbook № 537. 1978.

В содержание

Л.Ф. Дубис, П.П. Ковальчук
Львовский университет, Украина

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ РЕЧНЫХ СИСТЕМ ГОРНОЙ ЧАСТИ ЗАКАРПАТЬЯ И ОЦЕНКА ЕЕ ИЗМЕНЕНИЙ

ЗА ПЕРИОД 1939-1992 ГГ.

В исследованиях речных систем выделяются несколько направлений: 1) анализ структурной организации; 2) оценка распространения и тенденций развития эрозионно-аккумулятивных процессов; 3) изучение продольных и ноперечных профилей русел; 4) оценка пригодности рек для судоходства; 5) анализ влияния русловых карьера, гидротехнических и других сооружений на русевой режим рек; 6) оценка гидроэкологического состояния рек; 7) изучение явлений современной деградации и трансформации речных систем; 8) прогнозирование русловых процессов, стока наносов, растворенных веществ и др. Такие гидролого-геоморфологические исследования речных систем ведутся в западном регионе Украины, в том числе в горной части Закарпатья.

Структурная организация речных систем горной части Закарпатья. Каждая речная система территории исследований имеет свою индивидуальную структуру, под которой понимается совокупность элементов, их пространственное распределение и взаимодействие. Для ее изучения используется набор структурных показателей. Наиболее важные среди них – длина и количество разнопорядковых водотоков, площадь их бассейнов, количество и расположение узлов слияния и впадения водотоков. Очень важны параметры энтропийной оценки и другие показатели.

В основу исследований структуры речных систем горной части бассейна Тисы положены две схемы Сталера-Философова и А. Шайдегера, дополненная энтропийной (информационной) оценкой (Гарцман, 1973; Карасев, Худяков, 1984; Корытный, 1987). Они базируются на учете порядка как меры сложности системы и используют в качестве объекта классификации элементы структуры речных систем – русла рек от истока до замыкающего створа или до впадения другой реки.

В классификационную схему Сталера-Философова также внесены дополнения. Учитывалось не только изменение порядка водотока от истока до замыкающего створа, но и характер их пространственного расположения. Последнее дало возможность выделить различные типы рек одного порядка по их пространственному размещению в структуре речной системы. Например, в бассейне IV ранга возможно образование порядка десяти различных типов рек: 1) I-II-III-IV (водоток I порядка сливается с водотоком II порядка и образует водоток III порядка, последний впадает у водоток IV порядка); 2) I-II-III-IV; 3) I-I-II-IV; 4) I-III-IV; 5) I-IV; 6) II-II-III-IV; 7) II-III-IV; 8) II-IV; 9) III-III-IV и 10) III-IV. С увеличением порядка основной реки увеличивается количество охарактеризованных типов рек.

Алгоритм исследования структурной организации речных систем включал: 1) подбор разновременных топографических карт крупного масштаба на бассейн реки; 2) ранговую классификацию рек; 3) кодирование разнопорядковых рек с учетом их пространственного размещения в структуре системы; 4) измерение основных параметров структурной организации

системы и занесение их в специально разработанные таблицы; 5) энтропийную оценку речных систем; 6) типизацию бассейнов по параметрам сложности их структурной организации; 7) сравнительный анализ структурной организации основных типов рек; 8) изучение особенностей структурной организации рек различных геоморфологических областей и районов; 9) определение тенденций развития трансформационных явлений.

Проведенный на базе картометрических исследований анализ структурной организации рек горной части Закарпатья дал возможность сделать следующие выводы:

1) уровень структурной организации речных систем увеличивается от истоков рек к выходу их с гор, что подтверждается увеличением порядка основных рек по схеме А. Шайдегера;

2) в структуре речных систем горной части бассейна Тисы преобладают водотоки первого порядка (табл. 1). Их длина колеблется в пределах 54,45% (р. Косовская)-67,12% (р. Черная Тиса) от общей длины речной системы, а количество – от 76,37% (р. Черная Тиса) до 83,58% (р. Теребля). В структуре большинства речных систем преобладают порядкообразующие и непорядкообразующие реки типа I-II-III-IV. Например, в бассейне р. Большой Тисы их количество составляет 46,99% от общего количества рек I порядка, в бассейне р. Уж-41,88, в бассейне р. Шопурки-49,32%;

3) по структурной формуле, отражающей процентное соотношение длины рек I порядка различного пространственного размещения и суммарной длины рек I порядка, речные системы исследуемого региона можно разделить на четыре группы: I-реки Уж и Теребля, у которых отсутствуют два типа рек I порядка (тип I-II-III-IV и тип I-II-V); II-реки Боржава и Белая Тиса, у которых из 8 возможных типов рек I порядка на 5 типов приходится до 10% суммарной длины рек I порядка; III-реки Латорица, Рика и Черная Тиса, у которых длина половины типов рек I порядка не превышает 10% от общей суммарной длины рек I порядка; IV – р. Тересва, у которой в 5 типах рек I порядка длина колеблется в пределах 10-20% от общей длины рек I порядка;

4) по аналогичным соотношениям количества рек I порядка различного пространственного размещения и их суммарного количества можно также выделить четыре группы рек. При этом только р. Черная Тиса переходит из III в IV группу;

5) наибольшая сложность структуры речных систем характерна для бассейна Тересвы. Фактически наблюдается геометрическая прогрессия в увеличении количества рек при уменьшении их порядка (табл. 2);

Параметры структурной организации речных систем горной

Тип водотоков по их положению в

Речная система		I-II-III		I-II		I-III	
		IV	V	IV	V	IV	V
Уж	<i>n</i>	113		42	20	52	
	<i>l</i>	257,4		100,2	49,2	135,4	
Латориця	<i>n</i>	73	35	11	12	36	8
	<i>l</i>	140,2	89,2	27,6	38,6	97,8	22,0
Боржава	<i>n</i>	75	36	45	18	17	12
	<i>l</i>	187,2	101,4	100,8	54,0	45,4	26,6
Рика	<i>n</i>	80	52	10	36	19	15
	<i>l</i>	168,2	101,4	19,0	86,8	54,4	35,4
Теребля	<i>n</i>	75		37	2	31	
	<i>l</i>	136,4		64,0	2,4	68	
Тересва	<i>n</i>	126	12	8	17	80	
	<i>l</i>	139,2	82,6	14,2	87,8	83,8	
Шопурка	<i>n</i>	36				33	
	<i>l</i>	61,0				71,4	
Косовська	<i>n</i>	12				15	
	<i>l</i>	19,2				34,6	
Б.Тиса	<i>n</i>	60	3	23	5	25	2
	<i>l</i>	127,8	9,8	41,2	8,8	51,4	3,2
Ч.Тиса	<i>n</i>	51	15	15	16	9	2
	<i>l</i>	117,6	30,8	30,9	32,0	25,0	3,0

I-II-III-IV-пространственное положение рек; IV, V-ранг (по пространственному положению в структуре речной сети)

Таблица 1

части Закарпатья (количество и длина разнопорядковых рек)

структурной организации речной системы										
I		II			II-III		III	IV	V	
IV	V	III	IV	V	V	IV	V	V		
33	10	36	15	7		9		3	1	
101,0	34,6	99,8	45,6	26,6		84,2		67,6	28,2	
30	8	28	2	4	8	10		3	1	
83,4	40,8	63,6	6,2	18,0	20,4	62,2		68,2	26,4	
5	15	16	14		18	8	4	3	1	
11,5	40,6	81,8	44,6		64,2	24,6	17,6	41,6	36,0	
23	27	26	4	11	21	7	7	2	1	
44,4	73,2	49,2	10,0	50	33,6	41,8	41,0	29,6	62,2	
34	4	15	11	1		6		2	1	
83,6	5,2	55,6	38,8	0,6		17,8		63,4	14,4	
17	29	44	2	17		14	6	4	1	
33,4	66,2	55,9	3,8	56,2	34,4	63,4	55,4	20,4	65,6	
4		13				2		1		
7,8		26,6				42,6		11,6		
		5				1				
		10,4				36,6				
5	5	16	5	2		6	1	2	1	
11,4	9,4	37,6	22,6	7,2		37,2	4,4	20,6	8,6	
16	15	17	5	5	3	7	3	2	1	
41,6	37,0	32,2	22,4	17,8	34,4	20,6	7,6	25,0	26,6	

главной реки; l , n -длина и количество рек соответствующего типа

6) наибольшие средние значения длины и площади бассейнов I порядка приходятся на водотоки, которые впадают в реки IV и V порядков. Их средний угол впадения приближается к 90° . Такую ситуацию можно объяснить двумя причинами: во-первых, реки этих типов по сравнению с

другими типами рек I порядка имеют более низкий базис десудации, что, при примерно одинаковой продолжительности их развития, выступает важным фактором проявления эрозионных процессов и формирования гидроэкологического состояния; во-вторых, как показали исследования И.Г. Черваисса и А.В. Позднякова (1990), эти водотоки не играют существенной роли в функционировании речных систем, а создают так называемые "шумы" (Арманд, 1980);

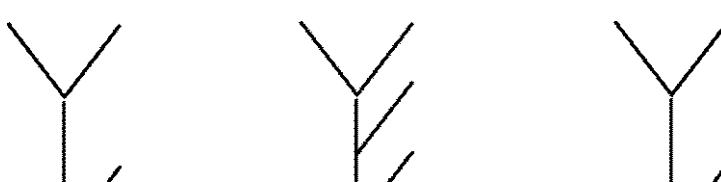
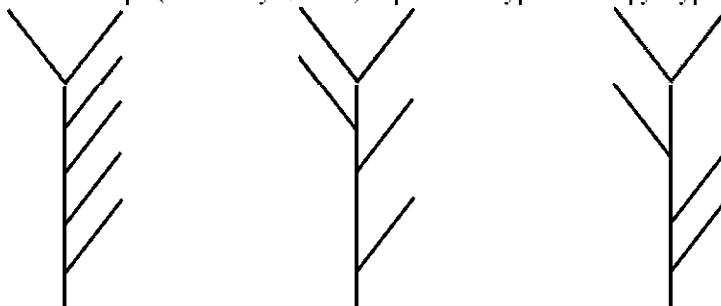
7) для всех рек региона исследований характерно резкое уменьшение количества и длины рек II порядка по сравнению с реками III, IV, V порядков – постоянное уменьшение их величины с увеличением порядка. Исключением являются бассейны рек Рики, Тересвы и Теребли, в которых прослеживается уменьшение суммарной длины рек III и IV порядков и увеличение этого показателя для рек V порядка.

Таблица 2

Коэффициенты бифуркации разнопорядковых рек основных речных систем горной части Закарпатья

Речная система	Коэффициент бифуркации рек $R_b = N_i/N_{i-1}$			
	N_1/N_2	N_2/N_3	N_3/N_4	N_4/N_5
Уж	4,66	6,44	3	3
Латорица	5,19	4,2	3,33	3
Боржава	4,64	4	4	3
Рика	4,22	4,43	7	2
Теребля	6,78	4,5	3	2
Тересва	4,85	4,5	3,5	4
Шопурка	5,62	6,5	2	1
Косовская	5,4	5	-	-
Б.Тиса	5,57	3,29	3,5	3
Ч.Тиса	4,63	3	5	2

Изменение структуры речных систем региона за период 1939-1992 гг. Под изменением структуры речных систем понимается появление или исчезновение новых элементов (подсистем), как правило, более низких таксономических рангов в составе более крупных, смсна ранга системы в целом под воздействием природных и антропогенных факторов (Ковальчук, Штойко, 1992). Для исследования структурных изменений речных систем в работе использованы методы сравнительного анализа разновременных топографических карт (Ковальчук, 1993). Сравнение уровней структурной



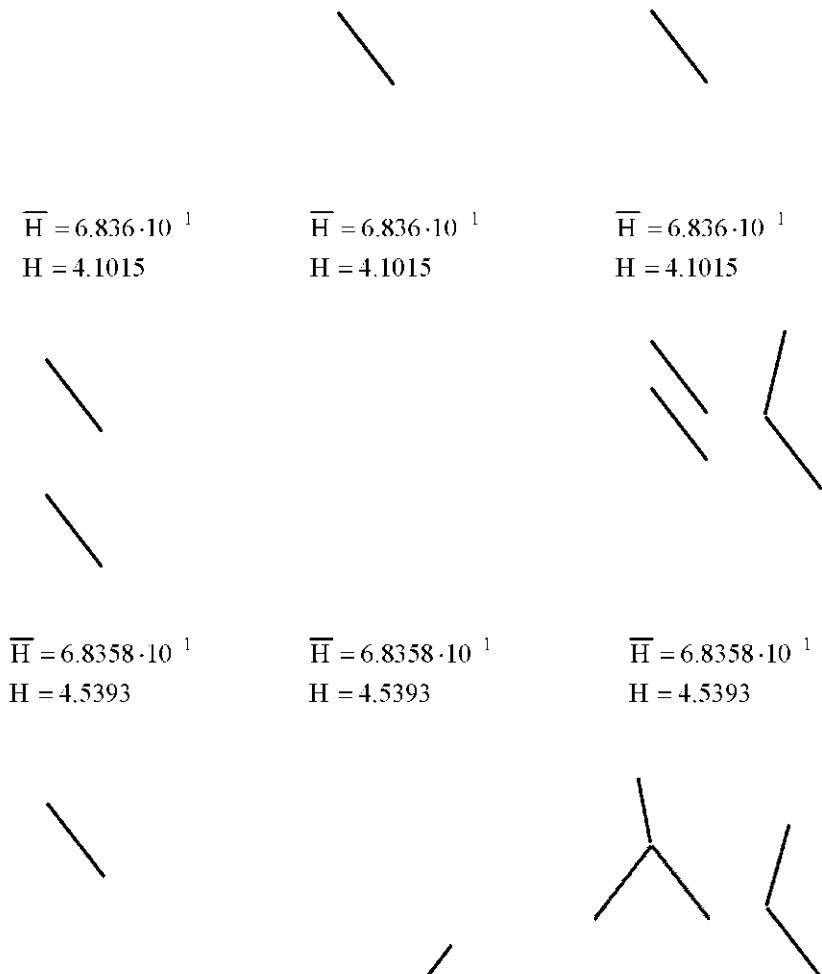


Рисунок. Примеры топологически различных речных структур
(где \overline{H} - энтропия речных систем; H - средняя энтропия)

организации речных систем осуществлялось для двух временных срезов - 1939 и 1992 гг. с использованием модифицированной схемы Сталсра-Философова. Последнее дало возможность оценить не только суммарное изменение основных структурных показателей (количество и длины) разно-

порядковых рек, но и изменение этих показателей в зависимости от их пространственного положения в системе.

Изменения структуры речных систем осуществляются под влиянием как природных, так и антропогенных факторов. Возникают вопросы: каким образом отличить природную и антропогенную составные изменения структуры? как определить, где идет деградация, а где происходит природный процесс формирования системы? В большинстве случаев дать однозначный ответ сложно, т.к., с одной стороны, увеличение-уменьшение рек в структуре может выступать как природный процесс формирования речных систем, а с другой, как процесс дезорганизации системы и ее медленной деградации. Поэтому, при анализе структуры речных систем и ее трансформации использована энтропийная (информационная) оценка, которая учитывает все элементы речных систем, а также их взаимное расположение (Гарцман, 1973; Казанский, 1976; Каравас, Худяков, 1984; Корытий, 1987). Обратимся к примеру топологически разных речных систем при их мощности (Shreve, 1969), равной 6 (рисунок). Как видно, максимальное значение энтропии ($H=7,746+10$) соответствует наиболее упорядоченной системе. Последнее подтверждается максимальным значением средней энтропии или удельной структурной меры ($H=4,648$). Исходя из того, что любая речная система в своем саморазвитии будет стремиться к максимальной упорядоченности элементов, этот процесс будет сопровождаться сокращением количества беспорядкообразующих рек и увеличением числа порядкообразующих, а, значит, и повышением порядка системы в целом. Такое усложнение структуры, отразившиеся в увеличении энтропии, характеризует природный процесс развития речных систем и обусловлено законами ее саморазвития. В другом случае увеличение энтропии может быть вызвано увеличением количества беспорядкообразующих рек, что также ведет к усложнению структуры, увеличению энтропии, но не к упорядоченности системы. В этом случае усложнение структуры ведет к дезорганизации системы и направлено на ее разрушение.

Учитывая эти моменты, по особенностям изменения структуры на временным интервале T_1-T_2 можно установить критерии оценки тенденций деградации или саморазвития речных систем. Так, на саморазвитие речных систем указывают: а) небольшое увеличение энтропии бассейна за счет роста количества порядкоформирующих рек и уменьшение беспорядкообразующих; б) увеличение порядка и величины средней энтропии речной системы в целом. О деградации речных систем свидетельствуют: а) понижение порядка речной системы от ранга K (в пределах одного бассейна) к рангу K-1 или K-п; б) увеличение количества беспорядкообразующих рек, что приводит к увеличению энтропии и уменьшению средней энтропии; в) общее уменьшение количества рек, в том числе порядкообразующих. Следует отметить, что сокращение рек, например, I порядка (третий критерий деградации рек), при сложной структурной организации, может не вызывать изменения порядка речной системы в целом, а быть причиной изменения

порядков отдельных элементов системы или их частей. Поэтому говорить об изменении речных систем можно только для бассейнов рек I порядка. Для характеристики изменений в структуре рек высшего порядка используют термин "трансформация речных систем" (Ковалчук, Штойко, 1992).

Кратко остановимся на характеристике изменений структуры речных систем на временном срезе 1939-1992 гг. При первом анализе сложности структурной организации речных систем (соответственно состояниям на 1939 г. и 1992 г.) видно, что бассейны Ужа, Рики, Белой Тисы, Теребли и Тересвы имеют различное количество рек IV и V порядков. Если в бассейнах первых трех рек количество бассейнов IV и высших порядков в 1939 г. было большим по сравнению с их количеством в 1992 г., то в бассейнах Теребли и Тересвы – меньшим. Следует отметить, что в бассейнах рек Ужа и Рики в 1939 г. порядок речных систем в целом был более высоким (VIII), а в бассейне Белой Тисы – остался неизменным (V). Все это свидетельствует о сложных изменениях, которые происходили в структурной организации речных систем в 1939-1992 гг. Рассмотрим их более детально в пределах основных бассейновых систем территории исследований.

Как видно из табл. 3*, речные системы горной части бассейна Тисы можно объединить в две группы с различным суммарным изменением параметров структурной организации: 1) бассейны Ужа, Латорицы и Косовской, где произошло сильное сокращение как суммарной длины, так и общего количества разнопорядковых рек; 2) бассейны Боржавы, Рики, Тересвы, Шопурки, Белой и Черной Тисы, где произошло увеличение суммарной длины рек, но уменьшение их количества. Последнюю группу можно разделить на две подгруппы:

- а) бассейны рек Боржавы, Теребли, где величина изменения длины в несколько раз больше показателя изменения количества рек;
- б) бассейны рек Рики, Шопурки, Белой и Черной Тисы, где оба показателя имеют большие величины.

В бассейнах рек первой группы наблюдается общее сокращение рек разных порядков. Максимальное сокращение свойственно водотокам I порядка, особенно рекам типа I-II-III-IV и I-II-IV. Их количество в бассейне Ужа уменьшилось, соответственно, на 26 и 24 реки (табл. 3), в бассейне Латорицы – на 91 и 26 рек, в бассейне Косовской – на 8 рек. Если в бассейне Косовской произошло общее сокращение рек I порядка различного пространственного положения, то в бассейнах Латорицы и Ужа выявлено уве-

Изменения структурной организации речных систем горной части Закар

Речная система	Тип водотоков по их положению в	
	I-II-III- IV	I-II

* Знаком “+” в таблице показано увеличение разнопорядковых рек в 1992 г. по сравнению с 1939 г. и “-” – уменьшение разнопорядковых рек в 1992 г. по сравнению с 1939 г.; *n* – количество рек различного пространственного положения: *I* – тип разнопорядковых рек; I-II-III-IV – тип реки по ее пространственному положению в системе

		IV	V	VI	IV	V	VI
	/	+32,6	-14,8		-20,0	+18,0	-60,0
	n	-26	-8		-24	+9	-19
Латориня	/	-125,4	+36,8		-31,6	-7,0	
	n	-91	+5		-26	-6	
Боржава	/	+50	+3,0		+22,2	+22	
	n	-5	-11		+15	-5	
Рика	/	+29,2	-101,4	-96,6	+7,6	+79	-71,6
	n	-22	-52	-46	+6	+29	-35
Теребля	/	+18,6			+8,6	-2,4	
	n	-24			+5	+2	
Тересва	/	+103,0	-69,4		+8,6	-0,6	
	n	+39	-60		+4	-19	
Шопурка	/	-6,0			-1,0		
	n	-17			-2		
Косовська	/	-2,0					
	n	-8					
Б.Тиса	/	+62,0	-55,2		+37,2	-2,0	
	n	+5	-38		+19	-1	
Ч.Тиса	/	+15,6	-7,4		+20,5	+17,2	
	n	-25	-18		+5	+5	
		II				II-III	
		III	IV	V	VI	V	VI
Уж	/	-3,4	-22	-19	-21,4		
	n	-5	-13	-3	-6		-21
Латориня	/	-57,6	-39,8	-1,6		+3,8	-99,6
	n	-10	-12	3		+8	-11
Боржава	/	+24,2	-1,4	-13,4		+28,2	+37,6
	n	0	-6	-4			+2
Рика	/	-20,6	+7,8	+31,8	-41,0	+33,6	+11,6
	n	-8	-16	-8	-12	+21	-7
Теребля	/	-17,6	+14,6	-0,6			-2,4
	n	+15	-6	-10			-1
Тересва	/	+43,3	-7,4	-7,4		-51,8	-23,3
	n	+22	-1	2		-2,8	-5
Шопурка	/	-8,4	-1,4				-9,8
	n	-9	-1				-10
Косовська	/	-6,8					-6,8
	n	-2					-2
Б.Тиса	/	+1,8	+18,6	-0,6		-31,6	-10,6
	n	-1	-3	0		-13	-11
Ч.Тиса	/	-14,4	+10,8	-8,2		-13,6	-9
	n	+1	+1	-1		-6	-3
		Суммар. пок. рек II					

Таблица 3
пятья (количество и длина разнопорядковых рек) за 1939-1992 гг.

структурной организации речной системы		
I-III	I	Суммар.

IV	V	VI	IV	V	VI	изм. рек 1
+94,4	-4,2		-25,2	-11,4	-34,8	-34,6
-32	-4		-25	+2	-11	-74
-17,4	+4,2		-11,8	+23,6		-114,6
-22	+2		-20	-13		-145
+12,0	+4,8		-13,2	-8,2		+92,6
-1	+4		-3	0		-6
+13,4	+35,4	-41,8	+18,2	+68	-95,4	+17,6
+1	+15	-21	+8	-22	-28	-19
+6,4			-4,2	+5,2		+45,4
+3			+8	+4		-2
-117,6	-65		+21,8	-83,0		-33
-54	-34		-4	-7		-27
+25,6			-5,2			+25,4
-5			-10			-34
-3,0						-5
-15						-23
+39,2	-6,4		-7	-4,6		+63,2
-16	-5		-9	-4		-17
+1,4	-0,6		-1,8	+5,2		+50,1
-4	-1		-3	-1		-11
III	Суммарн. показатель		IV	V	VI	Общее изм. показат.
IV	V	VI				
+16,8	-5,2		+11,6	-30,4	+13,0	-90,6
-3	-1		-4	-1	-1	-102
-43	-14,8		-57,8	+0,8	+0,2	-271
-2	-2		-4	-1		-161
-28	-12,4		-40,4	+1,0	-3,4	+87,4
-1	+8		+2	0	0	-2
-5	-2,7		-7,7	-9,4	+49,6	-62,4
-4	+7		-4		-1	-32
-18,4			-18,4	-10,2	+14,4	+49,2
-2			-2	-2	+1	-3
+81	-12,8		+68,2	+3,0	-0,2	+80,7
+7	-2		+5	-1	0	-28
-2,2			+2,2	-0,6		+17,2
0			0	0		-44
-0,6			+0,6			-11,2
0			0			-25
+15,8	-16,4		-0,6	-3,2	-9,0	+39,8
0	-3		-3	-1	0	-32
-11,6	-2,2		-13,8	-3,4	+1,0	+24,9
-2	-1		-3	0	0	-17

личесниче количества испорядкоформирующих рек. В бассейне Ужа их количество увеличилось на 32 реки (типа I-III), а в бассейне Латорицы – на 13 (типа I-V). В бассейнах рек этой группы изменилось и общее число рек II и более высоких порядков (табл. 3), а в бассейне Ужа изменился порядок

речной системы в целом (уменьшился с IV порядка на V). Исходя из этих критерииев, свидетельствующих о естественном развитии или деградации речных систем, можно сделать заключение, что в бассейнах рек этой группы произошли структурные изменения, ведущие к деградации речных систем.

В бассейнах рек второй группы – Боржавы и Теребли (подгруппа II а) суммарное уменьшение количества рек I порядка небольшое, соответственно на 6 и 2 реки (табл. 3). Уменьшение количества рек одного пространственного расположения компенсируется появлением рек иной позиции. Иногда это обусловлено изменением порядка основных ее подсистем. Например, в бассейне Теребли уменьшилось количество рек типа I-II-III-IV, по увеличивается количество рек I порядка других типов; растет количество рек типа II-III, но уменьшается количество рек типов II-IV и II-V. Аномальное изменение структуры наблюдаются и в бассейне Боржавы. Эти изменения структуры указывают на то, что в целом бассейны данных рек пребывают в состоянии динамического равновесия, но в самом бассейне происходят сложные изменения их структуры, зачастую антропогенно обусловленные.

В бассейнах рек подгруппы IIб значительную трансформацию испытала структура системы Рики, в которой длина разнорядковых водотоков уменьшилось на 29,4 км. Среди этих рек 19 приходится на водотоки I порядка (в основном типа I-II-III-IV). Коэффициент их трансформации за более чем 50 лет составил 21%. Уменьшение количества рек типа I-II-III-IV обусловило изменение порядка речной системы в целом (с VI на V). Поэтому во многих реках изменилось положение в структуре, а значит и гидроморфологическая роль в функционировании речной системы. Примером могут служить реки типов I-II-III-VI, I-II-VI, II-VI и др. В бассейне Рики длина рек I порядка возросла на 47,4 км, что свидетельствует об усилении регressiveвой эрозии на водосборах. Этому благоприятствует и то, что верховье бассейна Рики лежит в отложениях Красненской зоны, характеризующихся низкой противоэрзационной стойкостью.

Сложные изменения структуры испытал и бассейн Тересвы. Общее количество рек здесь уменьшилось на 19, а длина увеличилась на 80,7 км, что свидетельствует об изменении направленности эрозионно-аккумулятивных процессов, усилении миграции русел, образовании многочисленных рукавов и др.. Аналогичные изменения произошли в бассейнах рек Шопурки, Белой и Черной Тисы.

Обобщая, можно сделать вывод о том, что в бассейнах практических рек Закарпатья в 1939-1992 гг. под влиянием естественных и антропогенных факторов произошло изменение направленности эрозионно-аккумулятивных процессов. Максимальные изменения структуры речных систем выявлены в бассейнах рек Ужа и Латорицы, которые наиболее освоены человеком. Масштабы изменений структуры свидетельствуют о деградационных явлениях в этих речных системах. Если учесть, что экоси-

стемы этих рек испытывают довольно интенсивный техногенный пресс (сброс сточных вод промышленных предприятий и коммунального хозяйства, животноводческих комплексов, стоки из лесосек и сельскохозяйственных угодий и др.). То становится очевидной необходимость дополнения структурных исследований речных систем гидроэкологическими. Эти работы начаты в 1990 г. и ведутся в различных масштабах по настоящему времени. Они дали возможность оценить роль естественных и антропогенных факторов в изменении гидроэкологической ситуации в реках различного структурного положения, решить другие эколого-географические задачи.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Арманд А.Д. Пивальные калы и реки как самоорганизующие системы // Геоморфология. 1980. № 2.
- Гарциман И.Н. Топология речных систем и гидрографические индикационные исследования // Водные ресурсы. 1973. № 3.
- Казанский Б.А. Количественная характеристика структуры речных систем // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 54. 1976.
- Карасев М.С., Худяков Г.И. Речные системы на примере Центрального Востока. М.: Наука. 1984.
- Ковалевчук И.П. Эколого-геоморфологический анализ флювиальных систем региона: Автoref. диссерт. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М. 1993.
- Ковалевчук И.П., Штойко Н.И. Речные системы Западного Подолья: методика выявления масштабов и причин многолетних изменений их структуры и экологического состояния // Геоморфология. 1989. № 4.
- Кортильди Л.М. Геосистемно-гидрологический подход к природно-хозяйственному районированию // География и природные ресурсы. 1987. № 1.
- Поздняков А.В., Черванев И.Г. Самоорганизация в развитии форм рельефа. М.: Наука, 1990.
- Shreve R.L. Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks. -J. Geol.. 1969. Vol. 77. № 4.

[В содержание](#)

H.B. Хмелева, О.В. Виноградова, Н.Н. Виноградова, Л.В. Маорс

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСПОРТА НАНОСОВ НА ГОРНЫХ И ПОЛУГОРНЫХ РЕКАХ

К настоящему времени исследователями, занимающимися изучением русловых процессов на реках, протекающих в горах и предгорьях, накоплен огромный фактический материал и выявлен ряд закономерностей. Они касаются закономерностей русового режима, особенностей формирования и движения наносов в реках высоких порядков на Кавказе (Сахарова, Лебедева, 1967; Лодина, 1974; Чалов, 1979), в Восточной Сибири (Борсук, Лодина, 1974; Беркович и др., 1985; Борсук и др., 1995). В ряде этих и других работ (Чистяков, 1978) изучение речных наносов базировалось в основном на исследовании русового аллювия с точки зрения влияния на него геолого-геоморфологических факторов. Небольшая их часть касалась оценки подвижности русового аллювия (Ромашин и др., 1982), расчетам размеров и фракционного состава руслоформирующих наносов (Галмаза, Крошкин, 1968) и т.п. В теории формирования и транспорта наносов остается много нерешенных вопросов, особенно для рек низких и средних порядков, где, как правило, отсутствуют гидрометрические наблюдения, в том числе и за стоком наносов. Результатам исследования небольших горных и полугорных рек (I-VII порядка) посвящена настоящая статья.

Руслы этих рек формируются в скальных породах. Вследствие неизученности их продольных профилей и больших уклонов они характеризуются высокой транспортирующей способностью, обеспечивающей перенос крупных фракций и формирование валунно-галечного состава наносов. Результаты исследований получены на основании многолетних работ по двум направлениям, охватывающим различные по времени этапы формирования рек. В первом из них рассматриваются результаты изучения наносов горных и полугорных долин Сибири, сформированных в течение длительных геологических периодов. Особенности формирования и транспорта наносов реконструируются на основании изучения аллювиальных россыпей золота. Частицы золота, обладая большим удельным весом, являются составной частью речных наносов и, как свидетельствуют проведенные исследования, чутко реагируют на изменения условий их транспорта. Их можно рассматривать в качестве трассеров, дающих представления как о путях движения наносов, так и механизме их формирования.

Второе направление основано на ежегодных стационарных наблюдениях в течение 25 лет за динамикой русловых форм и слагающим их аллювием на горных реках Кавказа. Эти исследования дали возможность детально изучить механизм формирования наносов на этих реках и оценить в нем роль речного потока. При исследованиях первого направления использовались результаты геолого-разведочных работ, проводившихся с целью поиска и опробования россыпей золота. Преимуществом этих работ, которые обычно проводятся методом бурения скважин, является большая густота

та разведочной сети, позволяющая проследить изменения состава наносов как по длине, так и по ширине долин. Кроме того, скважинами вскрывается вся мощность аллювия до поверхности коренных пород, и охватываются отложения не только современного пойменно-руслового комплекса, но и погребенные аллювиальные отложения, залегающие как в днищах современных долин, так и на террасах. На основании этих материалов удается реконструировать особенности транспорта наносов в течение длительных геологических периодов. Изучение россыпей содержащих долин показало, что особенностью изучаемых рек является образование потоком на стадии врезания в скальные породы скульптурных эрозионных форм, которые являются цоколями островов, шпор излучин и т.д., перекрытых плащом наносов или выходящих на поверхность в виде скальных неровностей. Формы цоколей повторяются в основном в морфологии современных русел. Благодаря высокой противовоздушной стойкости цоколи сохраняют устойчивое положение по длине потока в течение длительного времени. Они оказывают влияние на скорость потока, его глубину и т.п., определяя особенности механической дифференциации транспортируемых им наносов. Отмечается зависимость морфологии и размеров этих форм от порядка водотока и типа русла. Об их морфологическом разнообразии можно судить по формирующимся в таких долинах концентрациям золота (Хмелева и др., 1983).

Гранулометрический состав наносов, помимо транспортирующей способности потока, определяется также крупностью обломочного материала, поступающего из источников трех типов: 1) со склонов долин при горизонтальных деформациях русел. 2) в результате размыва коренных пород в днищах долин и 3) выносимых притоками. Роль последних в пополнении наносов основной реки зависит от соотношения размеров поступающих в поток обломков и самого притока, с которым связаны особенности его русового режима.

Водотоки низких (I-II) порядков принадлежат к горному типу русел с неразвитыми русловыми формами. Их наносы приурочены к стрежневой зоне и сложены несортированным, практически неокатанным материалом, в котором не выражена дифференциация по вертикали разреза и по длине потока. Процесс дифференциации проявляется лишь в накоплении более крупных обломков у выступов в русле скальных пород и в западинах скального ложа. Обломочный материал, поступающий со склонов, в этих водотоках представлен в виде широких языков, вклинивающихся в поток наносов основной реки. В прирусловой части днища языки вытягиваются по направлению ее течения и прослеживаются на протяжении первых сотен метров.

На участках размыва днища основной поток наносов обогащается разнодисперсионным несортированным материалом, имеющим непосредственно на участке размыва форму линз, вытянутых по течению и переходящих затем в струю длиной в сотни метров. Дифференциация наносов при

этом нарушается, и лишь постепенно происходит вовлечение поступившего обломочного материала в их общий поток.

С верховий и из притоков низких порядков наносы поступают в долины средних порядков (III-IV). По типу русловых процессов они относятся к горным с развитыми русловыми формами и полугорным. Помимо прямолинейных однорукавных широкос рас пространение в этих долинах имеют меандрирующие и многорукавные русла. В связи с этим в транспорте наносов возрастает роль русловых форм, которые определяют их дифференциацию. В качестве активных путей транспорта наносов становятся русла, зафиксированные в виде эрозионных ложбин в рельефе скального ложа. Вдоль них на бесприточных участках возрастает сортированность и окатанность наносов и хорошо выражена их дифференциация по вертикальному разрезу с образованием базального горизонта аллювия. В зависимости от типа русла выделяются побочки и острова, стрежневые зоны, по которым осуществляется основной транспорт наносов, и участки распластывания потока, где происходит аккумуляция более мелкого материала.

Меандрирующий тип русла характерен для участков, где река дренирует более податливые к размыву породы. Рельеф скального ложа здесь представлен также врезанной в коренные породы эрозионной бороздой, фиксирующей положение основной струи наносов и осложнен чередующимися по ее длине западинами и грядами, играющими такую же роль в механизме транспорта и дифференциации наносов, как плесы и перекаты на равнинных реках. В первых происходит аккумуляция более мелких наносов, в вторых – их укрупнение за счет вымывания мелких частиц.

Схожеобразно в водотоках средних порядков проявляется роль источников подпитки основного потока наносов обломочным материалом на участках с различными типами русел. Последние косвенно связаны с литолого-структурными особенностями прорезаемых потоком пород. Так, прямолинейный тип русла свойственен участкам локальных положительных структур, сложенных трудноразмываемыми породами. Подпитка наносов в этом случае осуществляется за счет поступления в поток материала при размыве скального ложа в результате врезания потока. На таких участках за счет вымывания мелких частиц отмечается локальное увеличение крупности аллювия. При узости долин возможно непосредственное поступление в поток обломочного материала со склонов долин.

Для меандрирующих русел роль склоновых источников помимо порядка водотока, определяющего параметры излучин, зависит также от величины площади соприкосновения вогнутых участков излучин с коренными склонами. В случае свободных меандров, отличающихся интенсивными горизонтальными деформациями, происходит расширение днища долины. Пояс меандрирования нередко смешен к их оси. Связь русла со склонами прекращается, и в поток поступает более сортированный и мелкий материал, образующийся в результате перемыва пойменных и террасовых отложений. На участках врезанных меандров поступление наносов с подмываемых

коренных берегов может быть значительным вследствие их более устойчивого положения. На менее важным источником в пополнении наносов на участках с меандрирующим руслом являются продукты размыва коренных пород при врезании реки. В этом случае в основном потоке наносов прослеживаются значительные по размеру струи, материал которых отличается от основной массы наносов плохой окатанностью, повышенной крупностью, а в некоторых случаях, иным литологическим составом. Протяженность таких струй зависит от уклонов русла и на круtyх участках продольный профиль может достигать 1,5-2,0 км. Постепенное воздействие потока на поступившие из скального ложа обломки приводит к выравниванию крупности: их размер становится близким к размерам рулоформирующих фракций, и поступивший материал полностью включается в состав транспортируемых наносов.

Разветвленные русла в долинах средних порядков менее распространены по сравнению с прямолинейными и меандрирующими. Они приурочены к участкам выпложивания продольного профиля и интенсивной аккумуляции наносов в нижнем течении рек. Характерная особенность этого типа русла – резкая изменчивость основных путей транспорта наносов, представленных сетью рукавов и проток. Активизирующим фактором, способствующим сортировке наносов, являются интенсивные горизонтальные деформации русел. Об этом свидетельствуют вскрываемые скважинами в днище долины многочисленные эрозионные борозды, выработанные в коренных породах, к которым приурочены струи напосов, сложенные крупным материалом. Поступление наносов со склонов и из днищ долин крайне незначительно. Небольшие порции склонового материала "растаскиваются" потоком по всей ширине долины и не оказывают большого влияния на гравиметрический состав напосов.

Выносы наносов притоками нарушают механическую дифференциацию наносов основной реки. Установлено, что в зависимости от порядков сливающихся водотоков, их уклонов и угла подхода, выносящего наносы притока, создаются специфические условия их транспорта и аккумуляции в основном потоке. Наносы из притоков либо накапливаются непосредственно в устьях или после поступления в реку включаются в транспорт наносов, перемешиваясь с последними. Ими же определяется и протяженность зоны влияния притоков на транспорт наносов основной реки. Результаты изучения процессов в узлах слияния рек свидетельствуют, что при углах соединения притока и основной реки в 300 и пологих уклонах русел в днище основной реки формируются две узкие, вытянутые параллельно друг другу струи наносов, которые не смешиваются на расстоянии 200-300 м. С возрастанием порядка протяженность этой зоны увеличивается. При слиянии водотоков с относительно пологими уклонами и углом подхода от 60° до 90° наносы в устьевой зоне притока образуют своеобразную дельту выполнения, аналогичную тому, как это отмечалось для крупных рек (Хмелева и др., 1983; Никитина, 1989). Главную роль в их накоплении в этом случае

играет динамический подпор притока во время половодья или паводка на основной реке, когда уменьшаются уклоны водной поверхности и скорости течения в устьевой зоне притока. При тех же углах подхода, но при впадении крутопадающих притоков на крутых участках основной реки происходит накопление ианосов в виде конуса выноса, который постепенно вытягивается широким языком, сливающимся с ианосами основной реки. При снижении уклонов основного водотока в его долине формируются дельты выдвижения, сложенные крупными наносами, которые не сразу втягиваются в транспорт наносов основной реки и могут являться источниками ианосов в последующие эрозионные эпохи. Струя ианосов основного водотока отклоняется к противоположному от устья притока борту, образуя излучину. Выше впадения крутопадающих притоков, значительная часть ианосов, переносимых основным водотоком, аккумулируется во внутренней дельте, формирующейся в долине основного водотока перед узлом слияния. Нижнее по течению транспортируются наносы как основного водотока, так и выносимые из притока.

Применительно к горным и пологорным рекам исследуемых порядков распространено мнение об устойчивости их русел и соответствующих русловых форм. Оно обычно базируется на основании сопоставления их планового положения за относительно короткие, исторически обозримые промежутки времени. Выполненные исследования дают основание считать, что это мнение не совсем соответствует действительности. Горизонтальные деформации этих русел зависят как от длительности периодов их развития, так и от типа русла. Последний связан, в свою очередь, с геолого-геоморфологическими условиями формирования долин. Так, наибольшей устойчивостью характеризуется иерархическое прямолинейное русло. Его положение остается неизменным как в течение одного эрозионного цикла, так и последующих более молодых (рис. 1). В этом случае наносы более древних циклов включаются в состав более молодых.

Свободномеандрирующие русла испытывают деформации как в течение одного, так и нескольких циклов. Изменение географических условий и гидрологического режима в разные эрозионные циклы оказывается на размерах и форме излучин вплоть до их полной инверсии, тогда как в течение одного цикла происходит лишь смещение излучин вверх или вниз по течению (рис. 1). Любопытно, что сформированные в течение древнего цикла скульптурные цоколи русловых форм сохраняются на террасах в виде реликтов. При смене этого цикла последующим они возникают заново неслучайно с сохранением полного подобия. Рисунок врезанных меандров наиболее постоянен. В течение нескольких циклов форма таких отдельных излучин может оставаться подобной или слабо изменяться. Последнее обычно связано с устойчивым плановым положением цоколя в ее выпуклой части, который постепенно стачивается потоком вплоть до прорыва шейки меандры. Таков один из механизмов формирования крупных долинных излучин (рис. 1).

Наименее устойчивыми являются участки разветвленных русел. Рисунок этих русел резко меняется как в течение одного эрозионного цикла, так и нескольких. В результате миграции потока и изменения положения рукавов на таких участках формируются аномально широкие днища долин, названные в Сибири "нолинами".

Выявленные при изучении россыпей содержащих долин закономерности механизма формирования наносов дополняют результаты стационарных исследований. Их объектами служили надводные части побочней и осередков горной реки Бзыби VII порядка, расположенные на участках с разными типами русел – горным с развитыми аллювиальными формами, полугорным мандривающим и разветвленным. Побочни сложны валунно-галечным аллювием разнообразного фракционного состава (от крупных валунов размером 50-100 см до песчаных частиц диаметром менее 0,5 см) с преобладающим диаметром наносов 5-10 см. Наблюдения за динамикой русловых форм и слагающим их аллювием проводились с 1963 по 1988 гг. Для фиксации изменений, происходящих на их поверхности, применялась повторная фотогеодолитная съемка (Виноградова и др., 1978). Деформации русловых форм и гранулометрический состав слагающих их наносов изучался путем сравнения данных ежегодных съемок и полевых наблюдений.

Полученные результаты подтверждают положение об устойчивости русловых форм. В течение всего этапа наблюдений положение перекатов, побочней и осередков по всем типам русла оставалось неизменным. Небольшие горизонтальные деформации побочней отмечены только за счет размыва или аккумуляции наносов по их внешнему краю в полосе, ширина которой увеличивается от 5-10 м на побочне в русле горного типа до 10-30 м – в полугорном русле. Более сложные переформирования наблюдались на участках разветвленного русла. Плановые изменения русловых форм выражаются здесь в причленении отмелей к побочиям или их последующем отторжении в результате образования на их поверхности новых проток и рукавов. Они позволяют реконструировать механизм формирования русла и объяснить причину его сложного рисунка. Смещения же побочней здесь также не произошло, хотя В.В. Ромашиным (1972) они отмечены для подобного типа русла при расходах редкой обеспеченности. В целом установлено, что независимо от типов русла поверхности побочней и осередков сильно деформируются в результате изменений подхода к нему потока, режима и величины стока наносов, что подтверждает выводы А.Н. Крошкина (1981).

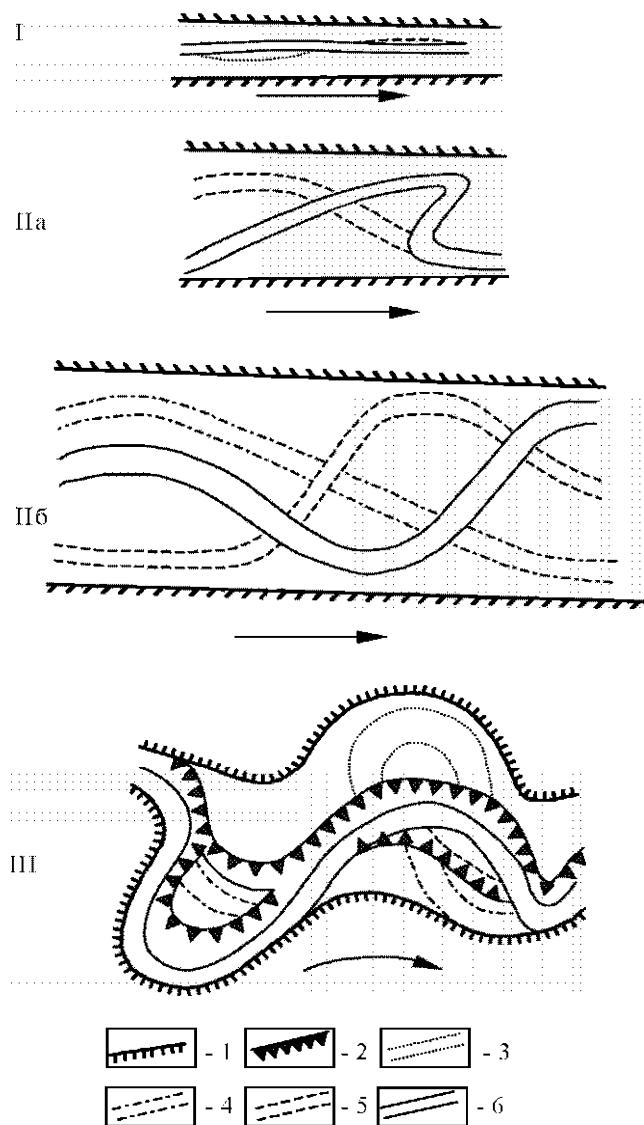


Рис. 1. Эволюция различных типов русел горных и полугорных рек низкого и среднего порядков: I – прямолинейного врезанного русла на разных эрозионных этапах; II – свободно меандрирующего русла в течении: а – одного и б – нескольких эрозионных циклов; III – развитое врезанной излучиной на разных эрозионных этапах.

1 – борт долины, 2 – эрозионные уровни, 3 – русло низнечетвертичного возраста, 4 – русло среднечетвертичного возраста, 5 – русло голоценового возраста.

Показателем вертикальных деформаций русловых форм служит величина "активного" слоя наносов. Это – подвижный новерхностный слой наносов на побочнях и осередках, изменяющийся по мощности вследствие размыва или аккумуляции (Виноградова, 1987). Она варьирует в широких пределах, превышая в отдельные годы более чем в два раза наибольшую крутизну частиц отмостки (40-50 см) и изменяясь на различных элементах русловых форм. Наименьшая мощность активного слоя наносов (менее 5-10 см) отмечается на возвышенных средних частях побочней, менее подверженных воздействию водного потока. Наибольшая мощность (более 1 м) наблюдается в местах, наиболее подверженных его влиянию: приурезовой полосе, головных частях побочней, побочневых протоках, образующихся в паводки. Сверху вниз по реке при смене типов русла мощность активного слоя наносов увеличивается (табл. 1). Переработка наносов потоком на побочнях происходит в определенном диапазоне величины мощности активного слоя, о чем свидетельствуют близкие среднемноголетние годовые величины слоя размыва-аккумуляции на всех изучаемых русловых формах р. Бзыби при разных типах русла. Однако в зависимости от последних деформаций побочней протекают различно. Так, в русле горного типа с развитыми аллювиальными формами они выражаются преимущественно либо в размыве, либо в аккумуляции наносов на всей их поверхности. На побочнях полугорного меандрирующего русла при размыве на их верхнем участке, на нижнем, как правило, идет аккумуляция, или наоборот, т.е. от года к году по длине побочия отмечается чередование зон размыва аккумуляции, связанное, скорее всего, с изменением уклонов водной поверхности по его длине. Для разветвленного русла картина распределения зон размыва-аккумуляции более сложная в связи с интенсивным пересформированием русла.

Таблица 1.
Среднемноголетняя годовая мощность активного слоя наносов
на русловых формах р. Бзыби.

Тип русла, русловая форма	Расстояние от устья, км	Мощность активного слоя	
		размыв	аккумуляция
Горное с развитыми аллювиальными формами; правобережный побочень	28,0	0,19	0,13
Полугорное меандрирующее; правобережный побочень	21,4	0,27	0,31
Полугорное разветвленное; правобережный осередок, левобережный побочень	1,6	0,56	0,51

Анализ деформаций русловых форм и режима реки по периодам наблюдений показал, что они зависят от сочтания стока воды и наносов. Установлено, что преобладающий размыв побочней и осередков, сопровождаемый увеличением стока влекомых наносов происходит в периоды с повышенным стоком взвешенных наносов (Виноградова, 1987), когда наблюдается тенденция к увеличению среднего слоя и объема размыва наносов на побочиях. Это согласно исследованиям Н.И. Макавеева и др. (1970), Е.К. Рабковой и др. (1970), К.И. Росинского, В.К. Дебольского (1980), связано с повышением влекущей силы потока при увеличении мутности. Аккумуляция наносов на поверхности русловых форм и сокращение объема стока влекомых наносов наблюдается обычно при пониженном стоке взвешенных наносов.

По мере изменения транспортирующей способности по длине реки меняется и гранулометрический состав ианосов, слагающих русловые формы. Средний диаметр частиц отмостки и аллювиальной толщи, залегающей под ней, колеблется от года к году от 2 до 20 см. Они убывают вниз по течению и меняются по длине реки от одной русловой формы к другой и в пределах самих форм. В большинстве случаев размер частиц отмостки и аллювиальной толщи уменьшается от головной или средней части побочия к нижней, сортированность несколько улучшается. Подобная закономерность обусловлена, вероятно, снижением транспортирующей способности потока по длине побочия и соответствует выводам, полученным для других рек с галечно-валунным руслом (Сахарова, Лебедева, 1967; Беркович и др., 1985). Наименьшие изменения крупности наносов отмечены в средних частях побочней, где наблюдаются наименее интенсивные деформации, связанные с кратковременным воздействием на них потоков половодья и паводков. На выровненной поверхности средней части побочия в русле горного типа наносы характеризуются максимальными значениями среднего диаметра частиц отмостки и аллювиальной толщи и наибольшим содержанием в последней частиц диаметром более 10 см. На побочис в полуогородном русле меландрирующего типа средний диаметр частиц отмостки уменьшается более чем в два раза. в аллювиальной толще на треть сокращается содержание мелких валунов и на столько же возрастает содержание мелкозема с частицами диаметром менее 0.5 см.

Дифференциация наносов, составляющих отмостку и аллювиальную толщу, отмечается и по поперечному профилю русловых форм. Аллювий на склоне побочия вследствие интенсивного перемыва его потоком характеризуется по сравнению с ровной поверхностью большими различиями среднего диаметра наносов отмостки, меньшими величинами среднего диаметра частиц аллювиальной толщи и лучшей их сортированностью.

Крупность частиц определяет форму их перемещения. Транспорт крупных валунов (50-100 см) осуществляется преимущественно перекатыванием и сальтацией, а мелких (10-25 см) – волочением, результатом чего выступает более изометрическая форма первых и уплощенная – вторых. По-

следних, как показали результаты экспериментальных исследований (Экспериментальная геоморфология, 1978), более подвижны и могут довольно далеко и быстро перемещаться потоком.

Большую часть года наносы, слагающие русловые формы горных и полугорных рек, неподвижны. Однако их крупность существенно варьирует от года к году в результате различий гидрохарактеристик потока, насыщенности его наносами и т.п. В местах, наиболее подверженных воздействию потока, средняя крупность частиц наносов от года к году может изменяться в два и более раза. Увеличение крупности частиц в отмостке происходит, как правило, за счет повышения процентного содержания частиц диаметром более 10 см и понижения в результате вымывания — менее 10 см, которые перемещаются в виде влекомых наносов. Количество последних на побочниках характеризуется наименьшими изменениями от года к году. В то же время их содержание увеличивается при движении вниз по реке в результате уменьшения крупности наносов в этом направлении. В аллювиальной толще некоторым постоянством отличается содержание песчано-гравийных наносов диаметром менее 0,5 см. Количество валунов диаметром более 10 см испытывает в нее намного большие изменения, особенно на участках горного русла, где они являются руслоформирующими и интенсивно перемещаются потоком.

Несмотря на отсутствие тесной связи между крупностью руслообразующих наносов и гидрологическим режимом реки, прослеживается тенденция к увеличению среднего диаметра частиц отмостки с возрастанием средних за период расходов воды, особенно при смене маловодного года многоводным и наоборот. В многоводные годы по сравнению с маловодными в связи с возрастанием транспортирующей способности потока в движение в большом количестве включаются валуны диаметром 10-25 см, о чем свидетельствует увеличение их содержания по всей поверхности побочников. Более мелкие частицы диаметром менее 10 см интенсивно перемещаются, вследствие чего их содержание по всей поверхности побочник уменьшается в головной и нижней частях. В многоводные годы по сравнению с маловодными в транспорт включается больше изометрических частиц, что проявляется в возрастании коэффициента удлиненности частиц отмостки. В аллювиальной толще при смене маловодного года многоводным обычно увеличивается содержание частиц диаметром 10-25 см и 5-10 см и уменьшается — частиц диаметром менее 5 см. Это свидетельствует о том, что в многоводные годы более интенсивному воздействию потока подвергается не только отмостка, но и верхние слои аллювиальной толщи. Главную роль в транспорте руслобобразующих наносов на русловых формах горных и полугорных рек со свойственным им паводочным режимом стока играют максимальные расходы воды, что подтверждается зависимостью ($r = 0,70$) между средним диаметром частиц отмостки и максимальными расходами воды (р. Бзыби).

Результаты исследований свидетельствуют, что водотоки горного и полугорного типа средних и низких порядков (II-VII) по механизму формирования и транспорту наносов занимают особое положение. В формировании их наносов значительная роль принадлежит источникам питания и аккумуляции наносов, впервые выделенным Н.И. Маккавесовым (Экспериментальная геоморфология, 1978) в качестве генетических комплексов аллювия. Эти комплексы, последовательно смешивая друг друга, отражают особенности дифференциации наносов по крупности, снижение роли источников питания и возрастание влияния русловых процессов. Применительно к водотокам низких порядков для этих комплексов характерны следующие признаки. На участках проследывающего привноса обломочного материала русловые процессы слабо проявляются, практически отсутствует сортировка наносов, отлагается значительная часть крупных обломков. На участках транзита, начиная с водотоков III порядка, в связи с возрастающей транспортирующей способностью усиливается дифференциация наносов по крупности. Соотношение порядков основного водотока и размеров источников поступления наносов таково, что они оказывают значительно влияние на гранулометрический состав основного водотока. Процесс дифференциации осложняется под воздействием эрозионно-аккумулятивных форм русла. В итоге осуществляется переход крупных обломков в состав базального горизонта аллювия, их локальная аккумуляция на отдельных элементах и формах русла и вынос мелких фракций, переходящих при их перемыве в состав взвешенных напосов. Все это приводит к пофракционному изменению состава наносов, сопровождающему уменьшением их среднего диаметра. На участках аккумуляции в связи с расширением долины и удалением потока от ее склонов поступление материала с них по сравнению с общим потоком напосов плавательно. Небольшую роль играет и материал, поступающий из днища. Пополнение наносов возможно за счет выноса притоков. Состав наносов здесь более однороден из-за незначительного содержания крупных валунов и выноса мелких фракций.

Для исследованных рек свойственно формирование специфических русловых форм скульптурного типа. Созданные в скальных породах цоколи этих форм, перекрыты наносами, характеризуются устойчивостью планового положения в историческое время и изменяются в процессе длительной эволюции. Эти формы определяют особенности механизма транспорта наносов. Он осуществляется, судя по результатам стационарных исследований, не в грядовой форме, свойственной равнинным рекам, а путем смешения отдельных обломков или их ассоциаций. На горных реках с развитыми аллювиальными формами побочны сложены крупнообломочным материалом не только в отмостке, но и в аллювиальной толще. Вертикальные деформации поверхностей побочней связаны с транспортом обломков, осуществляемым по всей их площади. В русле меандрирующей реки побочны сложены более мелкими наносами. Для них характерно чередование зон размыва и аккумуляции и изменение их положения по длине побочия от

года к году. Образование этих зон связано, по-видимому, с локальным перемещением по поверхности побочия ассоциаций обломков, аналогичных "жилам" наносов. Таким образом, побочни и осередки в руслах горных и полугорных рек являются путями транспорта наносов. На них происходит периодическое перераспределение и обмен между транспортируемыми и отложившимися наносами.

Литература

ЛИТЕРАТУРА

- Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 1.
- Борсук О.А., Лодина Р.В. Русловой аллювий на верхней и средней Лене // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. М.: изд-во МГУ. 1974.
- Борсук О.А., Долженко Ю.А., Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Матвеев Б.В., Христофоров А.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на верхнем Алдане и их учет при транспортном освоении рек // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. М.: Изд-во МГУ 1955.
- Виноградова Н.Н. О роли побочней и осередков в транспорте наносов горных рек // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 6.
- Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Применение фототеодолитного метода при изучении русловых форм на реках Абхазии // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 7. М.: изд-во МГУ. 1978.
- Кропкин А.Н. Экспериментальные исследования русловых образований на горных реках // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: изд-во МГУ. 1981.
- Лодина Р.В. Сортировка аллювия на реках Западной Грузии. // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. М.: изд-во МГУ. 1974.
- Маккавеев П.И., Литвин Л.Ф., Хмелева Н.В. Использование транспортирующей способности речного потока в практических целях // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1970. № 2.
- Никитина Н.А. Русловые процессы в узлах слияния рек. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: 1989.
- Рабкова Е.К., Анаев С.А., Петров Б.В., У ОН Мьюинт. Влияние мутности на гидравлические характеристики потока, расход донных наносов и форму речного русла // Движение наносов в открытых руслах. М.: Наука, 1970.
- Ромашин В.В. Оценка руслового режима по морфологическим характеристикам // Труды ГГИ. Вып. 190. 1972.
- Ромашин В.В., Шугар А.К., Щукин В.Г. Оценка подвижности руслового аллювия горных рек // Метеорология и гидрология. 1982. № 8.
- Россинский К.Н., Дебольский В.К. Речные наносы. М.: Наука. 1980.
- Сахарова Е.И., Лебедева Н.В. О факторах, определяющих состав аллювия р. Мыймы // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 1.
- Талмаза Н.В., Крошкин А.Н. Гидроморфометрические характеристики горных рек // Фрунзе: Кыргызстан, 1968.

Хмелева Н.В., Виноградова О.В., Маорс Л.В. Генетические комплексы россыпесодержащего аллювия водотоков низких и средних порядков и их морфогенез // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9; М.: изд-во МГУ, 1983.

Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. М.: изд-во МГУ, 1979.

Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978.

Экспериментальная геоморфология. Вып. 3. М.: изд-во МГУ, 1978.

В содержание

*К. Кжемень, В. Хелмицкий
Ягеллонский университет, г.Краков, Польша*

ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛОВОЙ ТАКСОНОМИИ

К ТИПОЛОГИИ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

(на примере реки Феши, горы Кэрнгорм, Шотландия)

Введение

На продольном профиле каждой реки можно выделить различные морфодинамические участки. Степень сложности речного русла отражает историю его развития, и чем он сложнее, тем больше морфологических стадий прошел каждый участок и чаще последовательная смена участков вдоль по течению реки. Известно также, что строение речевых систем во многом является следствием пространственных изменений литологии коренных пород. С другой стороны, можно указать районы в почти однородным геологическим строением и очень разнообразной и сложной морфологией речных русел. Исследования внутреннего строения речных русел, которые развивались в разных геологических и климатических условиях, должны привести к познанию роли изменяющейся природной среды в формировании речных русел.

Предметом данной работы явилась идентификация разных типов русел на всем протяжении горной реки Феши в Шотландии. Вместо традиционного описательного подхода было применено пять методов численной таксономии. Полученные результаты были подвергнуты проверке, и окончательно типология русел была установлена посредством анализа результатов таксономических процедур с показателями внутренней структуры русла и сравнения полученных групп с материалами полевых наблюдений.

В различных классификациях речей (например, Nevins, 1965) вся река в целом составляет тип. М.А.Мослей (Mocley, 1987) дал критический обзор различных способов, применяемых исследователями при разработке классификаций речевых систем. Он пришел к выводу, что большинство речей отражает столь сложные изменения природных условий, что следует давать их характеристику, а не создавать классификацию.

В настоящей работе сделана попытка определить разные типы речей на одной реке. Река Феши является очень типичной для достижения этой цели, так как ее русло формируется на общем фоне значительных изменений абсолютной высоты, уклонов и стока воды (таблица), что определяет многообразие его морфологических разновидностей. Вместе с тем горные породы, слагающие ложе реки почти однородны, что облегчает исследование, т.к. геологический фактор может быть исключен из анализа.

Некоторые участки реки Феши представляют собой лучшие в Великобритании примеры многорукавных русел. Именно поэтому исследования этой реки обычно сосредотачиваются, главным образом, на изучении именно многорукавного типа русла (Werritty, 1984). В настоящей работе выполнен анализ всех морфологических разновидностей русла реки Феши.

Район исследований

Река Феши находится в горах Кэнрингем в Шотландии, которые принадлежат к палеозойской системе Грампийских гор. Она является правым притоком реки Слей, которая течет в северо-восточном направлении к Северному морю (рис. 1). Климат района характеризуется сильно выраженным океаническим характером. Годовые осадки обильны, а температура воздуха умеренная (таблица). Коренные породы водосборного бассейна на 80% представлены палеозойскими метаморфическими сланцами. Остальная часть сложена кэнрингемскими гранитами местного батолита (рис. 1Б). Однако они проявляются в бассейне в виде отдельных фрагментов и не подстигают русла главной реки.

Таблица
Характеристика реки Феши и ее водосборного бассейна

Водосборный бассейн	Река
Площадь, кв.км – 234,2	Длина, км – 40,18
Макс. высота м.абс. – 1265	Средний уклон, % – 14,23
Миним. высота, м.абс. – 218	Сток воды по длине, м ³ /с г/п Глендеши Лож
Среднее годовое количество осадков, мм Кингусси (224 м.абс.) – 830	средний – 3,0 максимальный – около 100
Кэнрингем (1090 м.абс.) – 2050	Фешибридж
Модуль стока воды (л/сек.км ²) – 35	средний – 8,0 максимальный – около 200

Долина реки Феши модифицирована плейстоценовыми ледниками. Они срезали возвышенное плато на юге бассейна (700-1000 м.абс.) и его северо-западный склон. На его поверхности преобладают отложения торфа, которые покрывают значительную часть района (рис. 1Б). Покидая плато, долина сужается и становится типичным ледниковым желобом. На средних и нижних участках (ниже 400 м.абс.) долина расширяется. Ее дно выполнено аллювиальными наносами, моренными и флювиогляциальными материалами, которые слагают пять хорошо выраженных позднеплейстоценовых и голоценовых террас (Jaung, 1976). До позднего плейстоцена верхняя часть современной долины Феши принадлежала к речной системе Гельди. Затем нижний водораздел был разрезан наступающим ледником и перигляциаль-

ными водами. В результате этого верхний участок реки Гельди был перехвачен рекой Феши (Linbon, 1949). Вследствие перехвата площадь водо-сборного бассейна реки Феши возросла на 30%.

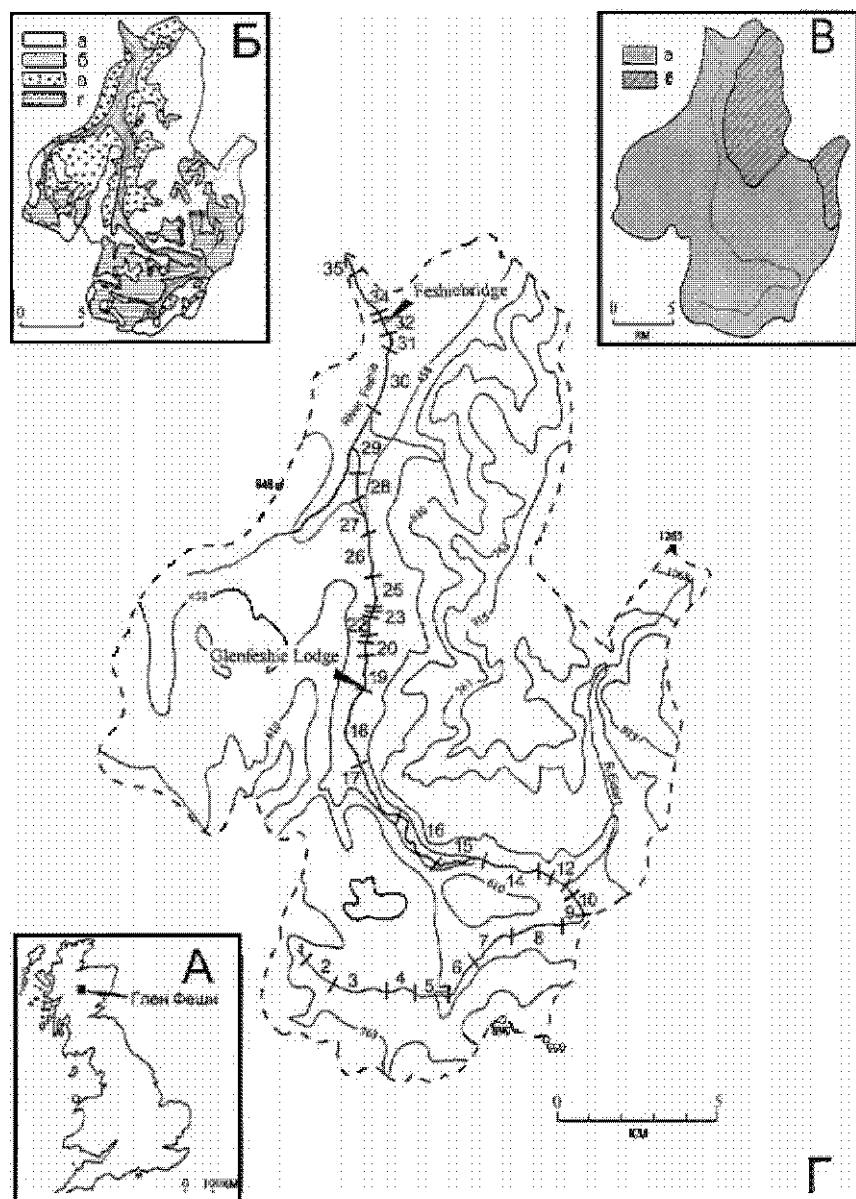


Рис.1. Местоположение и характер района исследований.

А – расположение Глен Феши; Б – распределение поверхностных отложений: а – коренные породы, б – флювиогляциальные и аллювиальные наносы, в – моренные отложения; г – торфяной покров; В – геология коренных пород: а – гранит, б – сланцы; Г – расположение участков (1-35).

Узкая долина Феши (Глен Феши) почти безлесна. Скопления шотландской пихты – остатки древней Календонской пущи – занимают отдельные участки ее дна. Преобладающая часть района покрыта вереском. Верховые участки представляют собой типичные горные дуги.

Благодаря крутым склонам долины, незначительной водопроницаемости ложа и насыщенному водой торфу просачивание воды в грунт ограничено. Это облегчает формирование поверхностного стока, который проявляется в быстрой реакции реки на изобильные осадки. Паводки обычно проходят после сильных летних ливней конвекционного происхождения, осенних или зимних дождей, зарожденных на атмосферных фронтах. Роль талых вод в формировании паводков второстепенна. Запаздывание пиков паводков по отношению к осадкам очень невелико, поэтому река Феши считается одной из самых своеобразных рек Великобритании.

Методика исследований

Процедура проведения типологии речных русел состоит из четырех стадий. Первоначально все русло реки Феши делится на 35 участков (рис. 1); это деление основано на общих характеристиках русла и распределения русловых форм, опознаваемых на картах (м-б 1:25000) и аэрофотоснимках (м-б 1:10000 и 1:25000). Впоследствии это деление было проверено полевыми наблюдениями.

На второй стадии проводится детальное изучение русловых форм, поймы и руслообразующих наносов. Формы русел на каждом участке были измерены и описаны, а результаты занесены в специальные таблицы. Этот метод изучения русел описан М.Камыковской (Kamykowska et al., 1975) и был применен для исследования рек польских Карпат (Kitecien, 1981). Речные русла могут быть описаны большим количеством различных характеристик, однако во внимание принимались только такие, которые можно выразить количественной мерой. В данном случае использовались следующие показатели: 1) падение (уклон) русла, 2) ширина русла, 3) ширина поймы, 4) максимальная глубина русла у берегов, 5) процент длины русла, врезанного в коренные породы, 6) количество эрозионных котлов, 7) количество размывов берегов, 8) количество порогов, 9) количество побочней, 10) площадь побочней, 11) площадь размываемых участков берега, 12) коэффициент многорукавности, 13) коэффициент синусоидальности, 14) максимальный размер влекомых обломков (среднее число из десяти самых больших).

На третьей стадии, используя эти 14 показателей для 35 выделенных участков, применяется 5 методов числовой таксономии для расчетов

таксономических рядов и последующей группировки выделенных участков в большинстве совокупности, которые формируются на дендритах (рис. 2). Были применены следующие методы: 1) самого отдаленного соседа, 2) медиана, 3) центроида, 4) среднего числа. 5) ближайшего соседа. Все они входят в статистическую модель STATOGRAPHS.

Первый метод (самого отдаленного соседа) – самый требовательный, так как условия получения совпадения двух элементов на участках, являются наиболее трудновыполнимыми. Согласно этому методу два разных элемента совпадают, когда два самых отдаленных показателя удовлетворяют условию некоего минимального сходства.

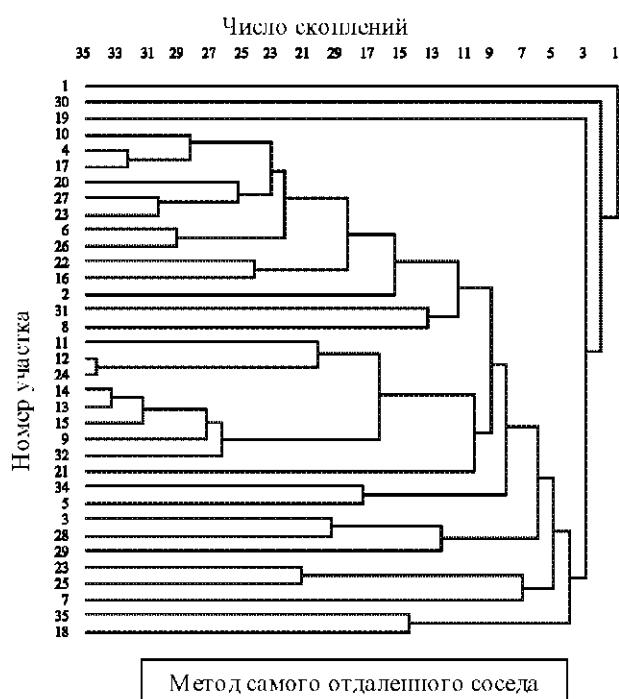


Рис. 2. Избранные дендриты, представляющие группировку участков.

На другом конце требовательности находится пятый метод: ближайшего соседа: два элемента совпадают, когда две характеристики удовлетворяют условию любого существующего сходства. В этом смысле остальные методы занимают промежуточное положение между первым и пятым.

Опознавание пространственных свойств полученных группировок участков русла проводится путем трансформации тех фрагментов дендрита, которые существенны для составления скоплений в ленточную диаграмму (рис. 3). На четвертой стадии, после установления группировки участков,

исследуется внутренняя структура групп и определяются типы и подтипы русла, которые проверяются по критериям полевого опыта.

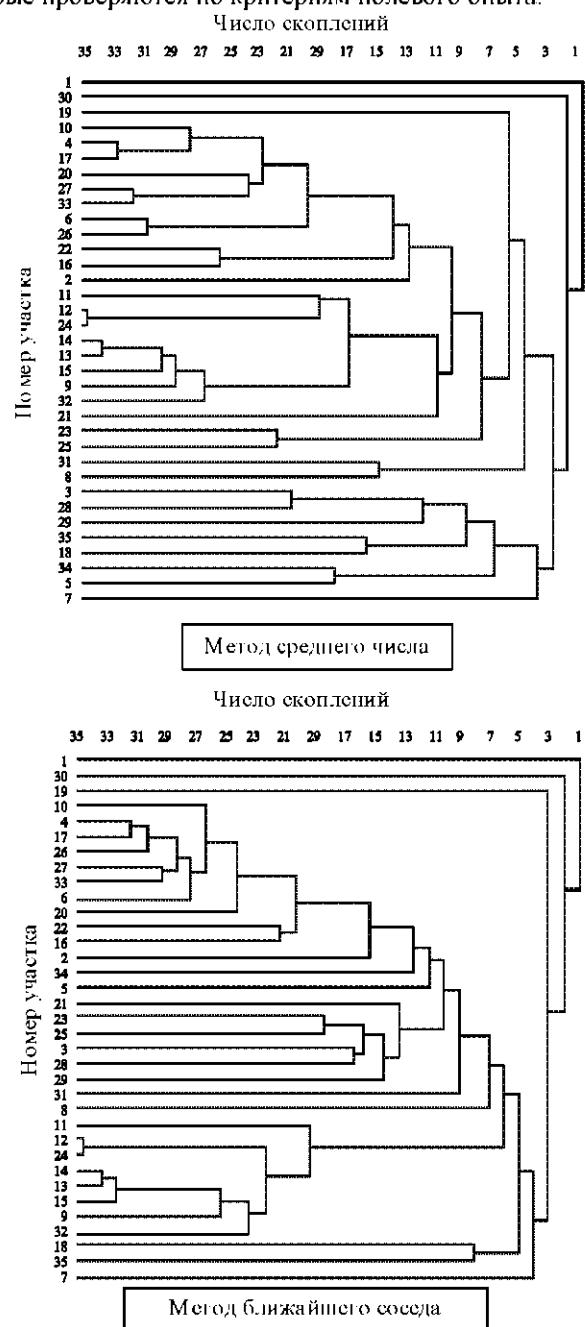


Рис. 2 (продолжение). Избранные дендриты, представляющие группировку участков.

Описание русла

Русло реки Феши в морфологическом отношении очень разнообразно. Его положение, продольный и поперечные профили, количество русловых форм меняются от места к месту. В верхней части долины (до участка № 8) русло меандрирует. Это – та часть долины, которая в доплейстоценовое время принадлежала к водосборному бассейну реки Гельди, но затем были нереквачены рекой Феши. Вниз по течению до участка № 16 русло имеет синусоидальный характер. Река здесь течет глубоким ледниковым желобом. Еще дальше вниз по течению русло попеременно является синусоидальным и многорукавным. Три отрезка русла (участки 17-18, 29-30 и 34-35) – типично многорукавные. Имеются документальные свидетельства того, что, по крайней мере в течении двух последних веков, эти три отрезка подвергались частым русловым переформированием. По утверждению А.Верритти и Р.И.Ферьюсона (Werritty, Ferguson, 1980), боковая миграция русла достигает здесь 10 м в год, а размыв или отложение руслового материала на дне – 0,5 м за одно половодье. В тех местах, где русло синусоидально, оно не разделяется на рукава, эрозии дна или отложения наносов невелики.

Продольный профиль русла нерегулярный (рис. 3): вогнутый-выпуклый-вогнутый – и еще далее от профиля равновесия. В верхней, вогнутой части русло врезано в торфяную залесье и в подстилающие торфа песчано-гравийные аллювиальные и флювиогляциальные отложения. Местами река размывает мореновые отложения или имеет скальное ложе. В среднем и нижнем течении реки, где профиль вогнуто-выпуклый, русло врезано в скальный фундамент ложа. Здесь многочисленны скальные пороги высотой 3-5 м. Общая длина отрезка реки с врезанным руслом – 6,49 км, что составляет 16% длины всей реки. Остальная часть русла прорезает флювиогляциальные и аллювиальные отложения.

Падение русла сильно изменчиво. Уклон самых крутых участков (за исключением двух самых верхних) равен 0,025 в среднем течении и 0,012 в нижнем (рис. 3). Притоки не влияют на уклон главного русла.

Форма поперечного профиля русла является результатом гидродинамической структуры потока и, в тоже, время зависит от характера отложений и ложа долины. На реке Феши преобладают следующие формы поперечного профиля: параболическая, нарализированная, реже трапецидальная или промежуточные формы. Ширина русла изменяется в широком диапазоне. На многорукавных участках ширина русла больше 50 м, в то время, когда в скальных желобах русло очень узкое – 2,5-4,0 м, особенно ниже порогов, где оно становится чрезмерно глубоким. Побочные и береговые размывы появляются на многорукавных и меандрирующих отрезках реки. В верхнем течении (участки №№ 1-8) число побочных и размывов берегов

постепенно уменьшается: площадь этих форм возрастает, когда синусоидальное русло меняется на меандрирующее.

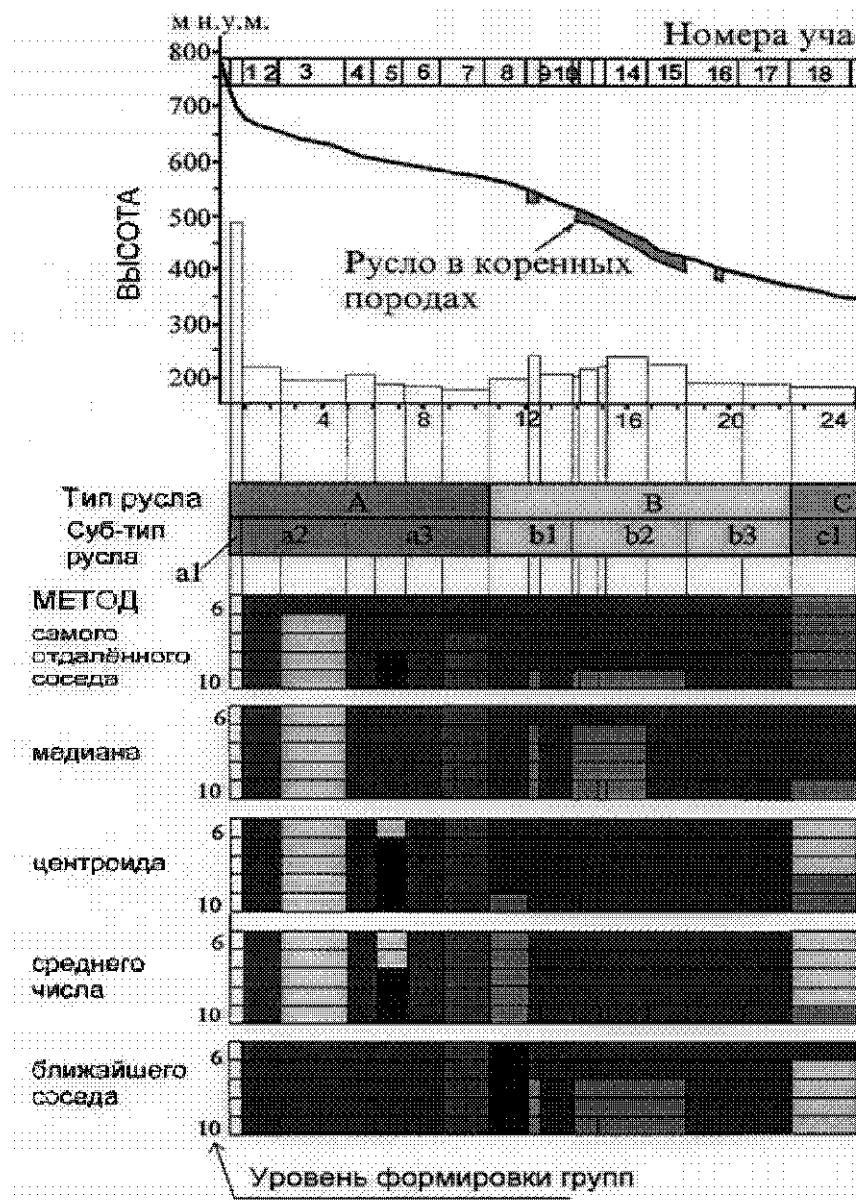
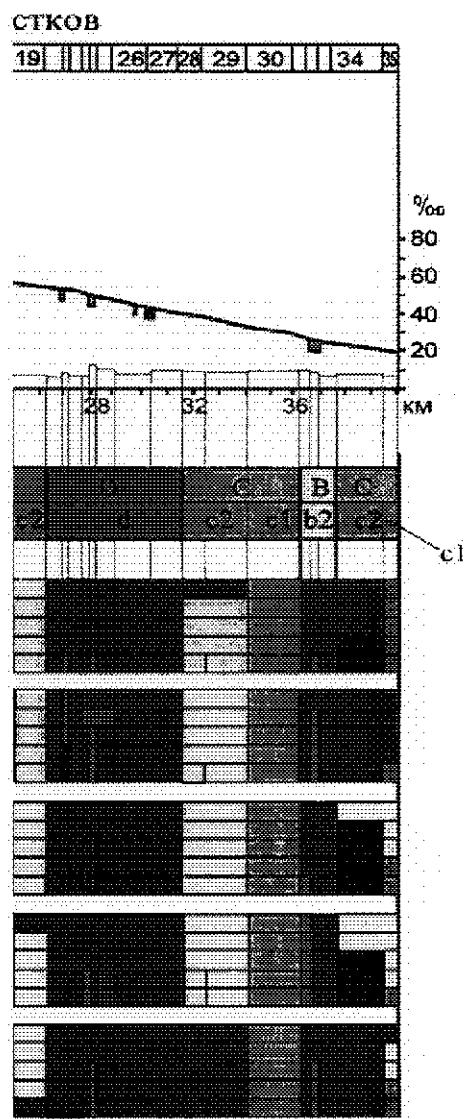


Рис. 3. Продольный профиль реки Феши и ленточные диаграммы, участков и конечную типологию речного русла.



представляющие группировку

На нижнем многорукавном участке количество и площадь побочней и размывов берегов возрастает вниз по течению. На участках реки со смешанными типами русла число и площадь этих форм то возрастает, что уменьшается. Такие формы русловых процессов, которые бы преобладали по реке, нет. Их преобладание наблюдается только в отдельных местах, но очень скоро замещается другими формами.

Типы русла

Дендриты позволяют провести группировку участков русла реки Феши (рис.3). Хорошо выраженные скопления сходных показателей начинают появляться с уровня 9-10. Будучи переведенными на ленточную диаграмму, они отражают пространственное распределение скоплений сходных признаков. Вследствие применения разных методов выявляется некоторое различие местоположений этих скоплений, однако оно не очень велико. Общий вид скоплений похож. Однако в зависимости от метода группировки скопления появляются на разных уровнях. Анализ формирования групп, внутренняя структура отдельных групп, их распределение вдоль течения реки и проверка результатов по полевым наблюдениям привели к конечной типологии участков русла реки

Феши. Установлены следующие типы и субтипы русла.

Тип А. Русло синусоидальное или меандрирующее, формируется в торфяных или флювиогляциальных отложениях. К этому типу принадлежит зона бывшей верховой части долины реки Гельди, перехваченной в позднем плейстоцене рекой Феши. Во всей речевой системе реки Феши эта часть русла находится в самой зрелой части долины, и она контрастирует со всеми остальными.

Субтип А1: русло врезано в торф и мелкозернистые флювиогляциальные отложения. Синусоидальное русло узкое (до 0,4 м) и крутое.

Субтип А2 – меандрирующее русло с многочисленными побочными и размывами берегов.

Субтип А3 – русло синусоидальное и меандрирующее с меньшим количеством побочной (длиной до 100 м) и размывов берегов. Вдоль реки ширина русла и поймы возрастают. Речевые формы приобретают все более зрелый характер (возрастает ширина, уменьшается уклон и высота берегов).

Тип Б. Русло прямолинейное или синусоидальное, врезанное в скальные породы ложа. Этот тип появляется дважды: в среднем и в нижнем течении реки Феши. Средний участок – это крутое, скальное ущелье, которое представляет собой результат приспособления русла к геологическим условиям; верхний соответствует перехваченной части русла. Нижний отрезок тоже врезан в коренные породы. В этом случае ущелье сформировалось в позднелидовский период, когда талые воды местных ледников искали прохода к реке Спай в то время, когда ледник, занимающий долины реки Спай, отступил (Joung, 1976).

Субтип В1 – русло синусоидальное, местами прямолинейное, не-глубоко врезано в скальные породы. Часть одиночные скальные пороги и обломки, достигающие 100 см в диаметре.

Субтип В2 – русло тоже синусоидальное. Оно глубоко врезано в скальные коренные породы и занимает все дно ущелья. Река этого типа обычно узкое, местами очень узкое с многочисленными порогами. Большие валуны формируют аллювиальную отмостку.

Субтип В3 – русло регулярно синусоидальное. Дно реки подстилается коренными породами, врезается в них. Количество береговых размывов и побочий умеренно возрастает вниз по течению. Река и пойма становятся шире (до 30 м).

Тип С. Многорукавное русло, формирующееся в аллювиальных отложениях. Этот тип появляется три раза. Два отрезка находятся выше зоны морской аккумуляции. Они типичны для высокогорных, подвергавшихся действию ледников участков долины. Третий фрагмент приурочен к аллювиальному берегу реки Феши непосредственно перед слиянием ее с рекой Спай.

Субтип С1 – это типично многорукавное русло со многими, крупными валунными и гравийными побочными и островами. Облик реки меняется после каждого значительного половодья.

Субтип С2 – русло также многорукавное, однако интенсивность процессов здесь более умеренная. Береговые размывы не так многочисленны. Максимальные размеры частиц руслообразующих наносов становятся меньше, они лучше окатаны, причем окатанность растет вниз по течению.

Тип Д. Синусоидальное русло, врезанное в коренные породы и в покров отложений с сильными размывами и массивными гравелистыми побочными ниже местами размывов. Этот тип меньше всего имеет сходство с другими участками русла, формирующегося в аллювиальных отложениях или в скальных породах. Длинные отрезки русла этого типа характеризуются тем, что в них осуществляется транзитный перенос наносов.

В целом морфологическая структура реки Феши довольно усложненная. Нерегулярный вид русла наравне с половодным режимом реки проявляется в разнообразии условий транспорта наносов по ее длине. Естественное развитие типа русла во многих местах нарушено, поэтому очертания продольного профиля реки в разных местах моделируются разными способами.

Выводы

Вдоль реки Феши установлено четыре главных типа русла. Эти типы и их последовательность отражают сложность процессов гляциального и постглациального развития долины. Гляциальная история этого района проявляется в нерегулярном продольном профиле реки и в массивном выносе грубого моренного и флювиогляциального материала из береговых размываемых обрывов. Несмотря на то, что выделенные типы русла отражают характер большинства шотландских горных рек, последовательность типов меняется и зависит от степени зрелости отдельных русловых систем. В случае реки Феши выработка продольного профиля русла еще не закончена. Река все еще приспособливается к условиям, появившимся в послеледниковый период.

Исследование было проведено при финансовой помощи Bnbish Council Ягеллонскому университету, и Gibson-Sebuva Trust Университет St Andrews в Шотландии. Авторы выражают благодарность проф. А. Верритт за организационную работу и дискуссии, помощь во время полевых исследований. Мы также обязаны мистеру Демпстеру за разрешение пользоваться его частной дорогой и проводить работу в Глен Феши.

ЛИТЕРАТУРА

Kamękowska M., Kaszowski L., Krzemien K., Niemirowski M. Instrukcja do kartowania koryt rzekowych // Manuscript at the Inst. of Geogr. Jagiellonian Univ. Cracow. 1975.

Krzemien K. The Changeability of the Czarny Dunajec Channel Subsystem (in Polish) // Zeszyt Nauk. UJ., Prace Geogr., 53. 1981.

- Mosley M.P. The classification and characterization of Rivers // K.Richards (ed.) River channels, environment and Blackwell. Oxford. 1987.
- Nevins T.H.F. River classification with particular reference to New Zealand // Proceed. 4th New Zealand Geogr. Conf., Duendin. 1965.
- Werritty A., Ferguson R.I. Pattern changes in a Scottish braided river over 1, 30, and 200 years // Timescales in Geomorphology (Ed. R.A. Cullingsford and J. Lewin). Wiley Sons. 1980.
- Werritty A. Stream response to flash floods in upland Scotland // Catchment experiments in fluvial geomorphology (ed. T.P.Bust and D.E.Walling). Geobooks, Norwich. 1984.
- Young J.A.T. The Terraces of Glen Feshie, Inverness-shire // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 69. pp. 501-512. 1984.

В содержание

*А.А. Зайцев, О.М. Кирик, Р.В. Лодина,
А.В. Напин, Р.С. Чалов*

ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И РЕГУЛИРОВАНИЕ РУСЛА НИЖНЕГО ВИТИМА В СВЯЗИ С ЕГО ТРАНСПОРТНЫМ ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ*

Витим – одна из крупнейших рек Восточной Сибири – пересекает на своем протяжении ряд горных хребтов и впадает в Лену там, где она прорывает известняковое Приленское плато. По своей длине (1970 км) Витим превосходит Лену от истока до слияния с ней и не уступает ей по водности. Мощный поток формирует врезанное, обычно неразветвленное и лишь иногда слаборазветвленное русло, характеризующееся высокой устойчивостью, частыми выходами скал на дно и по берегам, валунно-галечным составом руслобобразующих наносов с небольшой толщиной валунно-галечного аллювия. Подобные реки, из-за своей кажущейся простоты морфологии и динамики русел, до последнего времени оставались практически неизученными с точки зрения русловых процессов, имеющих специфичный характер, отличающий их от рек, формирующихся не только в рыхлых аллювальных отложениях, но даже имеющих врезанные русла и сплошной покров галечно-валунных наносов. Ряд авторов классифицируют подобные участки русел как недеформируемые. Тем не менее непрерывное взаимодействие потока и русла и осуществляющийся одновременно транзит галечно-валунных наносов обуславливают необходимость изучения механизма русловых процессов в этих специфических условиях, в т.ч. для решения ряда практических задач, встающих по мере освоения прилегающих к таким рекам территорий. Первый опыт исследования русловых процессов на реках с галечно-валунными и отчасти скальным руслом был предпринят при решении проблемы транспортного использования верхнего Алдана (Зайцев, Савцова, 1994; Борсук, Долженко и др., 1995). Исследования на нижнем Витиме на участке от г. Бодайбо – центра золотодобывающей промышленности на северо-востоке Иркутской области – до его слияния с Леной явились их логическим продолжением.

Развитие водного транспорта в бассейне верхней Лены началось во второй половине прошлого века в связи с освоением золотоносных площадей на Витиме. Начало массовой перевозки грузов потребовало организации регулярного речного судоходства с использованием технических возможностей того времени. В сравнительно короткий срок на верхней Лене и в низовьях Витима были созданы описные (изыскательские) партии, была организована судоходная обстановка. Для дноуглубления на перекатах использовались камнеборочные машины и паровая землечерпательная техника. За долгие годы освоения в низовьях Витима создан глубоководный

* Выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-64454)

(для данных гидравлических условий) водный путь, на поддержание которого расходуются значительные средства. В настоящее время от г. Бодайбо, до устья Витима представляет собой крупную транспортную магистраль и эксплуатируется судоходством большую часть открытого русла при гарантированной глубине 1,8 м.

В 1988-1990 гг. научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов МГУ им. М.В.Ломоносова выполнила комплексные русловые исследования Витима на отрезке от г.Бодайбо до устья. Прикладной задачей исследований было изучение специфики русловых процессов и определение перспектив развития водного пути с учетом максимального использования условий руслоформирования, обоснование на этой основе принципов регулирования русла и планирование схем конкретных мероприятий на затруднительных для судоходства участках.

Гидрологический режим

Бассейн Витима имеет площадь 225 тыс.км². Витим впадает в Лену на 2714 км от ее устья. Среднегодовой расход Витима на нижнем гидрологическом посту Бодайбо (294 км от устья) составляет 1550 м³/с, к устью сего величина возрастает до 2200 м³/с, главным образом, за счет притоков – Бодайбо, Бисяга, Мамакан и Мама. Наибольший расход воды, отмеченный в 1916 г. в Бодайбо составил 17500 м³/с. Минимальный наблюденный летний расход воды равен 468 м³/с (1929 г.), минимальный зимний – 22,6 м³/с (1943 г.).

Климатические условия бассейна определяют смешанное питание реки с преобладанием дождевого. В годовом стоке дождевые воды составляют 88%, талые воды – 9%, грунтовые – 3%. Сток воды по сезонам характеризуется преобладанием стока в летний период (40%), повышенным весенним (31%) и осенним (27%) стоком, небольшим стоком зимой (2%). Средние расходы половодья в среднем меньше средних расходов летних паводков на 8-15% (у Бодайбо). Изменчивость годового стока Витима невелика, коэффициент вариации составляет 0,22. Витим отличается паводочным режимом, причем роль дождевых паводков навечно снижается к устью.

Анализ интегральных кривых модульных коэффициентов величин годового стока позволил проследить циклический характер изменения водности реки, связанный с соответствующими колебаниями климата. Так, период до 1938 г. для Витима в целом был многоводным. Далее, вплоть до 1980 г. наблюдался длительный период маловодья, причем ряд лет, например, 1972 и 1979, являлись аномально маловодными. Следующий четырехлетний краткосрочный цикл лет, вплоть до 1984 г., относится к многоводному. До 1987 г. наблюдается маловодный период, а затем, начиная с 1988 г., происходило увеличение водности Витима.

Уровненный режим характеризуется значительным подъемом воды во время весеннего половодья, высокими летне-осенними паводками и сравни-

тельно низким и устойчивым положением уровня в холодную часть года. В весенний период, вследствие интенсивного нарастания положительных температур воздуха, происходит бурное таяние снега и, при наличии водоупора из мерзлых грунтов и скал, талые воды быстро попадают в русло Витима, формируя высокое и резкое половодье. Средняя дата начала ледохода в нижнем течении – 16 мая. Ледоход на основных притоках начинается почти synchronно с Витимом. Продолжительность ледохода на главной реке – 7-8 дней, на Мамакане и Маме – в среднем 4 дня. Ледоход проходит бурно. Продвигаясь вниз по течению паводочная волна взламывает ледяной покров, затем начинается ледоход с образованием заторов льда. Заторы образуются, как правило, на участках, характеризующихся местным уменьшением уклонов, резкими изгибами русла, разветвлениями, наличием отмелей и осередков.

Высокие подъемы уровня воды от заторов льда, сопровождающиеся наводнениями, часто наблюдаются, например, у г/п Воронцовка. Здесь при уровне 670 см начинается затопление строений и сельскохозяйственных угодий, находящихся на высокой пойме. Продолжительность стояния таких уровней – около 20 дней в году.

Пик половодья обычно наблюдается в середине мая. Уровни воды в этот период высокие и даже при отсутствии заторовых явлений достигают 8-9 м. В период заторов высшие уровни на участке изменяются от 1184 см (Бодайбо) до 1048 см (Воронцовка). Наибольшая интенсивность подъема уровня в период затора составляла 388 см/сутки. Заканчивается половодье обычно в конце мая – начале июня.

Летняя межень чаще всего не выражена. Летом уровни воды, как правило, высокие и в среднем составляют 580 см. Паводки обычно начинаются сразу на спаде половодья и за летне-осенний период повторяются 5-10 раз, следуя один за другим с короткими промежутками. Формирование дождевых паводков на Витиме связано с большим количеством осадков в теплый период относительно годовой их величины (до 60%). Достаточно часто летние паводки носят катастрофический характер. Уровни дождевых паводков превышают половодные на 1-3 м. Паводки носят стремительный и внезапный характер. Интенсивность подъема уровней в период паводков превышает 200 см/сутки. Наибольший за год подъем уровней у Бодайбо составляет 1307 см.

В конце сентября – начале октября наступает похолодание, осадки выпадают уже в виде снега, приток воды в реку резко сокращается. Осенние ледовые явления начинаются в октябре, и через 8-10 дней устанавливается устойчивый ледовый покров. Зимой река питается исключительно подземными водами. Уровни в этот период обычно ниже летних на 4-5 м. Перед замерзанием уровни воды в реке могут подниматься в низовьях до 3,5 м из-за значительной защугованности русла и стеснением потока припаями льда. Толщина льда зимой составляет 100 см и более. Продолжительность ледостава в среднем 190-200 дней.

Руслоформирующий расход воды соответствует наибольшему в многолетнем плане стоку наносов. При некотором допущении, для его расчета можно использовать произведение величины стока взвешенных наносов заданного интервала на его повторяемость и оценить соответствие стока наносов расходу воды за многолетний период. На рис. 1 приведена эпюра, полученная в результате подобного расчета, проведенного по 50-летнему ряду наблюдений. На кривой $Q\phi=f(Rp)$ выделяются два максимума: первый (верхний) наблюдается при расходе воды $11250 \text{ м}^3/\text{s}$ и соответствует уровню воды 850 см по Бодайбо и 710 см по в/п Воронцовка; второй максимум (нижний интервал) соответствует расходу воды $7125 \text{ м}^3/\text{s}$ при уровнях воды 615 см (Бодайбо) и 520 см (Воронцовка).

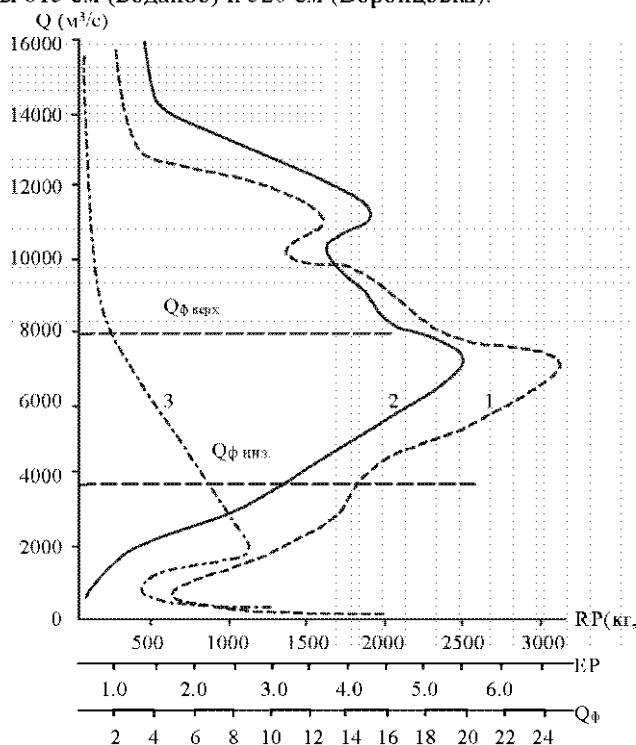


Рис. 1. Кривые для определения руслоформирующего расхода воды $Q\phi$ (1, 2) и зависимость кинетической энергии потока (E) от расхода воды (3)

При расчете руслоформирующих расходов воды по методике Н.И. Маккавесса они определяются по максимумам произведения $Q\phi f(\sigma Q^m PI)$, где Q – средние значения интервалов расходов, P – их повторяемость, I – уклон, σ – коэффициент, зависящий от ширины поймы, m – показатель степени, $m = 3$ для рек с галечно-валунным аллювием. Получен-

ная в результате расчета кривая (рис.1) и кривая $Q\phi=f(Rp)$ имеют одинаковую форму, их максимумы совпадают. Поэтому о существовании выделенных интервалов руслоформирующих расходов воды можно говорить с некоторой достоверностью. Они наблюдаются в периоды высоких половодий и паводков. Однако повторяемость их составляет всего 1-2%, поэтому временной интервал максимального персформирования русла очень мал. Это также подтверждается кривой распределения кинетической энергии потока $E_k P f(Q)$, где $E_k = \alpha V^2/2g$ – кинетическая энергия потока. V – средняя скорость потока, $g = 9,81 \text{ м/с}^2$, α – коэффициент Кориолиса. Максимум кинетической энергии в многолетнем плане приходится на величину примерно соответствующую среднегодовому расходу воды $1700 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 1).

Геолого-геоморфологические факторы формирования русла и геоморфологическое строение долины.

Нижнее течение р. Витима (300 км – устье) располагается на стыке Байкальской складчатой зоны и Сибирской платформы. Река последовательно пересекает несколько тектонических зон, отличающихся различным, порой контрастным геологическим строением, что непосредственно проявляется в морфологии долины и русла. В пределах Байкальской складчатой зоны река пересекает Бодайбинский синклиниорий (300-275 км), Мамский синклиниорий (228-172 км), Чуйский антиклиниорий (172-108 км), сложенные деформированными осадочно-метаморфическими породами протерозоя, как весьма устойчивыми к разрушению (гнейсы, кварциты, кварцевые песчаники, кристаллические известняки), так и относительно слабоустойчивыми (углистые сланцы, мергели, алевролиты).

На участке 275-228 км долина прорезает палеозойский интрузивный комплекс, представленный различными разновидностями гранитоидов, которые инъецированы пегматитовыми телами блоковой и жилоподобной формы. Чрезвычайно прочные пегматиты образуют в русле каменные гряды (например, на перекатах Гранитный, Собачьи Норки и др.), а также проявляются в виде струя направляющих мысов ведущих коренных берегов, отклоняют поток и способствуют формированию отрывных вихревых течений. Последние вырабатывают в русле реки эрозионные котлы глубиной более 20 м. Аналогичную роль играют жилы пегматитов северо-восточного (диагонального по отношению к руслу) простирания в 10-15-км зоне в районе устья р. Мамы. Располагающийся здесь о. Каменный – эрозионный останец одной из таких жил, представляет пример структурно обусловленного разветвления русла.

Область перехода от Чуйского антиклиниория к Ангаро-Ленскому прогибу (108-77 км) характеризуется большим количеством дислокационных нарушений – разломов, сбросов и надвигов. Нижний отрезок долины Витима, расположенный на периферии Ангаро-Ленского прогиба, пересекает антиклинальные, сложенные осадочными породами нижнего кембрия.

и синклинальные зоны, представленные породами среднего-нижнего кембрия и ордовика – песчаниками, сланцами, известняками, доломитами.

Непосредственно в долинах Витима коренные породы частично перекрыты породами четвертичного возраста. Низкочетвертичные аллювиальные отложения ленского эрозионного цикла, сформированные в доледниковых долинах, занимают сравнительно небольшие площади в нижней части участка. Они представлены галечниками с глинистым заполнителем. Среднечетвертичные отложения представлены серыми опесчаненными галечниками, имеющими в своем составе хорошо окатанную гальку различного петрографического состава. Мощность среднечетвертичных аллювиальных отложений достигает местами 10 м и более. Современные отложения формируются в пойменных частях долины, образуя узкие полосы вдоль русла. Пойменная фауна обычно представлена песками с илистыми и глинистыми прослоями. Русловая фауна сложена галечниками с валунами и разнозернистым песком; обычно она более мощная, чем пойменная. Четвертичные отложения часто прерываются выходами в русле реки коренных пород.

Глубина вреза долины максимальна в пределах Байкало-Патомского нагорья (до 1000 м), на Приленском плато – снижается до 300-400 м. Широкое развитие в долинах скальных пород, небольшая ширина, а зачастую отсутствие поймы предопределяют ограниченный характер русловых деформаций.

Выше устья р.Мамы долина имеет ширину 0.9-1.5 км и достигает 2.5-2.8 км в отдельных чешуйчатых расширениях: Бодайбинском (275-295 км) и 235-255 км на перекатах Еловый – Заячий. Здесь на пологих долинных склонах сохранились остатки террас высокого комплекса от 50 до 150 м. В целом ряде мест прослеживаются остатки террас среднего комплекса высотой 20-25 м. Низкие террасы и пойма обычно составляют единый массив в котором разновысотные поверхности соседствуют друг с другом, образуя плавные переходы. Рельеф пойменно-террасовых комплексов гривисто-островной, свидетельствующий о механизме их формирования путем прикрепления островов и наращивания параллельными грядами со стороны русла. На попечном профиле через террасовый массив иногда прослеживаются 2-3 островных ядра, первый пойменный рельеф которых с удалением от русла все более выравнивается. Тыловые швы террас обычно заплывают благодаря солифлюкционным процессам и перемещению материала курумовых склонов, которыми сложены борта долин.

Выше Нестеровского переката массивы поймы и низких террас располагаются в шахматном порядке то по одному, то по другому берегу. Их средняя протяженность около 4 км. Пойменные комплексы также приурочены к выпуклым берегам врезанных макроизлучин. Наиболее широко во всем комплексе низких террас и поймы представлены 11-13 – метровые поверхности. Низкие террасы часто в виде останцов располагаются среди пойменных массивов, крупные острова имеют террасовое ядро. Свидетельством интенсивного современного врезания реки служат также эрозионные

останцы, сложенные коренными породами. Некоторые из них выступают в русло реки (остров Каменный).

На участке от р. Мама до р. Верхняя Язовая (171-97 км) ширина долины в расширениях достигает 1,9-2,1 км, в сужениях уменьшается до 1,0-1,3 км. По сравнению с вышеизложенным участком ширина долины уменьшается, но становится более выдержанной, хотя чередование сужений и расширений происходит чаще. Террасы высокого комплекса отсутствуют. Средневысокие террасы (20-50 м) распространены в районе Мамского, Светлолововского, Лоатинского, Воронцовского иерскатов. В низком террасовом комплексе ведущая роль остается за 11-13 – метровым уровнем. Часто встречаются аллювиальные террасовые останцы, но коренные останцы исчезают.

На нижнем участке течения Витима (97-0 км) ширина долины в чешуйчатых расширениях достигает 4,0-4,5 км, в сужениях – не менее 2,2-2,5 км, то есть по сравнению с вышеизложенными отрезками реки долина расширяется более чем вдвое. В расширениях значительные площади занимают остатки высоких террас (до 90-100 м). Средневысокие террасы (20-40 м) широко распространены по левому борту долины ниже 43 км. В морфологии поймы и низких террас изменений по сравнению с вышеизложенными участками нет.

Ширина долины является показателем амплитуды горизонтальных деформаций русла в геологическом прошлом. При пересечении гранитов конкудско-мамаканского, мамско-оронского и чуйско-кодарского интрузивных комплексов ширина долины минимальная. На этих участках отсутствуют высокие террасы, увеличивается относительная доля скальных берегов, ограничивающих горизонтальные деформации. Максимальная ширина долины отмечается на участках осадочных и слабометаморфизованных пород. В то же время размах современных горизонтальных деформаций, независимо от состава коренных пород, сокращается вниз по течению, обнаруживая связь с формой продольного профиля (уменьшение уклонов) и тинами русла (наличие пологих излучин и большее количество островов на верхнем участке, преимущественно прямолинейное неразветвленное русло на среднем и нижнем).

Таким образом, горизонтальные деформации в современном и геологическом масштабах времени представляют собой явления разного порядка и определяются разными факторами. Более широкое развитие 11-13 – метровых террас по сравнению с высокой поймой свидетельствует об уменьшении темпов горизонтальных деформаций в конце позднего плейстоцена-голоцене. В то же время, характер рельефа поверхности низких террас (грависто-островной рельеф) говорит об отсутствии кардинальных изменений тина русла в это время. Наличие коренных и аллювиальных эрозионных останцов на всех уровнях средних и низких террас позволяет предположить неизменность режима врезания реки за последние десятки тысяч лет.

Одним из факторов интенсивности современных горизонтальных деформаций является противоэррозионная устойчивость берегов русла. В таблице 1 приведено распространение берегов разных типов для трех участков долины. Вниз по течению реки увеличивается доля галечно-валунных бичевников и, соответственно, уменьшается протяженность скальных бичевников. Следует отметить, что песчаные бичевники наиболее распространены на верхнем участке русла, наряду со скальными – это отражает контраст гидродинамических условий в прибрежной полосе русла.

Таблица 1

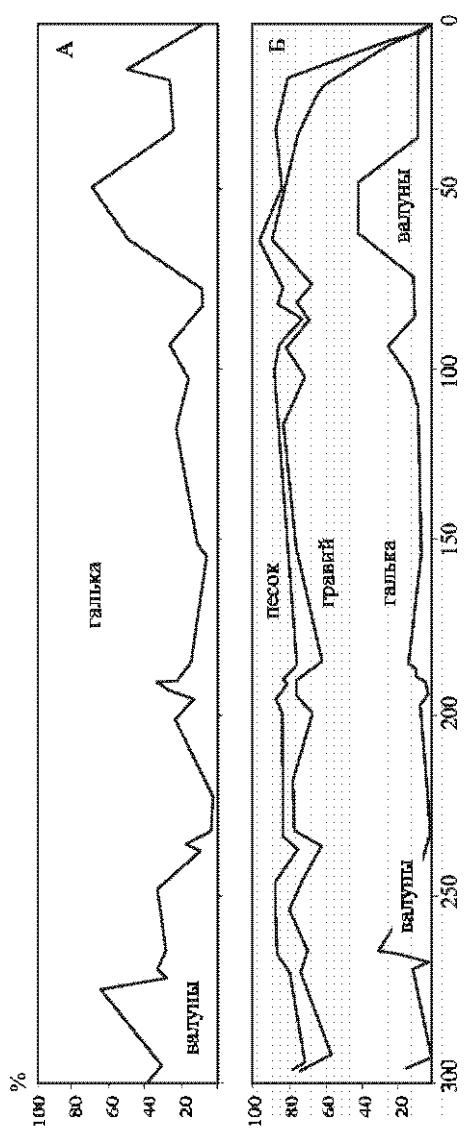
Относительная (в %) протяженность различных типов берегов и бичевников и темпы их размыва на участке р. Витим

		Участок, км от устья		
		300-171	171-97	97-15
Бичевники:	песчаные	7,9	1,6,	0,9
	галечно-валунные	42,0	56,4	74,7
	валунно-глыбовые	13,2	18,2	4,5
	валунно-скальные и скальные	18,3	14,1	7,8
	отсутствие бичевника	8,2	2,5	2,8
Берега:	стабильные	26,0	22,0	46,1
	слабоподываемые	19,3	27,2	13,1
	среднеподываемые	10,2	19,4	14,1
	сильноподываемые	10,3	2,6	5,0
	скальные	23,8	21,6	12,4
	аккумулятивные	10,4	7,2	9,3
Средний уклон водной поверхности, % _{oo}		0,250	0,207	0,156
Площадь размыва берегов, м ² /год		21900	9330	9780
Средняя скорость отступания нескальных берегов, м/год		0,10	0,08	0,07

Состав и распределение руслообразующих наносов

Источниками руслообразующих наносов Витима являются коренные берега, на которых развиваются обвально-сыпные процессы, и курумы, поставляющие крупнообломочный материал непосредственно в русло, подмываемые уступы террас и поймы, а также многочисленные горные прито-

ки, выносящие в основном гальку и валуны.. Среди наносов, слагающих отмостку, наиболее распространены крупные галечники, реже средние и мелкие, в большинстве своем со значительной примесью валунов. Нередко отмостка сложена преимущественно валунами (до 60-70% состава), особенно на конусах выноса из притоков и на прибрежных косах. Наносы отмостки "бронируют" толщу полифракционного и в целом более мелкого материала, предохраняя его от непосредственного воздействия потока.



(валуны, гальки, валювий) (рис. 2) показывает, что содержание валунов в отмостке и в аллювиальной толще изменяется по длине реки синхронно, т.е. возрастание процента валунов в отмостке соответствует увеличению их доли в аллювиальной толще. Содержание гравия и песка в аллювиальной толще по длине реки практически не меняется. Лишь в изобиях реки, начиная с 30 км, процент гравийно-песчаной составляющей возрастает, а в 2-3 км от слияния с Лсией в дельте Витима некоторые отмели являются песчаными.

В местах поступления обвально-глыбового материала со склонами на бичевниках и непосредственно в русле наблюдается скопление камней одицков — плохоокатанных глыб и валунов размером от одного метра и более в попечнике. Камни-одинцы выносятся в Витим его притоками — Бисягой, Брызгуньей, Тахты-гой, Барчихой и Максимихой.

Руслообразующие нано-
сы в русле Витима часто пре-
рываются, и на дне и по берес-
гам обнажаются коренные
скальные породы.

Особенно это ярко проявляется выше устья р.Мамы. Дефицит наносов отмечается на большинстве притоков, впадающих в Витим: многие из них в устьях имеют скальное ложе. В самом Витиме выходы коренных пород образуют отдельные скальные выступы, шиверы и бичевники.

Петрографический состав валунного и галечного материала заметно изменяется по длине исследованного участка, что обусловлено, с одной стороны, геологическим строением территории, а с другой – устойчивостью обломков пород, поступающих в русло, в транзите. Выше Мамакана он в основном представлен изверженными и метаморфическими породами с небольшой примесью (3-10%) осадочных. Между устьями Мамакана и Мамы доля изверженных пород падает: в составе крупных валупов от 90% до 64%, в крупной гальке – от 90% до 62%, в средней гальке – от 80% до 60%.

На участке перекат Кудимовский (163 км) – устье Витима доля изверженных пород, среди которых преобладают граниты, падает с 80-84% до 38% в крупной гальке и с 60-70% до 26% в валупах. В петрографическом составе средней и мелкой гальки резкого снижения доли изверженных пород на этом участке не наблюдается. Выход реки в поле распространения осадочных пород на отрезке 100-800 км от устья приводит к резкому увеличению доли галек песчаников, их количество возрастает особенно в прибрежных частях русла до 50%.

Устойчивость пород разного петрографического состава к истиранию и выветриванию находит свое отражение в окатанности обломков. Окатанность наносов галечной и валунной фракций высокая и меняется от 2,00 до 3,15 балла. Неокатанная и плохоокатанная галька составляет не более 15%. Наиболее хорошо окатана крупная галька, по сравнению с валунами и мелкой галькой. Большое количествобитого и обколотого материала (местами до 40-45%) встречается во фракциях валупов и средней гальки, что указывает на большое число соударений обломочных пород друг с другом или с многочисленными скальными выступами в русле. На рис. 3 представлено изменение коэффициента окатанности фракции средней гальки в составе аллювиальной толщи по длине реки. Несколько уменьшение окатанности по длине с 300 км по 120 км свидетельствует об интенсивности дробления аллювия в русле Витима на этом отрезке в связи с обилием скальных выступов. Возрастание окатанности на отрезке ниже Венчального переката (90 км от устья) связано с появлением более податливых к истиранию пород – песчаников, окатанность которых через 40-60 км достигает 2,6-2,8 балла почти во всех фракциях. По степени окатанности породы можно расположить в ряд: песчаники – граниты – гнейсы – эфузивы – кварц – кварцит.

Средняя крупность руслообразующих напосов по длине реки (рис. 3) имеет слабую тенденцию к уменьшению вниз по течению. Наиболее крупный материал слагает бичевники, конуса выноса из притоков, прибрежные косы, право- и левобережные зоны отмелей у оголовков островов. На привершиях отмелей у островов, а также осредков крупность материала как в отмостке, так и в аллювиальной толще значительно снижается, поскольку

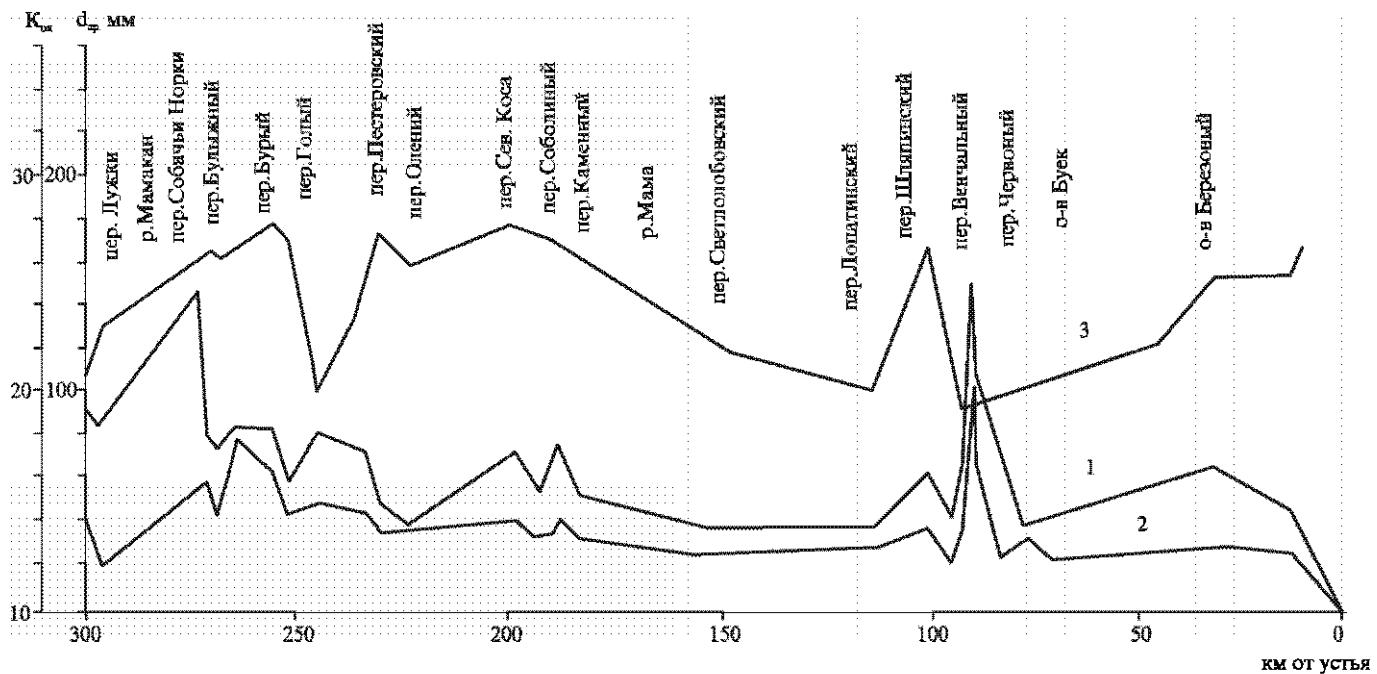


Рис. 3. Изменение средней крупности руслообразующих наносов в отмостке (1) и в аллювиальной толще (2) и коэффициента окатанности (3) р. Витим

уменьшение скоростей течения, вызванное подпором со стороны островов способствует здесь аккумуляции относительно мелкого материала.

В ухвостьях большинства островов аккумулируется относительно мелкий материал в случаях, когда остров формирует скоростную тень потока. Если же гряда в ухвосте расположена поперек или близко к этому относительно стрежня потока, здесь аккумулируется наиболее крупный материал, что наблюдается, например, в ухвостах островов Кудимовского, Жуковского, Заячего, где средняя крупность аллювия в отмостке существенно возрастает по сравнению с материалом приверха этих островов.

Связь значений средней крупности руслообразующих паносов с шириной русла, соответствующей руслоформирующими расходами воды, а также с уклонами при проектном уровне выражена чрезвычайно слабо (рис. 4А). В то же время отмечается прямая связь крупности материала отмостки с паводочными скоростями потока. (рис. 4Б) Это подтверждает предположение о ведущем значении геолого-геоморфологического фактора в формировании русла Витима.

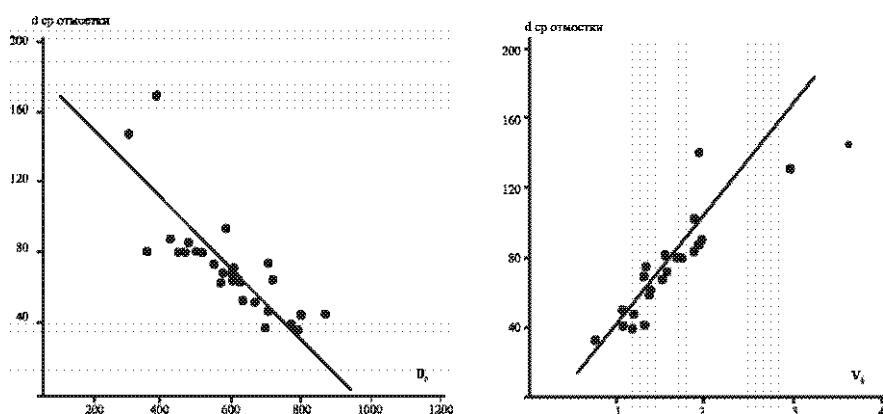


Рис. 4. Связь средней крупности руслообразующих наносов при формирующих расходах воды с шириной русла (А) и со средней скоростью потока (Б)

Наличие в русле выходов коренных пород свидетельствует о том, что транспортирующая способность потока превышает сток влекомых наносов, т.е. имеет место дефицит наносов руслообразующих фракций.

Величина этого дефицита может быть оценена лишь в относительных категориях по распространенности участков скального дна на разных отрезках русла. Выходы коренных пород достаточно четко дешифрируются по изображению поверхности дна русла на эхоленте. Проведенный анализ показал, что на участке 300-171 км (выше впадения р.Мамы) площадь скальных участков составляет 10.7 км² (17,3% от общей площади русла), на участке 171-96 км - 2,2 км² (5,3%). Ниже по течению выходы

скальных пород незначительны по площади, а в русле широко развит грязевый микрорельеф, затрудняющий выделение скальных пород на понорческих профилях русла. В целом имеется тенденция убывания "скальности" вниз по течению, что свидетельствует и об уменьшении дефицита руслообразующих ианосов. Определенную роль в этом играет вынос больших объемов галечного материала р.Мамой, но основной причиной, по-видимому, является постепенное уменьшение уклонов и средних скоростей течения Витима ниже ее впадения, т.е. форма продольного профиля.

Динамика потока, продольный профиль и морфология русла

В период проведения экспедиционных исследований удалось провести ряд измерений скоростей течения и расходов воды на различных участках Витима в широком диапазоне уровней. Параллельно с этим проведены наблюдения за продольным профилем водной поверхности в период открытого русла.

Значения измеренных расходов воды изменялись от 1500 м³/с в меженный период до 15000 м³/с при паводках. Максимальные скорости течения в местах проведения измерений достигали 3 м/с, при этом следует отметить, что в ряде мест значения скоростей течения были выше измеренных, однако точное их определение не представляется возможным при использовании обычной гидрометрической вертушки. Средние скорости течения по сечению потока плавно убывают от 300 км до устья: в период прохождения руслоформирующих расходов воды от 1,75 м/с до 1,25 м/с, в межень – от 2,00 м/с до 0,70 м/с. В области прорезания потоком выходов коренных пород (например, перекаты Собачьи Норки и Венчальный) скорости потока в межень даже выше, чем в период прохождения руслоформирующих расходов воды. В некоторой степени такое явление объясняется тем, что неразмываемое ложе реки на этих перекатах представляет собой аналог подтопленного водослива, хотя в целом за многолетний период существования реки в нижнем течении разработала себе русло, соответствующее гидравлическим параметрам потока и в большинстве случаев его форма имеет вид, присущий равнинным рекам. Неразмывающие скорости для среднего диаметра ианосов, составляющих аллювиальную отмостку русловых отмелей, изменяются в пределах от 2,2 м/с до 3,2 м/с, что легко достигается потоком, особенно в период прохождения руслоформирующих расходов воды. Таким образом, сток донных ианосов осуществляется практически беспрепятственно. Морфологически это выражается в скучности развития аллювиальных русловых форм, малой мощности конусов выноса притоков. В то же время Витим формирует обширную дельту в области слияния Витима с Леной. Более того, ниже слияния доли стока витимских ианосов в Лену существенно возрастает, и они хорошо прослеживаются на расстоянии многих сотен километров.

На всем своем протяжении нижний Витим течет в условиях ограниченно-развилочного русла. Смена по длине реки литологических комплексов и геологических структур приводит к изменению морфологии русла (Гурин, Лодина, 1994). В целом по длине реки преобладает врезанное неразвитое прямолинейное русло (51%). Вторым по распространности являются различные типы разветвлений (31%). На долю врезанных излучин приходится 18% общей длины русла. Наиболее протяженные прямолинейные участки приурочены к зонам разломов (258–253 км) или границам литологических комплексов (247–238, 62–50 км). Иногда они встречаются на литологически однородных участках и связаны с параллельным смещением русла относительно своей оси в сторону одного из берегов с образованием отвесных береговых уступов, приуроченных к пересечению разломов (район г. Бодайбо, устьев рек Мамакана и Мама).

Врезанные излучины, как правило, представляют собой резкис изгибы в местах пересечения разломов. Шаг их не превышает 2 км, радиусы кривизны – 2,5 км. наряду с ними встречаются макроизлучины, параметры которых намного превышают могущие быть созданными современным потоком. всего выделяются четыре макроизлучины с длиной русла вдоль них 10–22 км при шаге не менее 6,5 км. Крылья таких излучин фиксируют ся простирации синклинальных складок, положение региональных разломов или границу литологических комплексов.

На Витиме не развиты островные системы. Здесь встречаются, как правило, либо одиночные разветвления, либо острова примыкающие к одному из берегов. Рукава возле островов короткие. Прилежащие к берегам рукава забирают до 10% общего расхода воды и в межень часто пересыхают в истоках. Их используют для устройства немногочисленных мест отстоя судов (например, затоны Кудимовский и Воронцовский). В противоположность им, одиночные русловые разветвления образуются возле мест проявления выступов коренных пород, являющихся базисом острова. Такие острова расположены в центральной части русла и делят поток почти пополам. Второстепенные рукава забирают от 30% до 45% общего объема стока.

Большинство разветвлений расположено выше устья Мамы, где происходит частая смена литологических комплексов по длине реки. Многие из них являются одиночными и связаны с островами, образовавшимися в вершинах врезанных излучин. Литологический фактор в полной мере определяет формирование разветвлений между участками прямолинейного неразвитого русла: даже незначительные расширения русла, приуроченные к районам распространения менее прочных горных пород, вызывают снижение скоростей потока и частичную остановку галечно-валунного материала с образованием осередков и островов (Беркович, Зайцев и др., 1985). Преимущественно развиты на нижнем Витиме одиночные и односторонние разветвления (77% от общего их числа). Наиболее сложное трехрукавное разветвление находится в зоне перехода от интрузивного к осадочному

комплексу горных пород (Венчальный перекат). В целом составляющие разветвления нижнего Витима острова в большинстве своем являются скульптурно-аккумулятивными образованиями.

Крупным аккумулятивным разветвлением является дельта Витима. Распределение расходов воды в узле слияния рек Лены и Витима измерялось летом 1983 и 1988 гг. при высоких горизонтах воды: в первом случае, уровень превышал низкий меженный на 800 см, во втором – на 460 см. Наибольший расход воды в устье проходит по левому широкому и относительно мелкому рукаву. Плавное сопряжение разветвлений у островов Еловый и Липасевский обусловило значительный отток воды по обе стороны острова Елового и меньший, но сравнительно постоянный, между островами Липасевский и Медвежий. В более высокую воду расходы в левом рукаве несколько увеличиваются (около 3%). При снижении уровня сток левого рукава несколько снижается, а правого возрастает примерно на 2%. В целом сток Витима в дельте распределяется следующим образом: 58-60% пропускает левый рукав, 42% поступает в правый судоходный рукав. В устьевой части рукавов, за счет перетока воды между островом Медвежий и Липасевский их роль меняется.

Для выявления амплитуды и фаз взаимного подпора в узле слияния Лены и Витима была использована методика сравнения и анализа соответственных уровней по постам, расположенным как выше узла слияния, так и непосредственно в месте дивергенции потоков (Беркович, Зайцев, 1970). Для Лены это были водопосты Змысилово и Визирный, для Витима – Бодайбо и Воронцовка. Расстояние между водопостами и устьями на обоих реках при расчетах могут быть приняты как равные. Связь уровней между ними имеет линейный характер. Для сопоставления наблюдавшихся на водопостах уровней были использованы уровни воды 50% обеспеченности. Для Витима амплитуда подпорных уровней составила в среднем 150 см, а ее максимальная величина достигала 350 см при естественной ошибке расчетов 80 см. В отдельные моменты уровни Витима бывают меньше ленских, но не более, чем на 270 см. Во времени отношении уровни Витима чаще бывают выше ленских, особенно в период прохождения высоких летних паводков.

Расчеты взаимных подпоров сливающихся рек показывают, что р.Лена имеет более высокие уровни воды, чем Витим, в начальный период половодья. В остальное время она находится в подпоре, особенно в периоды прохождения многочисленных и многоводных летних паводков на Витиме. Исключением являются периоды глубокой летней межени и продолжительной зимы, когда уровни в Лене несколько выше и Витим находится в состоянии динамического подпора. Транспортирующая способность потока Витима в устье существенно снижается, что проявляется в формировании обширной дельты и резком уменьшении диаметра частиц донных фракций. В другие периоды времени Витим имеет большую удельную транспортирующую способность, чем Лена.

Продольный профиль водной поверхности имеет тесную связь с геологическим строением ложа потока. Выходы коренных пород или изменение их прочности в сторону увеличения отмечаются резкими перепадами глубин на профиле дна. На профиле водной поверхности выходы коренных пород отражаются в виде характерных ступеней. Продольный профиль нижнего Витима в межений период выше устья Мамы в целом прямоилинейный, а после впадения Мамы преобразуется в вогнутый. Перед слиянием с Леною продольный профиль выплаживается в области выхода осадочных пород. Неровности продольного профиля приурочены к местам близкого залегания коренных пород в русле. Особенно заметны перегибы продольного профиля на таких мелководных и коротких перекатах, как Собачий Норки, Оленьи острова, Мамский, Лопатинский и Венчальный, а также и на более протяженных выступах перекатных участков Еловый-Бурый, Голый-9-с Зимовье, Колотовский-Соболинский, Свистлобовский. Явление водослива, возникающее здесь в период межени, приводит к значительному увеличению скоростей течения и местным просадкам уровней. С увеличением горизонтов воды относительно мелкие неровности продольного профиля сглаживаются, но перегибы, контролируемые протяженными выступами коренных пород на длинных перекатах, остаются.

На рис. 5 приведены продольные профили, построенные для перекатного участка, расположенного непосредственно вблизи гидрологического поста Воронцовка. Отметки горизонтов воды удалось измерить вдоль правого и левого берегов в широком диапазоне уровней. Анализ отметок горизонтов воды при повышении уровней обнаруживает существенные деформации профиля водной поверхности, что указывает на резкое изменение гидравлических условий течения при смене фаз гидрологического режима под влиянием сложившейся геометрии русла. Условия, при которых наблюдается "игра" уклонов при изменении уровней воды, типичны для валунно-галечных и скальных русел рек и объясняются тем, что русло на перекатах можно рассматривать как широкий подтопленный водослив (Зайцев, 1989). Как видно из рисунка, уровень воды в нижней плесовой лощине ниже Венчального переката выше на 220 см. чем непосредственно на посту Воронцовка при уровнях 700 см выше проектного горизонта. При меньших уровнях воды эта разница снижается, а при проектных горизонтах и ниже, как правило, наступает обратная картина. Для учета подобных ситуаций при дноуглубительных работах и, особенно, при проведении промеров и определении величины резонансного горизонта подобные схемы были построены для всего отрезка реки.

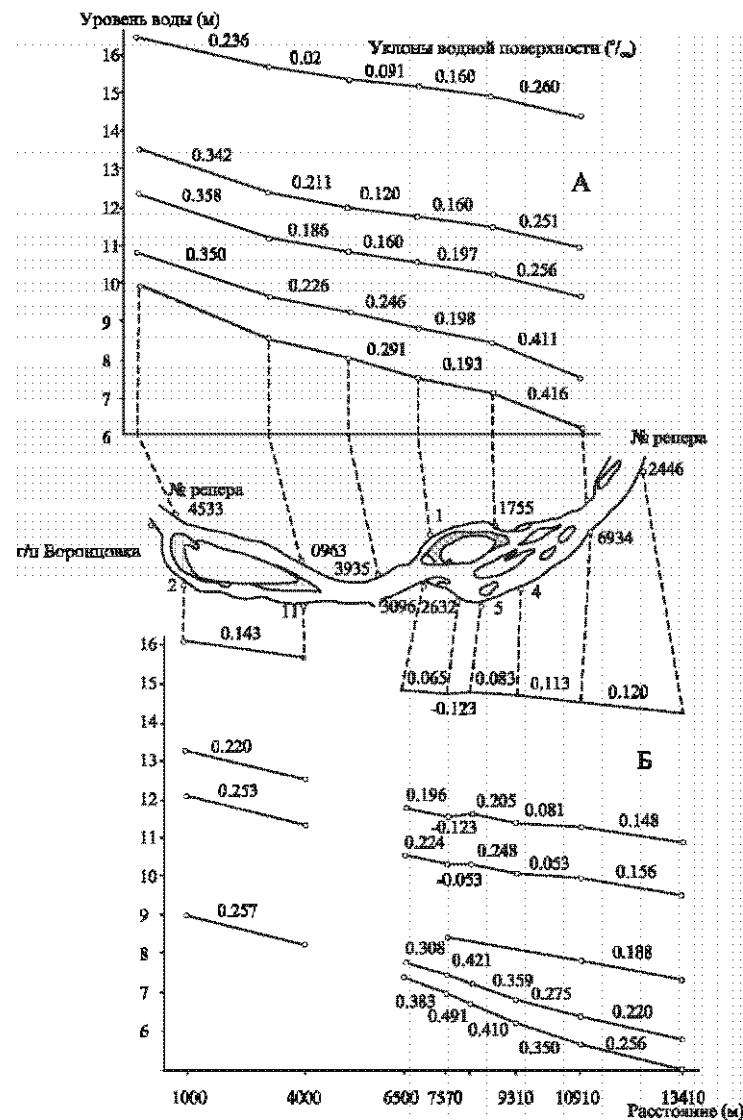


Рис. 5. Продольные профили водной поверхности при различных уровнях воды р. Витим на участке перекатов Шляпинский-Венчальный

Скальный и грядовый рельеф русла, перекаты

Для нижнего Витима характерно наличие значительных по площади участков скального дна. Закономерности их распространения и рельеф изучались путем анализа продольных и поперечных (выполненных через 100–150 м) эхолотных профилей дна.

Рельеф скальных участков дна отличается резкими изменениями высот как в продольном, так и в поперечном направлениях. Продольные профили русла фиксируют наличие разномасштабных скальных гряд длиной до нескольких десятков метров и высотой до 2-3 м. В продольном разрезе скальные гряды имеют обычно симметричную форму и отличаются от аллювиальных гряд большей крутизной и резкостью очертаний. Поперечные профили русла демонстрируют аналогичную картину, что позволяет предполагать у большинства скальных гряд изометричную, холмовидную или пикообразную плановую форму, обусловленную сеткой трещиноватости коренных пород. В то же время, наблюдения на отмелых участках русла показывают, что более мелкие скальные гряды (с шагом дециметры-первыи метры), оставшиеся вне пределов разрешающей способности эхолотов, часто близки по форме к аллювиальным грядам с крутым низовым и пологим верховым скатами и значительным отношением ширины гряды к длине.

Расселины скального дна, представляющие собой расширенные действием водного потока и субаквального выветривания трещины, не проявляются в рельефе дна столь же отчетливо, как положительные формы, поскольку заняты аллювием. На неразветвленных участках с близкой к параболической формой сечения русла площади распространения скальных пород локализованы преимущественно в пределах бортовых частей русла и относительно редко отмечаются в зоне тальвега – посередине реки, где сосредоточен основной поток наносов. В пределах одиночных разветвлений обычна обратная картина: скальное, лишнее аллювия дно обнажается в центральной части обоих или одного из рукавов.

На участке от г. Бодайбо до впадения р. Мамы (300-171 км от устья) в русле Витима преобладают крупногалечные и мелковалунные наносы, грядовый рельеф развит слабо. В основном встречаются случайные одиночные гряды длиной до 100 м. Поля сплошного распространения грядовых форм редки и тяготеют ко второстепенным протокам, где происходит локальное уменьшение крутизны руслообразующих наносов. Преобладают гряды с неразвитым профилем, а также начальные, неразвитые формы в виде низкоамплитудных волн поверхности аллювиального дна. Все это свидетельствует о высокой степени дефицита руслообразующих наносов того диапазона крупности, который является оптимальным для формирования гряд в данных гидродинамических условиях. Направленное уменьшение средних скоростей потока и степени скальности русла вниз по течению Витима свидетельствует об увеличении количества аллювия в русле, которое происходит в основном за счет достаточно подвижных фракций мелкой и средней гальки. Результатом этого является постепенное обогащение и усложнение структуры грядового рельефа, формирование ниже устья р. Мамы иерархии аллювиальных гряд.

Длины измеренных в русле Витима гряд составляют от 20 до 1750 м, высоты – от 0.08 до 5.3 м. Кривые распределения длин и высот гряд имеют плавную, без существенных изменений знаков кривизны форму, не позво-

ляющую провести выделение структурных уровней, в то время как на конкретных профилях русла выделяется до 5 порядков гряд. Случаи наличия полной иерархической структуры единичны. Наиболее часто встречается двух- и трехпорядковая иерархия, а также единичные гряды разных порядков.

Своеобразными являются прибрежные косы длиной 150-200 м и шириной 20-50 м. Они примыкают к галечно-валунным и валунным бичевникам преимущественно в зонах нарушения безотрывного обтекания потоком берегов и выпуклых изгибах береговой линии. Валунный материал для формирования кос поставляется мелкими горизонтальными притоками, либо переносом потоком материала размываемых бичевников и цоколей низких террас.

Гряды перекатов в условиях дефицита наносов часто имеют лишь частично аккумулятивное строение, представляя собой выступы скального ложа, прикрытые слоем аллювия небольшой мощности. Неровности коренного ложа в большой степени предопределены геологическими причинами, однако ведущая роль в формировании руслового рельефа принадлежит водному потоку, и по своему облику и положению в русле подобные структурно-аккумулятивные перекаты близки к аллювиальным.

На верхнем отрезке река течет в неразветвленном пологоизогнутом русле вплоть до первого сложного переката Собачьи Норки. На 280 км в Витим впадает река Мамакай. В самом устье Мамакана возведена плотина гидроэлектростанции. Плотина преградила вынос галечных и валунных наносов из притока, которые в свое время образовали мощную высыпку, сформировавшую возле левого берега систему крупных побочней и осередков. Здесь образовался перекат Собачьи Норки.

Русло в районе переката расширяется с 340 до 780 м, на останцах коренных пород образовались острова. Русло двумя группами островов и осередков делится на три рукава – судоходным является средний. Глубина потока при простираемых уровнях на коротком гребне переката снижается до 1,8-2,0 м, в то время как плесовые лощины глубокие. Длина расширенного участка достигает 1200 м. Ниже по течению русло на расстоянии 16 км прямолинейное и на большем своем протяжении неразветвленное. Одиночные острова встречаются только на перекатах Булыжный и Базаиновский, обусловливая расширение русла реки с 500 до 800 м.

На 256 км сравнительно узкое (до 500 м) русло Витима вновь расширяется, образуя чередование одиночных разветвлений со сравнительно длинными неразветвленными вставками. Перекаты также формируются возле островов, наиболее известные из них Еловый и Бурый. В первом разветвлении судоходным является левый рукав с шириной до 220 м, правый в низкую воду пересыхает. В нижнем разветвлении судоходство осуществляется по правому рукаву. В нижней части судоходного рукава, под правым берегом имеются остатки выпрямительных сооружений. Следующее вниз по

теснико одиночное разветвление начинается после 5-километровой прямолинейной неразвитенной вставки.

Значительное расширение русла имеет место на 236 км (с 380 до 1050 м). Здесь сформировался за счет отторжения пойменного массива о-в Заячий. Правобережный рукав разветвления обмелел. В верхней части разветвления у левого берега имеется небольшая каменистая коса, а несколько ниже, у острова Заячий – мощный побочник с включением большого количества камней-одинцов. В нижней части косы, занимающей две трети меженного русла, появляются маленькие, низкие осредки. Собственно корыто переката располагается между левобережной косой и побочником. Ниже переката русло вновь сужается до 240 м.

Таким образом, практически все перекаты Витима приурочены к расширенным отрезкам русла в которых сформировались осредки или острова. Естественно, что следующий по более узкой протоке судовой ход в ряде мест имеет ограничения по глубине, так как часть воды отвлекается во второстепенную протоку. Неразвитые отрезки между расширениями представляют собой глубокие плесы и имеют случайную длину от 1 до десятков километров в зависимости от геолого-геоморфологических условий формирования долины. Здесь в расширениях сформировались перекаты Пестревский, Оленьи острова, Могучий, Колотовский, Соболевский, Шляпин и др. Часть второстепенных проток в разветвлениях в можно пересыпает.

Определенный интерес с точки зрения генезиса представляют разветвление на 184 км в районе переката Каменного. Здесь в русле выходит локальный выступ каменной породы с образованием острова-утеса диаметром 150 м. За островом в области скоростной тени образовалась небольшая галечная отмель, покрытая в подводной части каменной россыпью.

На 172 км в Витим впадает его последний приток – р. Мама. Вследствие преимущественного подпора со стороны Витима большого выноса аллювия из Мамы не наблюдается. Характер русла и перекатов остается прежним вплоть до перекатов Шляпинский и Венчальный. Ниже водопада Воронцовка средние уклоны реки заметно снижаются. В совокупности с расширением долины изменение уклонов привело к образованию в низовьях Витима сравнительно широких пойменных разветвлений. Наиболее примечательное расширение русла имеет место в районе Венчального переката, где река резко изменяет свою ширину с 550 м до 2100 м. В районе расширения образовались два острова – Криволукский и Венчальный, а также обширные отмели, подпирающие транзитный поток Витима. Поэтому для судоходства используется правобережный рукав с узким извилистым фарватером.

Между перекатом Венчальный и дельтой Витима имеется несколько простых одиночных разветвлений, морфологически очень схожих. Например, к ним относятся разветвление на 85-83 км в районе переката Червонный, где ширина потока увеличивается с 450 до 800 м. остров Родионов на

66-64 км, остров Березовый на 31-29 км. Однако на нижележащем отрезке реки, кроме разветвлений часто встречаются короткие но рельефные побочники, приверх которых выстлан валунной отмосткой. Эти побочники связаны с конусами выноса многочисленных малых притоков Витима.

В пределах рассматриваемого участка Витима имеется всего 35 перекатов, причем, что естественно, большинство из них расположены в верхней половине. На последних 100 км перекаты в среднем располагаются через 12,5 км при среднем шаге 5,8 км. Вследствие "дефицита" влекомых наносов перекаты характеризуются слабой выраженностью морфологических элементов. Часть из перекатов по навигационной терминологии можно отнести к пересвалам, например, Бодайбипский, Собачий Норки. Большая группа перекатов имеет длинные корытообразные гребни и параллельные, развивающиеся с обоих берегов, неодинаковые по размеру побочники. Как правило, оба побочника подводные даже в меженный период. Таких перекатов насчитывается девять – Базановский, Булыжный, 9-й Зимовье, Олений острова, Мамский, Светлолововский, Лопатинский, Бычок, Еловый.

Характерными для участка являются перекаты с односторонним побочником: Мамаканский, Голый, Заячий, Незаметный, Пестеревский и др. На ряде подобных перекатов, отсснившие их побочники имеют более или менее развитую побочневую протоку – Кудимовский, Тихоновский. Побочневые протоки отвляжают из основного корыта часть воды, ухудшая их состояние. На участке можно также выделить несколько сложных перекатов, с хорошо развитой пессовой ложиной – Бурый, Могучий, Венчальный. К перекатам типа россыпи относятся Колотовский и Воронцовский.

Русловые деформации.

Геолого-геоморфологические условия руслоформирования определяют чрезвычайную замедленность как вертикальных, так и горизонтальных русловых деформаций.

Измерение величины отступания различных морфологических типов берегов за 11-летний период в створах реперов, для которых известно расстояние до бровки берега в момент их установления в 1978 г., позволило сделать оценку скорости отступания берегов (табл. 1). Слабоподываемые берега размываются со скоростью до 5 см/год, среднеподываемые – до 30 см/год, сильно подываемые – до 3 м/год. Стабильные и скальные берега практически не размываются. Тенденция уменьшения темпов горизонтальных деформаций аллювиальных берегов согласуется с уменьшением среднего уклона, а значит и средних скоростей вниз по течению реки.

Улучшение условий судоходства

Как отмечалось, большинство перекатов на реке образовались в местах расширения русла и разветвления потока на рукава и протоки острова-

ми и оссердками. Многие перекаты в своем основании имеют скальный выступ, лишь слегка прикрытый аллювием. Скальные выступы, на данном этапе освоения Витима, ограничивают возможности увеличения габаритов пути как вследствие дорогоизны скалоуборочных работ, так и по причине возможного нарушения равновесного состояния продольного профиля, что непременно скажется на экологическом состоянии реки на судоходном отрезке.

Выправительные, дноуглубительные, камне- и скалоуборочные работы на реке в разных масштабах проводятся уже более 100 лет. За это время удалось создать водный путь, практически удовлетворяющий требования существующего судоходства. Однако, в случае необходимости более интенсивной эксплуатации водной магистрали на ряде гребней перекатов целесообразно провести дноуглубление. Следует также заметить, что увеличение пропускной способности реки в транспортных целях можно добиться путем создания оптимальных графиков завоза грузов, используя периоды прохождения летних паводков. Методика краткосрочных прогнозов снижения паводковых уровней была разработана А.В.Христофоровым (Водные пути..., 1995). В этом случае, даже при сохранении существующих проектных уровней, имеющих достаточно высокую обеспеченность, без сверхзатрат можно довести гарантированную глубину до 2,0 м и обеспечить требуемые для глубокосидящего флота габариты фарватера в требуемых отрезках времени. Естественно, что наряду с этим требуется продолжить оборудование причалов с целью улучшения условий и ускорения разгрузки и обрачиваемости флота.

Средняя протяженность перекатов колеблется от 0,5 до 3 км, отдельные перекаты следуют друг за другом и соединены слабо выраженным плесовыми лощинами, образуя, как бы, серии перекатов длиной в десятки километров. Однако, наиболее лимитирующие судоходство отрезки гребней перекатов, где наблюдается стеснение потока в межень, как правило, короткие и не превышают в длину нескольких сотен метров. Тем не менее разработка целого ряда подобных гребней затруднена, здесь зачастую требуется проведение скалоразборных работ. Расчеты показывают, что увеличение глубины на мелководных участках гребней перекатов до 2,0-2,2 м на всех перекатах судоходного отрезка нижнего Витима не должно вызвать заметных последствий, связанных с посадкой уровня. Длинные по протяженности и глубине плесовые отрезки реки, соединяющие перекаты, и повышенная водность в летний период даже при сравнительно больших уклонах полностью гасят негативные последствия возможного дноуглубления.

Наибольший объем дноуглубительных работ потребуется выполнить на верхнем отрезке реки, в основном выше р.Мама. Дноуглубительные прорези должны соединять верхнюю и нижнюю плесовые лощины перекатов по наиболее короткому направлению и плавно сопрягаться с существующим положением оси судового хода. Естественно, что при проведении дноуглубительных работ наиболее простыми будут работы по расчистке

скоплений рыхлого валунно-галечного аллювия, а не скалоразборка. Поэтому трассирование прорезей осуществлялось через места скопления донных наносов. В процессе работ в основном предложена подчистка чрезмерно выдвинувшихся в сторону судового хода гряд наносов.

Учитывая специфику режима Витима строительство подпорных гидротехнических сооружений не предлагается. Лишь в одном месте, на перекате Бурый, рекомендовано в районе нижнего корыта возвести короткую полузыпруду меженного регулирования для устранения растекания потока по плосковершинным грядам, сформировавшимся в локальном расширении русла.

ЛИТЕРАТУРА

- Беркович К.М., Зайцев А.А. Русловые процессы в узле слияния Бии и Катуни. // Метеорология и гидрология. 1976, № 8.
- Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Русловые процессы на болотных реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием // Вестник МГУ. Сер. География. 1985, № 3.
- Борсук О.А., Долженко Ю.А., Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Матвеев Б.В., Христофоров А.В., Чалов Р.С. русловые процессы на верхнем Алдане и их учет при транспортном освоении реки // Орозия почв и русловые процессы. Вып. 10. М.: МГУ. 1995.
- Гурий А.Д., Лодина Р.В. особенности русловых процессов и морфология русла нижнего Витима // Геоморфология. 1994, № 1
- Зайцев А.А., Савцова Т.М. Скульптурный и аккумулятивный рельеф врезанных русел рек Восточной Сибири и особенности его формирования // Геоморфология. 1994, № 4.

В содержание

К.М. Беркович, С.Н. Рудева, В.В. Сурков, Р.С. Чалов

АНТРОПОГЕННЫЕ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ РУСЛА РЕКИ ТОМИ*

В последние 40-50 лет антропогенная нагрузка на реки и их русла неуклонно возрастает, это все более заметно сказывается на гидрологическом и русловом режиме рек. Среди наиболее мощных видов воздействия на речные русла выделяется русловая добыча песчано-гравийной смеси. Из русла реки безвозвратно извлекается русловой аллювий, современный или древний. О масштабах этого вида деятельности дают представление следующие цифры: в 1983 г. только организациями Минречфлота Российской Федерации из русел судоходных рек было добыто 156 млн. м³ песчано-гравийных наносов, к 1990 г. объем добычи вырос до 190 млн. м³. Эта величина соизмерима с полным стоком наносов рек России. Для освоенных равнинных территорий В.И. Можжерин (1994) определяет модуль стока в 71 т/км²/год, а модуль стока влекомых наносов, к которым относятся добываемые грунты, – в 3 т/км²/год. Если отнести объем добычи ПГС ко всей площади России, то получается "модуль добычи" – около 15 т/км²/год.

Добыча ПГС относится к прямым видам воздействия на речное русло, как и другие виды деятельности, изменяющие русло на участке реки и не привязанные к конкретному створу. В ходе разработки месторождений существенным образом изменяется русловой рельеф, а также размеры и форма поперечного сечения русла. Одновременно нарушается баланс русловых наносов по длине реки. Первоначально добыча была сосредоточена на реках, протекающих у крупных городов или крупных строек. К таким рекам относится и нижняя Томь у Томска. Добыча ПГС началась здесь в начале 50-х гг., когда разрабатывались месторождения, разведанные непосредственно у города (гидропорт Томск) и ниже него по течению. К началу 80-х гг. добыча производилась на участке длиной более 20 км (44-68 км от устья). Объем добычи постепенно нарастал: в 1956-1960 гг. ежегодно добывалось около 300 тыс. м³, в 1961-1965 гг. – 450 тыс. м³, к 1976 г. объем добычи увеличился до 3500 тыс. м³, а в 1981 г. – до 6000 тыс. м³. Можно полагать, что всего за 50-80-е гг. ниже Томска из русла реки было извлечено безвозвратно не менее 60 млн. м³ песчано-гравийного аллювия средней крупностью 17-35 мм. Ю.И. Каменсков (1987) оценивает объем добычи за 25 лет в 100 млн. м³. В 80-е гг. основные работы по добыче были перенесены на участок реки выше Томска (76-94 км от устья), где в 1986 г. было добыто более 6300 тыс. м³ ПГС. Разрабатывалось также месторождение в одном из несудоходных рукавов реки – протоке Светлой.

Среди видов антропогенной нагрузки на русло реки на участке от 104 км до устья нельзя не отметить большой объем дноуглубительных ра-

* Выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-64454)

бот, проводимых для увеличения и поддержания судоходных глубин. За период 1960-1982 гг. гарантированная глубина на участке от Томска (68 км) до устья была увеличена с 2 до 2,6 м, при этом постепенно возрастали и объемы дноуглубительных работ Томского района водных путей. Если в 1964 г. они не превышали 150 тыс. м³, то в 1972 г. – 600 тыс. м³, в 1974 г. – 1300 тыс. м³, в 1976 г. – 3000 тыс. м³, и лишь позднее снизились до 1200 тыс. м³. Заметим, что первый резкий прирост объема дноуглубительных работ (1972-1974 гг.) совпал с увеличением объема добычи ПГС с 700 до 2200 тыс. м³, а второй скачок объема дноуглубительных работ – с увеличением объема добычи ПГС до 4000-5000 тыс. м³ и одновременно – гарантированной глубины с 2,3 до 2,5 м. В 80-е гг. значительные дноуглубительные работы были проведены и выше Томска для обеспечения водных подходов к новым месторождениям. Так, в 1984 г. на участке 72-96 км были разработаны прорези объемом 350 тыс. м³, а в 1985 г. – 1670 тыс. м³.

Изменения, которые происходят в русле реки под влиянием антропогенных факторов, во многом определяются конкретными природными условиями, в которых формировалось речное русло, хотя действуют одни и тех же факторов инициирует возникновение на разных реках некоторых общих черт изменений гидрологического и речевого режима. Участок Томи от 104 км до устья характеризуется резкой сменой геологогеоморфологических условий. В районе Томска проходит четкая тектоническая, геологическая и физико-географическая граница, которая отчетливо отражается в форме продольного профиля реки. Принятый за исходный продольный профиль водной поверхности и дна реки за 1933 год (до начала интенсивной нагрузки) отличался наличием резкого перелома в районе 62 км от устья, так что в целом форма профиля описывается экспонентой, что довольно редко является для продольного профиля равнинных рек на сравнительно коротком участке (100 км), обычно в таких случаях профиль близок к прямой. Построив продольный профиль реки в относительных координатах (Z – падение между точками профиля, относительно к полному падению на участке и X – расстояние между точками профиля, относительно к полной длине участка исследований) по данным 1933 г., можно получить формулу, описывающую исходную форму продольного профиля: $Z = 0,024 e^{3,9X}$ при коэффициенте корреляции (R) 0,97 и стандартной ошибке значения функции (S_{cm}) 0,054. Профиль, построенный по данным нивелировки 1986 г., описывается близкой зависимостью: $Z = 0,027e^{3,4X}$, но при $R=0,84$ и $S_{cm}=0,104$, что характеризует возросшую неравномерность распределения уклонов, связанную, очевидно, с последствиями антропогенной нагрузки. На верхнем отрезке участка (104-72 км от устья) река отличается большим уклоном, в бытовом состоянии он составлял 0,15-0,17 %. Дно речной долины чётковидное, в основаниях коренных берегов, особенно правого, практически повсеместно обнажаются скальные породы. Их выступы прослеживаются и в русле, где они прикрыты более или менее толстым слоем гравийно-галечного аллювия. В русле реки распространены галечные отмели и

перекаты, галечники залегают также в основании поймы. Средняя крупность руслового аллювия составляет 17-35 мм. В расширениях дна долины русло преимущественно дробится на рукава, которые забирают иногда значительную долю расхода воды в половодье (протоки Светлая и Суровская – до 30-40%). В сужениях русло объединяется и становится прямолинейным или слабоизвилистым. Большая крупность руслового аллювия и выходы скальных пород делают основные формы руслового рельефа стабильными. На нижнем отрезке (72 км – устье) коренные породы резко погружаются под толщу галечного и песчаного аллювия. Уклоны реки на этом отрезке в бытовом состоянии составляют 0,064‰. Характерно что перелом продольного профиля сохранился и в половодье. Так, в 1931 г уклоны верхнего и нижнего отрезков составили соответственно 0,17 и 0,049‰. Русло становится песчанным, галечники встречаются только в отдельных плесовых ложинах. Морфологически оно представляет собой одиночные и простые сопряженные разветвления, а вблизи устья образует адаптированные излучины. Водность некоторых рукавов в течение многих лет поддерживается искусственно землесорванием (подходы к судоремонтному заводу в пос. Самусь, к Моряковскому Затону).

Река отличается достаточно высокой водностью. Средний многолетний расход воды превышает 1000 м³/с, а максимальный достигает 12000 м³/с. Согласно расчетам Р.С. Чалова (1979), руслоформирующим для Томи в районе Томска является расход воды 4400 м³/с обеспеченностью 7%, проходящий ниже бровки пойменных берегов. Минимальные расходы воды в летне-осеннюю межень составляют 250-300 м³/с. Высокая водность реки, казалось бы, должна способствовать транспорту большого объема русловых наносов. Однако, сток наносов Томи невелик. Ю.И.Каменсков (1987) определяет его размеры в 200 тыс.м³(около 350 тыс. т). Расчеты стока гравийно-галечных наносов, исходя из гидравлических характеристик потока по гидропосту Гидростратор (76 км от устья) показывают, что они передвигаются при расходах более 2500 м³/с и объем стока составляет в среднем 25 тыс.м³/год. На нижнем отрезке гравийно-галечные наносы практически не переносились и при бытовом режиме. Последствия разработки русловых карьеров были замечены в конце 60-х-70-х гг. , когда было обнаружено понижение меженных уровней воды, причем сразу в широком диапазоне расходов – от просктного (270 м³/с) до среднемноголетнего (1080 м³/с) (табл. 1).

Суммарное понижение уровней воды в этом диапазоне расходов достигло 2,2-2,6 м. оно ощущается даже при расходах половодья; так, при расходе 6300 м³/с уровни понизились на 0,9 м. Это явление (посадка уровней) обычно сопровождает все участки карьерных разработок, но на Томи проявляется особенно ярко. Оно явилось следствием огромного увеличения объема меженного русла (примерно на 1,3 млн. м³ на 1 км), уничтожения многих форм аллювиального рельефа (побочней, островов). Карьерные выемки протягиваются непрерывно на десятки км и имеют большую глуби-

ну, что по мнению В.В.Дегтярева (1987) является важнейшим фактором посадки уровней. Действительно, на некоторых участках русло превратилось в единую плесовую лощину со средней глубиной до 5-7 м, возникли выемки глубиной более 9 м. тогда как в начале 50-х гг. глубины русла не превышали 4 м. Средняя глубина русла в межень увеличилась за 25 лет с 1,6 до 2,5 м, средняя максимальная глубина – с 4 до 6,5 м, площадь живого сечения на всем нижнем отрезке увеличилась в 2-5 раз. Все это привело к существенному перераспределению уклонов водной поверхности (табл.2).

Таблица 1
Отметки уровней воды (см) на гидропостах Томи

Годы	Томск		Гидроствор	
	$Q=270 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q=1080 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q=270 \text{ м}^3/\text{с}$	$Q=1080 \text{ м}^3/\text{с}$
1962	+ 46	+ 206	+ 180	+ 318
1963	- 18	+126	+156	+ 260
1968	- 62	+118	+ 6	+ 166
1976	- 90		- 22	+ 142
1980	- 170	+ 50	- 40	+ 116
1982	- 220	- 20	- 88	+ 98

Таблица 2
Изменения уклонов р.Томи (%)

Годы	Участок (км от устья)				
	0-68	68-75	75-82	82-90	90-104
1933	0,064	0,168	0,164	0,164	0,164
1963	0,043	0,220			
1973	0,024	0,162			
1982	0,022	0,224			
1983	0,014	0,258	0,133	0,384	0,212
1986	0,009		0,165	0,363	0,298

Уклоны нижнего отрезка, где в основном производилась добыча ПГС, сильно уменьшились, наоборот, на верхнем отрезке произошло существенное увеличение уклонов. Уменьшение уклонов сказалось на снижении транспортирующей способности потока, средние скорости течения ниже участка карьеров составляют около 0,3 м/с. Средняя крупность руслового аллювия по данным измерений составляет около 4 мм за счет примеси гравия в песках. Более 12% площади русла на нижнем отрезке занято галькой диаметром 25 мм. Крупным гранулометрическим составом отличаются плесовые лощины, где залегает древний аллювий, а также дно дноуглубительных прорезей. Русловые формы – побочни – сложены в основном пес-

ками размером от 0,17 до 0,5 мм, которые занимают более 50% площади русла. Снижение транспортирующей способности потока примерно в 20 раз привело к тому, что существенного размыва русла ниже участка карьеров не произошло. Быстрое понижение уровней на участке добычи и ниже него приводило лишь к необходимости выполнения дноуглубительных работ во все больших объемах на перекатах, сохранившихся на участке. Режим перекатов отличается рядом специфических черт. Незначительный размыв их гребней происходит, главным образом, во время половодья, когда скорости течения возрастают, а поток, выходящий из зоны карьеров, не загружен наносами. На спаде половодья и в межень отмечены перекатов стабилизируются, на них отлагаются илистые частицы. В 60-70-е гг. отмечалось смещение максимума дноуглубительных работ вниз по течению. Вначале, в 1962-1971 гг. наибольшие объемы извлекались на сохранившихся перекатах участка добычи – Томском-Косоводном. Здесь на 10-ти км участка извлекалось тогда более 60% общего объема дноуглубительных работ нижнего отрезка Томи. Ниже карьеров объем дноуглубительных работ был незначительный – не более 14% всего их объема. В следующее десятилетие картина существенно меняется. В пределах 24-х км участка добычи объем дноуглубления не превышал 20-22%, зато непосредственно ниже карьеров он превысил 50% всего объема выполненных работ. Существенно увеличился объем дноуглубительных работ на приусадебном участке – с 13 до 25%. Очевидно, первоначальный рост объемов дноуглубления в пределах участка добычи связан с перераспределением скоростей в живом сечении, увеличением его площади, усилением блуждания динамической оси потока. Впоследствии частичный размыв русла вызывает обмеление перекатов, расположенных ниже карьеров, что заставляет наращивать объем дноуглубления. Вместе с тем, это, очевидно, связано также с быстрой посадкой уровней и тем, что песчаный аллювий нередко подстилается галечниками, что затрудняет саморазмыв перекатов. Увеличение объема дноуглубительных работ на приусадебном участке, вероятно, связано с усилением подпора со стороны Оби по мере уменьшения уклона Томи.

Верхний отрезок исследованного участка Томи подвергался интенсивным деформациям размыва на протяжении десятилетий. Вначале развивалась регрессивная эрозия, обвязанная своим возникновением быстрой посадкой уровней в карьерах. Резкое увеличение уклона прослеживается уже в начале 60-х гг. непосредственно выше Томска. В результате в течение одного десятилетия был смыт значительный слой аллювия, и обнажился скальный порог (73-75 км от устья). По мере дальнейшей посадки уровней в Томске уклон на пороге все более возрастает и достигает в 1986 г. 0,66 %. Вместе с тем происходит постепенное увеличение и на этом фоне дифференциация уклонов по длине реки. Так, средний уклон на отрезке 68-104 км увеличился с 0,164 (бытовые условия) до 0,231 % в 1986 г. Отчетливо проявляются более крутые и более пологие участки. Первые связаны с возникновением новых трудноразмываемых выступов (82-90 км), вторые приуро-

чены к новым карьерам. Вероятно, на этом участке развивается и трансгрессивная, и регрессивная эрозия. Сравнение планов Суровских перекатов (82 км) показывает, что за 25 лет отметки дна местами попались на 2-3 м. Вероятно продукты размыва отложились на расположенных ниже порога Синих перекатах – на участке резкого уменьшения уклонов. За 10 лет объемы диоуглубительных работ на этих перекатах увеличились на порядок. В целом, понижение уровней, связанное с распространением регрессивной эрозии, прослеживается примерно на 50 км от вершины карьеров (68 км), плавно убывая. Известно, что местные базисы эрозии обычно замедляют распространение регрессивной эрозии. Вместе с тем, образование порога способствует изменению гидравлики потока половодья. За счет уменьшения глубины при ограничении врезания на пороге возрастают скорости течения. Выше лежащий участок реки длиной, иногда в десятки км, попадает в зону ускорения течения, т.е. на участок кривой спада, где происходит общий размыв русла трансгрессивного характера. Протяженность кривой спада тем более, чем выше половодье, итогом является далее распространение эрозии выше Томских карьеров и большая ее величина. Учитывая, что размер неподвижных частиц составляет 60-70 мм, а их содержание в составе аллювия 3-5%, можно полагать, что размыв русла до образования отмостки составляет около 2 м. К этому можно добавить то обстоятельство, что при освоении новых месторождений (82-94 км) слой отмостки был нарушен, так что величина размыва может быть еще больше. Характерно, что за 1982-1986 гг. местные уровни воды понизились в Томске -на 0,5 м., на пороге -на 0,3 м., в районе 78-84 км -на 0,7-1,1 м. При этом существенно возрастает уклон выше 94 км, возникают новые переломы продольного профиля. Так, на 102-104 км уклон реки в 1986 г. достиг 0,63 %. Это вызывает интенсификацию глубинной эрозии и выше по реке.

ЛИТЕРАТУРА

- Дегтярев В.В. Улучшение судоходных условий сибирских рек. М.: Транспорт.
Каменсков Ю.И. Русловые и пойменные процессы. Томск.: Изд-во Томского университета. 1987.
Мозжерин В.И. Геоморфологический анализ твердого речного стока гумидных равнин умеренного пояса. Автографат докт. дисс. Санкт-Петербург: 1994.
Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.

*В содержание
Н.И. Макавеев*

ВЫПРАВЛЕНИЕ РУСЕЛ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЦЕЛЕЙ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА*

Водные ресурсы и влияние на них антропогенных факторов

Суммарные запасы пресной воды в нашей стране составляют 53 тыс. км³. Из них 48,8 тыс. км³ – "вековые запасы": это – вода озер, ледников, болот. Одновременно содержание воды в руслах рек – около 0,5 тыс. км³, а их суммарный сток в средний год – 4,7 км³. По величине стока СССР занимает второе место в мире (после Бразилии). При этом на одного человека приходится 1,9 тыс. м³ годового стока, но в отдельных республиках эта величина значительно меньше. Например, в Туркменистане она составляет всего 0,2 тыс. м³.

84% речного стока направляется в Северный Ледовитый и Тихий океан. Бассейны этих рек характеризуются избыточным увлажнением и мало населены. На территории остальных водосборов ощущается напряженный режим использования пресной воды.

В таких условиях воду приходится распределять между различными отраслями народного хозяйства, составляющих водохозяйственный комплекс. Часть отраслей только использует воду (например, водный транспорт, рыбное хозяйство), другие потребляют воду (многие отрасли обрабатывающей промышленности, ирригация, бытовое водопотребление). На основе значимости членов комплекса и особенностей использования ими воды производится оптимизация комплекса при помощи различных методов (метод наименьших суммарных ущербов, метод максимального экономического эффекта и др.).

В условия ограниченных водных ресурсов все острее ощущается антропогенное воздействие на сток и русловые процессы. Суммарная съемка водохранилищ превосходит 1 млн. км³. Заметно уменьшился сток ряда рек (Амударья и Сырдарья всплою практически пересыхают в устьях). Сильно снизился уровень бессточных морей, особенно Аральского. Наряду с этим русла рек оказались природными объектами "легко ранимыми" при недостаточно продуманном антропогенном изменении факторов русловых

* Предлагаемая неопубликованная ранее работа П.И. Маккавеева была написана, очевидно, во второй половине 70-х годов. Можно полагать, что это – краткий текст лекций по курсу "Регулирование русел", который в те годы вводился на кафедре геоморфологии по планируемой тогда специализации студентов в области изучения эрозионных и русловых процессов (впоследствии она трансформировалась в серию курсов "по выбору"). Однако сам П.И. Маккавеев этот курс уже не читал по состоянию здоровья, передав его одному из своих учеников (К.М. Берковичу). Будучи найденным в архивах и несмотря на более чем 20-летнюю давность, текст представляет интерес с точки зрения структуры решения проблем и не потерял своей актуальности из-за того, что многие предлагаемые в нем задачи до сих пор не только не утратили значения, но и сейчас еще ждут своей реализации на практике.

Помещая статью Н.И. Маккавеева в сборнике трудов, лаборатория тем самым отдает дань памяти и уважения учителю, подавляющему большинства сотрудников, основателю и первому научному руководителю лаборатории (примечание редактора).

процессов и непосредственном хозяйственном использовании рек. На реках, используемых для лесосплава, дно местами выстлано затопленным лесом. Аллювий местами (в урбанизированных и промышленных условиях) плотно склеен битумом, отходами целлюлозного производства и т.п. Принципиально новые задачи для речевых исследований возникли при создании крупных каналов с необлицованым ложем (крупные оросительные каналы и каналы для переброски стока), где происходят деформации ложа, постепенно придающие им облик естественной реки.

Отрасли народного хозяйства, заинтересованные в речевом анализе:

- а) Гидроэнергетика. Речевые процессы в верхнем и нижнем бьефах водохранилищ. Переработка берегов. Занятие чаши водохранилища.
- б) Судоходство. Комплекс путевых работ, углубление перекатов. Защита от заносимости акваторий затонов. Предельная глубина судового хода.
- в) Мелиорация. Влияние разбора воды; состояние магистрального канала, типовые деформации последних. Влияние на рельеф различных способов орошения.
- г) Лесосплав. Выправление русла для молевого и плотового сплава.
- д) Строительство переходов (мостов, ЛЭП, нефте- и газопроводов). Выбор створов, глубины заложения подошв быков, труб. Защита сооружения.
- е) Рыбоводство. Устройство траншей для прохода рыбы и рыболовов на гидroteхнических сооружениях.
- ж) Водоснабжение. Расположение и отметки водозaborных сооружений. Защита от канав и снижение уровня.
- з) Здравоохранение. Очистка русла и целью борьбы с малярией, с вредными веществами, осевшими в аллювии.
- и) Горнодобывающая промышленность. Добыча песка, гравия, гальки. Поиск и разведка россыпных месторождений ценных минералов и их коренных источников.
- к) Защита сельскохозяйственных угодий, населенных пунктов, дорог от затопленной и размытой.

Окупаемость мероприятий

Есть мероприятия, окупаемость которых в денежном выражении может быть выявлена: например, связанные с защитой жизни людей, архитектурных и природных памятников.

При определении окупаемости придерживаются следующих правил. Предельный срок окупаемости в нашей стране установлен в 8-10 лет. Физический срок службы нового сооружения должен быть не меньше периода его окупаемости. При этом физическая длительность службы сооружений весьма различна и зависит от ряда условий. Некоторые сооружения

строится только на 1 год (например, небольшие земляные валы на защищаемом от эрозии поле), в других случаях сооружения строятся на века (например, плотины крупных гидроузлов на реках).

Один из вариантов проектируемых мероприятий принимается за основной, и по соотношению капитальных (K) и эксплуатационных (Θ) затрат устанавливается выгодность мероприятий. При этом возможны четырех сочетания:

- 1) $K_n < K_o$; $\Theta_n < \Theta_o$
- 2) $K_n > K_o$; $\Theta_n > \Theta_o$
- 3) $K_n > K_o$; $\Theta_n < \Theta_o$
- 4) $K_n < K_o$; $\Theta_n > \Theta_o$

Здесь индекс о относится к основному варианту, н-к оцениваемому варианту.

Первое сочетание характеризует абсолютную выгодность запланированной работы. Во втором случае мероприятие совершенно убыточно.

В третьем случае определяется срок окупаемости:

$$T = \frac{K_o - K_n}{\Theta_o - \Theta_n}$$

В последнем случае также определяется срок окупаемости:

$$T = \frac{\Theta_o - \Theta_n}{K_n - K_o}$$

Кроме показателей, вытекающих из приведенных сочетаний большее значение имеют показатели, характеризующие изменение производительности труда, экономию энергии, снижение аварийности, защиту окружающей среды и др.

Средства выполнения русел

Плотины – делятся в зависимости от строительного материала, конструкции и назначения на ряд типов.

Земляные (непрерывные) плотины применяются при строительстве гидроузлов самых разнообразных размеров – от сельских прудов до ГЭС на крупнейших реках. Их ценные преимущества: возможности возведения из подручного материала и возможности широкого применения гидромеханизации.

Элементы плотины: а) тело плотины, ограничено гребневой площадкой, верховым и низовым откосами, передко имеющими бермы, рисберму и понур. Нередко плотина имеет ядро, экран и диафрагму из более плотного грунта.

Одно из важнейших требований при отсыпке тела плотины – укрепление материала в сторону низового откоса, иначе фильтрационные воды могут выйти на низовой откос и вызвать его деформации. Если этого делать нельзя, то приходится сооружать плотный экран. Такие требования трудно выполнить, когда плотина возводится намывом или посредством взрыва приходится увеличивать толщину тела.

Высота плотины $H = \alpha h_1 + h_2 + h_3$; здесь h_1 – высота от дна до горизонта воды (НПГ); h_2 – зависит от высоты волн (обычно от 0,7 до 3,0 м); h_3 – занос на осадку (от 2 до 10%), зависящий от материала; α – коэффициент, зависящий от сейсмичности территории.

Ширина гребня зависит от возможности манипулировать средствами сухой механизации (самосвалами, бульдозерами), если плотина насыщенная, а также обеспечивать проезд через плотину, если она используется как мостовой переход.

Крутизна низового откоса от 1:3 (намывной грунт) до 1:1,5 (каменная наброска). Крутизна верхового откоса обычно на 25% меньше. При сооружении намывом крутизна обоих откосов на 25-30% меньше.

Откосы каменно-набросочных плотин обычно круче и, особенно при ручной укладке, могут быть доведены до одинакового.

Плотины часто облицовываются каменистой наброской, подстилаемой слоем гравия и песка. Такая облицовка выполняет двойное назначение – предохраняет от внешних воздействий и препятствует фильтрационному выносу (играет роль обратного фильтра) и мелких частиц при резких колебаниях уровня воды и волнения. Бермы (горизонтальные площадки на откосах) также устраиваются для предохранения от волнения. Чтобы отводить фильтрующую воду в теле плотины нередко устраивается дренаж. Экран должен быть из достаточно пластичного материала, чтобы не деформироваться при осадке.

В процессе эксплуатации плотин приходится непрерывно следить за деформациями, вызванными фильтрацией (просадкой) и наружными повреждениями откосов. У испарившихся плотин рисберма обычно не делается. Понур, назначение которого – уменьшить фильтрацию ниже основания плотины посредством удлинения пути фильтрации, представляет собой слой плотного покрытия дна реки в верхнем бьефе, непосредственно примыкающий к экрану на верховом откосе и простирающийся на несколько десятков или сотен метров.

Разборные плотины часто применяются на реках, используемых для судоходства, ирригации, лесосплава. Их основное назначение – поднимать уровень воды в летнюю межень.

Основные части: 1) флютбет; 2) береговые устои; 3) промежуточные устои. Флютбет – настил на дне реки из бетона, бутовой кладки, из дерева. Отдельные части его могут быть из различного материала. Для лучшего сопряжения с дном служат 1 – 3 шпунта. Часть флютбета выше створа плотин – понур, непосредственно ниже – водобой, ниже по течению

от водобоя – рисберма. В сооружениях на малых реках понур нередко устраивают из трамбованной глины, покрытой сверху защитным слоем.

Промежуточные устои нередко укладываются на дно. В периоды, когда плотина должна работать, они поднимаются. Промежутки между устоями заполняются щитами или шандорами (брюсьями). При расчете определяются устойчивость на сдвиг течением и допустимую фильтрацию под флютбстом. Если шпунты сплошные, они удлиняют путь фильтрации.

Деревянные плотины широко применялись в прошлом, но сейчас редко, при небольших напорах. Преобладают ряжевые конструкции “русского” типа. Ряжи – устои в виде срубов, заполненных камнями, песком, глиной. В основном применяется сосна, т.к. сль быстро портится, а дуб слишком дорог. Дерево обрабатывается креозотом или обливается горячей смолой. Части флютбста: королевский брус по створу плотины, понур глинистый с деревянными покрытием, водобой без ряжей с деревянным покрытием, рисберма из ряжей, заполненных камнем, или каменной отсыпки. Три шпунта: понурный, королевский и на рисберме. Береговые и промежуточные устои представляют собою ряжи. Затворы обычно шандорного или щитового типа.

Бетонные плотины применяются на больших и малых реках, особенно на горных, текущих в узких ущельях, где они нередко более экономичны, чем плотины других типов. Делятся на гравитационные, сопротивляющиеся сдвигующему усилию собственным весом, и арочные, которые имеют такую форму в плане, при которой часть сопротивления распределяется на стены ущелья. Последние имеют в плане форму арки, свод которой обращен против течения реки.

Часто бетонные плотины устраиваются переливными, и даже через их гребень пропускают лед. В последнем случае глубина (h) воды на водосливе должна удовлетворять условию $h > 1.15k + 0.15$ м, где k – толщина льдин. Энергия на водобое гасится при помощи особых систем сооружений или водобойных колодцев.

Высокопарные сооружения сопрягаются со скальными коренными грунтами, прилегая к ним непосредственно основанием или пронизывая верхнюю часть толщи “зубом” – специальным отростком основания. Если породы трещиноваты и сильно фильтруют, устраиваются экраны (завесы) из нагнетаемого под давлением цемента. Если плотины непереливные, то водопропускные отверстия (тоннели) устраиваются на различной высоте (в зависимости от требований к опорожнению водохранилища) в теле плотины или в специальных обходных галереях.

Каналы могут быть комплексного назначения или специализированные – судоходные, деривационные (энергетические), оросительные, обводнительные, осушительные, водопроводные, рыболовные. Каналы располагаются или в выемке, или между насыпными дамбами. Каналы могут быть свободными и шлюзоваными. Первые применяются, если питание воды осуществляется самотеком, а вторые, когда воду приходится под-

нимать (и спускать) через водораздельные возвышенности. В последнем случае для питания канала применяются насосные установки.

Форма и размеры поперечного сечения каналов зависит от их назначения и ряда других условий. В каналах, предназначенных для обеспечения водотока (ирригационные, водоснабженческие, осушительные и др.), предпочитают форму сечения, близкую к гидравлически наивыгоднейшей, но из-за грунтовых условий обычно применяют трапециевидное сечение. Если нужно экономить территорию (городские условия), стени каналов – вертикальные. Размер живого сечения определяется необходимостью пропуска расхода воды при данном уклоне и скорости течения. В свою очередь, скорость течения должна быть достаточной для предотвращения заиливания; в то же время она не должна приводить к деформациям дна канала. В судоходных каналах сечение определяется габаритами судов и плотов: должно обеспечиваться их прохождение, причем для уменьшения сопротивлений отношение площади живого сечения к миделю судна должно быть не менее 3-4. Береговые одежды каналов предназначены для защиты от деформаций (в судоходных каналах особенно от судовой волны); материалами служат бетон, асфальт, каменная наброска и др.

Земснаряды применяются для углубления реки и каналов, для строительных целей (устройство подводных и надводных сооружений, повышение отметок территории), для добычи полезных ископаемых. По способу отделения грунта от дна водоема они делятся на землесосы и черпаковые снаряды. По способу перемещения могут быть самоходными и буксируемыми; по способу удаления грунта – рефулерными, шаландовыми, лонгкулуарными, выбрасывающими грунт самоотводными.

Основная часть землесоса – насос, всасывающий вместе с водой грунт (пульпу). Работает обычно на песчаном грунте. Если песок засыпан или уплотнен, то применяются механические (фреза) или гидравлические разрыхлители. Грунтовый насос соединен со всасывающей трубой. Пульпа, пройдя через всасывающую трубу и лопасти насоса, попадает в напорный грунтопровод в корпус землесоса и затем в плавучий грунтопровод, состоящий из отдельных звеньев, гибко соединенных. В отдельных конструкциях землесосов грунт удаляется шаландами (баржами) или же выбрасывается под напором в воду. Если грунт нужно удалять далеко, то применяются самоотводные землесосы, принимающие пульпу в трюм и затем разгружающиеся на более дальнем расстоянии, чем это позволяет плавучий грунтопровод. Последний нельзя также применять при волнении.

Грунтовый насос приводится в действие главным двигателем (дизелем или паровой машиной). Этот же двигатель служит для передвижения самоходных землесосов. Для подъема рамы, всасывающей трубы и перемещения землесоса во время его работы на прорези и перемещения концевого понтонов рефулер приводится несколькими лебедками.

Разработка прорези обычно выполняется двумя способами:
1) траншейным – землесос с помощью тросов и оперативных лебедок пере-

мешается вдоль прорези; в зависимости от ширины последней и конструкции грунтозаборного наконечника выполняется серия траншей, гребни между которыми выравниваются течением; 2) папильонажный – снаряд перемещается поперек прорези, последовательно наращивая ее длину против течения; дно прорези получается более ровным, но работа усложняется и производительность землесоса при снятии малого слоя грунта несколько снижается.

Черпаковые снаряды и грейферы грунт отделяют от дна ковшами или лопастями грейфера. Черпаковые снаряды делятся на многочерпаковые и одночерпаковые штанговые. Основным рабочим органом многочерпакового снаряда является черпаковая цепь, огибающая верхний и нижний барабаны, укрепленные на черпаковой раме. верхний конец которой подведен шарниром на надстройке-башне, а нижний при помощи тросов может быть поднят или опущен. Грунт, поднятый черпаками, попадает в грунтовый колодец внутри башни, откуда скатывается по желобам в грунтоотвозные штанды. Рабочие перемещения снаряда производятся при помощи тросов или свай. В последнем случае земснаряд оборудуется двумя-тремя сваями. При подъеме свай снаряд, закрепленный на одной из них, поворачивается и таким образом производится его перемещение.

Одночерпаковые штанговые и грейферные снаряды применяются для работы на очень твердых грунтах и уборки взорванной скалы. По существу их устройство не отличается от экскаваторов и грейферов, работающих на сушке. Землесорпательные снаряды, применяемые для добычи полезных ископаемых и снабженные обогатительными устройствами, называются драгами.

Производительность речных земснарядов колеблется в широких пределах, начиная от $10 \text{ м}^3/\text{час}$. В настоящее время на речном флоте работают землесосы производительностью $2500 \text{ м}^3/\text{час}$ с длиной рефулерса 500 м. Просканируются землесосы производительностью $5000 \text{ м}^3/\text{час}$. Производительность многочерпаковых снарядов – до $500 \text{ м}^3/\text{час}$. Себестоимость извлечения грунта землесосами обычно в 2-3 раза меньше, чем черпаковыми машинами.

Применение теории речевых процессов в различных отраслях народного хозяйства

Гидроэнергетика. В составе гидроузлов ГЭС обычно видное место занимают водохранилища. Особенности речевых процессов в самом водохранилище, зоне переменного подпора верхнего бьефа и зоны неуставновившегося режима нижнего бьефа весьма различны. Кроме размеров водохранилищ на речевой режим большее влияние оказывают виды регулирования стока. Различают многолетнее, сезонное, недельное и суточное регулирование.

Водохранилища многолетнего регулирования обычно настолько смкис, что могут аккумулировать сток в многоводные годы с тем, чтобы подпитывать нижний бьеф в годы маловодные. Расчет таких водохранилищ осуществляется по ряду в 30-50 лет. В них возможны значительные изменения уровней воды, что сказывается на особенностях переработки берегов. Наряду с многолетним производится сезонное регулирование стока, которое могут осуществлять и менее смкис водохранилища. В них обычно аккумулируется сток половодья и паводков; за счет этого пополняется сток межени, особенно зимний. Колебания уровней меньше, но также довольно значительные. Недельное и суточное регулирование не вызывает существенных колебаний уровней крупных водохранилищ, но сильно сказывается на расходах воды в нижних бьефах, где возникают волны попусков. Особым видом регулирования является компенсационное, цель которого подпитывать реку в периоды сильного снижения стока. Водохранилище может располагаться не на главной реке, а на ее притоке и давать попуски в моменты сильного мелководья на главной реке.

Уровень до которого снижается горизонт водохранилища сезонного регулирования называется уровнем мертвого объема. Наличие мертвого объема необходимо для сохранения жизни рыбы в водохранилище.

В самом водохранилище по уровенному режиму выделяются 3 зоны:
1) приплотинная, характеризующаяся постоянным подпором и относительно большими глубинами; 2) средняя, где во время высокого половодья, а также при сильных сработках водохранилища подпор не прослеживается; 3) верхняя, где в половодье поток практически не испытывает подпора, а меженный поток находится в подноре сравнительно небольшое время при высоких отметках воды в водохранилище; эта зона обычно называется зоной переменного подпора.

Кроме подпора на уровень водохранилище оказывает влияние ветер. Стоко-нагонные колебания уровня достигают нескольких дециметров.

Течения в водохранилищах могут быть стоковыми, дрейфовыми (ветровыми), компенсационными, конвекционными, инсцационными. Стоковые течения направлены в сторону водоспусков. В общем его скорость убывает в сторону плотины, за исключением наибольшего участка возле водобросов. Часто течения распадаются на системы суворей.

Дрейфовые течения имеют направление, зависящее от направления ветра. Скорость течения вниз быстро убывает, но при длительном ветре поток охватывает всю толщу, где ощущается волнение. Когда ветер дует под острым углом к берегу, то возле последнего скорости возрастают в 1,5-2,0 раза, возникает вдольбереговое течение. Его скорость (v) определяется по эмпирической формуле Н.А. Ярославцева (получена для Горьковского водохранилища) $v = 0.77hsin\alpha$, где h – высота волны, м, α - угол между линией берега и гребнем разбивающейся волны. При $\alpha > 45^\circ$ эта зависимость нарушается.

Компенсационные течения вызваны перемещением водной массы из одной части водохранилища в другую дрейфовыми течениями и компенсации убыли воды. Конвекционные течения связаны с неодинаковой плотностью воды; скорости их незначительны, и большого значения для руслоных процессов они не имеют.

Инерционные течения возникают при быстром открытии и закрытии затворов на водоспусках. Они вызывают подъемы и спады уровня порядка нескольких сантиметров.

Скорость ветра на водохранилищах, по сравнению со свободной рекой, увеличивается в среднем на 30%. Высота волны находится в прямой зависимости от скорости ветра, глубины водосма, длины разгона и времени действия. Длина разгона выше 1000 м становится постоянным фактором. Для установившегося волнения на водохранилищах требуется несколько часов. Максимальная высота ветровой волны не превосходит 3 м. Волны круче, чем морские:

$$h = A \lambda^n,$$

где h – высота в % обеспеченности; λ – длина волны; A – коэффициент, колеблется от 0,02 до 0,05; n – показатель, изменяется от 41 до 45. Высота волны подсчитывается несколькими методами, из которых чаще всего применяется метод А.П. Браславского.

Кроме того, на водохранилищах, составляющих часть внутренних водных путей, учитывается высота судовой волны h_b у берега:

$$h_b = 1,6 \frac{v^2}{g} \sqrt{\frac{T}{Z} \left(1 + 2,7 \frac{b}{l} \right)},$$

где v – скорость судна, м/с; T , b , l – соответственно, осадка, ширина и длина судна.

Объем переработки берегов водохранилища, по Е.Г. Качугину, равен:

$$W = E k_p k_b t^a$$

где W – объем перемытой породы на погонный метр берега; E – суммарная энергия волн; k_p – коэффициент размываемости для песков, лессов – 0,0065, для галечников, глин – 0,05; k_b – коэффициент, зависящий от высоты берега, равный произведению высоты берега на 0,03 для легкоразмываемых пород и 0,05 для трудноразмываемых пород; t – количество лет; $a \sim 0,7$.

Значение волновой переработки падает по мере заполнения наносами бухт или их перекрытия пересыпями. Постепенно основное значение получает вдольбереговой поток наносов. В местах его зарождения или отрицательного баланса в потоке развивается размыв берега.

Для развития зоны перемытого подпора можно намстить два возможных случая: 1) изменения уровня водохранилища за сезон небольшие; 2) изменения значительные. В первом случае в зоне подпора образуется бар, который постепенно разрастается по длине реки. “Устьевое” удлинение

вызывает приращение потерь по длине, надение скоростей течения, регрессивную аккумуляцию и новышение уровней воды. Длина зоны аккумуляции достигает примерной отмаки, соответствующей пятикратной высоте первоначального подпора (при полном заитении водохранилища). Мощность слоя аккумуляции убывает почти линейно. В русле интенсивность аккумуляции больше чем на пойме, что способствует образованию островов. Одним из признаков интенсивной аккумуляции является регрессивный рост островов.

Выправление рек для целей судоходства

На свободных реках СССР, используемых для судоходства, углубление фарватера и выправление русла производится применением комплекса путевых работ, который складывается из выправления и берегоукрепления, землечерпания и судоходной обстановки. Необходимым элементом перечисленных частей комплекса следует считать изыскания, без которых невозможно проектирование путевых работ.

Исторически комплекс путевых работ складывался следующим образом. На раннем этапе землечерпание практически не производилось, улучшение судоходного состояния рек достигалось в основном посредством устройства выправительных и берегоукрепительных сооружений. Создалось несколько школ методов выправления рек. Из них наибольшую известность получили "водостенительная", также называемая "прусской", согласно которой русло сужалось посредством серии сооружений, и "струенаправляющая", по которой углубления русла добивались посредством соответствующего выправления разных струй.

Во второй половине прошлого столетия появились первые земнаряды, а в начале текущего столетия главным образом усилиями русских гидротехников (В.Е. Тимонова и В.Г. Клейбора) было доказано, что при соответствующем образом организованных обстановочных и изыскательских работах землечерпание является наиболее эффективным методом углубления и выправления рек. В настоящее время ведущее место в комплексе путевых работ занимает землечерпание.

В современной системе путевых работ большое значение имеет определение проектного уровня на реках. Проектный уровень имеет обеспеченность тем большую, чем выше класс реки (от 80 до 99%). Он устанавливается по данным наблюдений на опорном гидропосту и при помощи мгновенных нивелировок уровня воды. К проектному уровню привязаны отмаки изобат лотманских карт и планов перекатов; от проектного уровня отсчитывается гарантированная глубина, к нему же привязаны отмаки гребней выправительных сооружений.

Землечерпательные работы разделяются на транзитные (выполняемые на судовых ходах) и внеранзитные (в акваториях портов, для строительных целей и др.). Кроме того, они делятся на эксплуатационные и капитальные. Первые имеют целью поддерживать существующий судовой ход,

вторые производятся для увеличения глубины судового хода или его переноса в новое направление.

Эксплуатационные дноуглубительные работы начинаются уже при высоких уровнях воды в начале спада весеннего половодья, как только при полном опускании рам сосун или чернавки могут захватывать достаточный слой грунта. Благодаря ему производится восстановление судовых ходов, занесенных зимой и в половодье. Период до начала межени называется подготовительным, а объем выполненных работ восстановительным. Землечерпание производится или сразу на такую глубину, чтобы она была в межень не меньше гарантированной (для чего удаляется добавочный слой грунта, равный слою возможной аккумуляции) или на несколько меньшую глубину, чтобы быстро увеличить так называемую дифференцированную глубину. Последняя определяется кривой связи между глубиной и уровнем воды за последние несколько лет. Так как часть судов при полной нагрузке имеют такую осадку, что гарантированная глубина недостаточна, то для более полного использования транспортных возможностей реки нужно увеличивать глубину на транзите, начиная с того момента, когда она начинает лимитировать движение наиболее глубокосидящих судов.

В межень производится ремонт судовых ходов, которые могут обмелеть по тем или иным причинам. Объем работ называется ремонтными. Его относительная величина тем больше, чем меньше устойчивость русла. Чтобы ускорить ремонт прорезей часто применяют папильонажный способ работы снарядов.

Внетранзитные и капитальные работы обычно выполняют весной при высоких уровнях воды или осенью, когда подходит к концу навигация. Для большинства таких работ применяются снаряды, приспособленные действовать на тяжелых грунтах.

Прорезь должна быть удобна для судоходства и удовлетворять условию минимальной заносимости. Отвалы извлеченного грунта нужно располагать таким образом, чтобы они способствовали этим целям.

При выправлении русла сооружениями применяются три основных системы: а) сплошное стеснение русла; б) струенаправляющих и берегоукрепительных сооружений; в) приведения русла к ведущему берегу. Сплошное стеснение русла выполняется полузыпрудами (бунами), которые располагаются друг от друга на расстоянии

$$l = 4.5 \frac{B_1 - B_2}{2},$$

где B_1 – ширина русла до выправления, B_2 – ширина выправительной трассы. Величина B_2 , с одной стороны, определяется глубиной (h_2), которую нужно получить:

$$B_2 = 1.4 B_1 \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{3/2},$$

где h_1 – глубина до выправления. С другой стороны, нужно учитывать осо-

бенности материала, из которого возводится сооружение. Стеснение русла вызывает увеличение скорости течения, особенно значительно возле головы плотины:

$$V_2 = V_1 \left[1 + \left(0.2 + \frac{l}{B_1} \right)^2 \right],$$

где V_1 – средняя скорость по живому сечению до постановки сооружений, м/с; l – проекция длины сооружения на живое сечение, м. Если $V_2 = 2-3$ м/с, то приходится применять в качестве стройматериала бульжник, при скоростях 3,0 – 4,5 м/с – двойное мощение камнем, при больших скоростях – бетон.

При сплошном управлении русла не всегда достигается его полная стабилизация, так как по длине реки перемещаются плавы, разрушая сооружения. В конечном счете приходится укреплять и дно посредством “полотенец” – полос камней наброски, располагающихся через 200-300 м друг от друга (Одер, Эльба) или сплошной отсыпки на дно крупного материала (Рейн).

Метод управления русла при помощи струенаправляющих сооружений с одновременным укреплением берегов, разработан Н.С. Лелявским, который с успехом был применен им на Днепре и его притоках. Сужение русла при этом не производится. Углубление и управление русла достигается, в основном, сооружениями, расположенными или параллельно главному направлению течения или под острым углом к нему. Классическая схема управления этого типа – извилистого участка реки: струенаправляющие сооружения продолжают плечо выпуклого берега, а противоположный (вогнутый) – укрепляется. Применение этого метода на больших реках затруднительно, так как у вогнутых берегов располагаются обычно глубокие плавы, и укрепление берегов обходится весьма дорого. Кроме того меандры постепенно смешиваются.

Приведение русла к высокому коренному берегу производится на участках долин с односторонней поймой. Отмели возле высокого берега отторгаются от него капитальными прорезями, а возле противоположного берега ставятся выправительные сооружения. Практически достигается полная стабилизация судового хода. Однако возле коренных берегов дно реки нередко сложено глинистыми и каменистыми грунтами, и для разработки прорезей требуются большие затраты.

В отечественной практике обычно производится выборочное управление русла сооружениями, сравнительно легко поддающимися разборке, если они попадают при перемещениях русла в пределы фарватера. При этом используются элементы перечисленных выше приемов управления. Особенно часто применяются следующие схемы.

Закрепление побочней перекатов сооружениями и перекрытие затонин. Прием приводит к достаточно долговременным результатам на реках

с относительно устойчивым и устойчивым руслом. На реках с неустойчивым руслом полезный эффект ощущается 2-3 навигации, вследствие чего следует ограничиваться использованием для сооружений отвалов грунта, извлеченного из прорези.

Перекрытие рукавов. Поскольку рукава часто служат нерестилищами рыбы или используются для местных судоходных линий, то часто приходится ограничиваться неполным перекрытием рукавов, ставя в их истоках сооружения, привлекающие наносы.

Отторжение побочней перекатов, если они сильно искривляют фарватер, надвигаются на исток судоходного рукава, пристань, вход в затон и т.п. Прорезь обычно имеет ширину, в 1,5-2,0 раза большую, чем эксплуатационная прорезь, и некоторый запас глубины. При благоприятных условиях (струи направляющие действуют берега, сильно сокращение судового хода и др.) отторжение побочней – весьма эффективно мероприятие.

Спрямление и ограничение роста кривизны излучин. Спрямление вполне эффективно, если длина русла по излучине более чем в 1,5 раза пре-восходит ширину ее шейки. Ограничение кривизны вполне эффективно, если ее кривизна слишком велика и $r \leq 3B$ (здесь B – ширина русла, r – радиус ее кривизны).

Сглаживание неровностей ведущего берега посредством подрезки мысов и заполнения сооружениями или отвалами выбоин.

Погружение нижней части прорези на перекатах с сильно развитой затониной и перекатах при слиянии рукавов.

Устройство раздельных стрелок в местах слияния рукавов или в устьях притоков.

Судоходная обстановка представляет собой навигационное ограничение судового хода и информацию о глубинах. Различают знаки канальные, речные, водохранилищные (и озерные). Знаки обозначают границы и габариты судовых ходов, указывают места отдельных препятствий, дают информацию о состоянии пути и т.п. Знаки могут быть освещаемые, светоотражающие, неосвещаемые. По расположению – береговыми и плавучими. Среди первых различают знаки, указывающие направление и границы судового хода, и информационные (предупредительные, запрещающие, указательные). Форма, размеры и окраска знаков регулируются особыми правилами (ГОСТ).

Информация о глубинах имеет особенно большое значение на свободных реках, так как колебания уровня воды, русловые неформирования и т.п. постепенно изменяют условия судоходства. Для обслуживания знаков и наблюдения за глубинами применяется бригадная и постовая форма обслуживания. В первом случае работы выполняются бригадой, которая имеет катер и базу на берегу. Бригада ежедневно (или через 2-3 дня) производит осмотр знаков и промеры глубин. При постовом обслуживании на отдельных перекатах или группах перекатов организуются посты, на которых все работы выполняются небольшой группой рабочих (бакенщиков).

Данные о глубинах и общем состоянии пути передаются по селектору или радио в технические участки (сейчас – районы водных путей. *Прим. ред.*). которые информируют судоводителей. Кроме того, до недавнего времени работники обстановки на специальных сигнальных мачтах вывешивали знаки, указывающие глубину и ширину судового хода.

Хорошо налаженная информация о состоянии пути, как показывает практика, позволяет поддерживать судоходную глубину на 20-30 см большую, чем при плохой организации.

Мостовые переходы

В состав мостовых переходов входят: а) сооружения для пересечения водотока; б) подходы – дамбы, откосы которых постоянно или периодически подтопляются; в) выправительные сооружения в русле и на пойме для защиты моста или подходов к нему.

Кроме моста, пересекающего русло, сооружаются мосты через пойменные протоки – пойменные мосты. Мосты могут быть постоянно действующими, разводными, наплавными (последние зимой и в половодье не работают). Отдельные пролеты мостов, через которые проходит судовой ход, обычно шире остальных.

Тоннели применяются преимущественно в городах; из-за очень высокой стоимости строительство их ограничено. Паромы обычно применяются либо как временные переходы или на дорогах местного значения.

Мостовые переходы – части дороги; из-за стремления к общему снижению стоимости нередко сам переход попадает не в идеальные условия. Его приходится защищать от неблагоприятных русловых деформаций, ледохода и других явлений.

При проектировании мостовых переходов определяется расчетный расход воды, на который следует ориентировать габариты отверстия, глубину возможных размывов и выправительные сооружения, необходимые для защиты береговых и русловых устоев.

Мостовой переход вызывает, во-первых, подпор, максимум которого располагается несколько выше моста, т.к. непосредственно перед мостовыми отверстиями образуются зоны спада; во-вторых создается сложная форма поперечного профиля водной поверхности: у берегов выше моста она приподнята, а ниже моста – опущена относительно средней поверхности.

Расчетный расход определяется исходя из класса сооружения и имеет вероятность 1:50, 1:100, 1:500 и даже 1:1000.

Для этого расхода определяется пропускная способность русла:

$$K = Q\sqrt{Y} = \omega \cdot c_p \sqrt{h_p} + \sum \omega_n c_n \sqrt{h_n},$$

где p – индекс соответствия речному потоку; n – пойменному. Строится для ряда уровней воды кривая величин K . Затем определяются скорости течения.

Поскольку высота опор в меньшей степени влияет на стоимость моста, чем его длина, русло обычно сужают. Сужение вызывает увеличение скорости течения и общий размыв. Кроме того, циркуляция потока возле опор вызывает местные размывы русла. Отсюда глубина под мостом

$$h = h_0 + \Delta h_{общ} + \Delta h_{местн},$$

где h_0 – бытова глубина, $\Delta h_{местн}$ – местные размывы. Глубина под мостом зависит от естественных деформаций русла. Из выражения $Q=Bhv$ следует, что $\frac{B}{h} = \frac{Q}{Vh^2}$. Подставляя значение B/h в формуле Шези, получаем

$$\frac{B}{h} = \frac{QI^{3/2}}{n^3V^4}.$$

Кроме гидравлического анализа нужно осуществить прогноз возможного подхода к устоям моста глубоких плосов при их смещениях вдоль руски, а также в ходе смещения излучин русла.

Принципиальны два метода расчета величины $\Delta h_{общ}$: 1) снижение скорости течения до неразмывающей из-за увеличения площади живого сечения; 2) укрупнение грунта и образования аллювиальной отмостки. Длина участка размыва равна расстоянию до створа наибольшего подпора. Наиболее простой случай: $l_0 = B_0 - Z$, где l_0 – искомая длина; B_0 – ширина разлива; Z – суммарная ширина мостовых отверстий.

Глубина размыва может быть определена подбором, пока скорость в сечении моста не сравняется со скоростью на вышележащих участках или крупность наносов в слое 0,3 – 0,5 м не станет больше критической.

Воронки местного размыва, возникающие вследствие развития циркуляции потока возле опор, определяются по формуле И.А. Ярославцева:

$$\Delta h_m = 3,8K \left(\frac{V^2}{g} \right)^{0,9} b^{0,1} - 30d,$$

где b – ширина опоры; V – скорость течения; K – коэффициент формы опоры, значения которого колеблются от 0,65 до 1,25; d – крупность несвязанных грунтов. При косом набегании струй вводится расчетная $b_p = b + (l - b)\sin\alpha$, где l – длина опоры в направлении поперек русла, α – угол отклонения потока от прямого направления. В ряде случаев глубина размыва лимитируется геологическим условием (глубиной залегания прочного пласта).

Высота регуляционных сооружений обычно выше уровня разлива. Назначение сооружений – выпрямить течение, чтобы оно было нормальным к створу моста и не имело местных возмущений. Чем длиннее сооружение,

тем больше участок выше моста, подверженный размыву. Сооружения сжимают полосу разлива и в плаис криволинейны. Применяются также дамбы прямолинейные, а также дамбы комбинированных очертаний.

Идеальной схемой регулирования русла у мостового перехода является такая, при которой аккумуляция в меандре достаточна, чтобы компенсировать размыв в нижней части системы – у створа моста. Однако это не всегда удается. Длина участка, на котором производится регулирование, обычно равна 2-4 длинам отверстия моста на реках со слабо устойчивым руслом. На реках с устойчивым руслом длина фронта сооружений короче. Почти прямолинейные участки должны быть непосредственно выше моста на длину не менее ширины мостового отверстия. При очистке малой устойчивости русла ширину выправительной трассы непосредственно выше моста сжимают до 30-90% от ширины отверстия.

При защите дамб траверсами (шпорами) расстояние l между ними определяют по формуле $l = l_m \sin \alpha$, где l_m – длина вышележащего траверса, α – угол подхода течения.

Лесосплав

Молевой сплав сейчас практически запрещен. Сплавляются наиболее легкие хвойные породы; длительность их пребывания в воде должна быть минимальной. В основном сплав сохраняется на малых полугорных ресках.

Организация сплава начинается с верхних сплавных пристаней, где собирается лес перед весенним спуском его в воду. Берег реки в районе пристани должен быть вогнутым и приглубым. К берегу должна примыкать площадка, или совсем не затопляемая, или защищенная от ледохода. Пройдя по реке лес поступает на изловые сплавные пристани (формировочные рейды), где или выгружается на берег, погружается на суда или вяжется в более прочные плоты для следования по более крупным рекам и водохранилищам.

Комплекс путевых работ напоминает таковой для целей судоходства. Выполняется очистка русла от корней и камней одинцов, спрямление крутых излучин. Чтобы плывущий лес не попадал в неходовые рукава или иные смыкости русла, проводится ограждение фарватера бонами. Особенно затрудняют сплав заторы леса, разборка которых – дело тяжелое и опасное. Поэтому применяются все возможные пути для устранения препятствий в русле реки. Так как паводок на малых реках кратковременный, то раньше применялось регулирование стока небольшими водохранилищами с тем, чтобы лес шел на волнах попусков.

При буксировке плотов по судоходным рекам приходится сильно расширять судовой ход (нередко за счет его глубины), бороться со свальными и попречными течениями на фарватере. Особенно значительно расширение судового хода (до 400 м) нужно производить на водохранили-

щах и озерах, т.к. караван часто разворачивается почти поперек судового хода, примыкаются плоты-сигары для следования через водохранилища.

Обеспечение водозабора

Для беспрепятственной работы приемных отверстий водозаборных устройств необходимо, чтобы уровень воды в реке не падал ниже определенной отметки, на водоприемник не надвигались песчаные массивы (побочни перекатов, осредки), производилась защита от шуги. Чтобы удовлетворить первому условию водоприемник должен располагаться на отметке ниже минимального уровня минус максимальная толщина льда. Однако уровень ниже этой отметки может снизиться или из-за глубинной эрозии руски или добычи в русле песка и гравия. Определение тенденций и темпов глубинной эрозии производится путем сравнения составленных за разные периоды кривых связей расходов и уровней воды. Также определяется снижение, вызванное добычей инертных материалов или углублением реки для иных целей. Так как сплошное укрепление дна или установка подпорного сооружения – очевидно мероприятие, то обычно приходится ограничивать или запрещать дноуглубительные и грунтодобывающие работы или заранее делать запас на снижение уровня по данным руслового прогноза. Защитить водоприемник от надвижения песков можно посредством его расположения в нижней половине излучины у вогнутого берега; если сюда спустится побоченье, его легко отторгнуть землечерпанием без постановки выправительных сооружений в виде полузапруд у противоположного берега; создается искусственный изгиб потока и задача сводится к предыдущей. При наличии рукавов рекомендуется постановка в рукаве, забирающем относительно чистую воду сооружений, завлекающих в него наносы. Оптимальным является выбор тихого места на реке, где побочни не образуются. Такие участки встречаются в местах слива пойменных вод в русло и в некоторых сужениях поймы. Однако во всех случаях нужно учесть возможность смешения самой излучины, вследствие чего водозабор может оказаться в заиливающейся заводи.

Трубо- (нефте- и газо-) проводы через реки

Задача разделяется на несколько частей: 1) трубопровод нужно положить ниже дна плесов; иначе при смешении плеса в створ трубопровода он окажется в подвешенном состоянии; 2) по прорези должна быть проектная глубина ко времени укладки труб. Для этого работа производится преимущественно в меженис время, когда расход наносов минимальный; работа выполняется в сжатые сроки непосредственно перед укладкой труб, лучше всего несколькими земспарядами; отвал грунта складывается ниже прорези; 3) необходимо обеспечить надежность сопряжения подводной и "сухопутной" частями трубопровода. Поэтому для створа выбирают участки

сток с относительно стабильными берегами или защищают последних от эрозии берегоукрепительными или выравнивательными сооружениями. Можно также "зарыть" часть сухопутного трубопровода в траншю такой длины, при которой отступление размываемого берега не дойдет до участка сопряжения за тот срок, на который рассчитан трубопровод. При искусстивых руслах приходится делать трубопроводы висячими над водою.

Мелиорация

Реки обычно являются коллекторами дренажных систем и чтобы выполнять свою функцию должны иметь достаточно низкий уровень воды и, по-возможности, небольшую высоту разливов. Для стабилизации низкомеженных уровней и снижения высоты разливов производятся систематические работы по увеличению пропускной способности реки, углубление наиболее мелких перекатов, спрямление петлеобразных излучин, борьба с зарастанием русла, недопущение строительства на пойме поперечных дамб или иных сооружений, стесняющих поток. Особенно эффективным и относительно дешевым мероприятием является спрямление излучин, вызывающее резкую и значительную посадку уровня и увеличение скорости течения. Вместе с тем необходимо, чтобы в системе дренажной сети не было значительных размывов – источников наносов, аккумулирующихся в водоприменной реке. Следует избегать сопряжений дренажных каналов с рекой под углом, близким к прямому, или встречным углом, т.к. это может стимулировать аккумуляцию каналов в русле и образование водоворотов.

При создании ирригационных систем большинство оросительных каналов – самотечные: поэтому необходимо, чтобы уровни воды в реке не падали ниже определенного предела, при котором сохраняется командующее положение над системой. Чтобы избежать глубинной эрозии на главной реке, полезно создавать условия, при которых каналы в своих головных частях забирали бы относительно чистую воду; углы отвествления должны быть острыми; каналы в своей верхней части должны иметь меньший уклон, чем главная река. Особенно осложняется борьба с глубинной эрозией на главной реке в случае, если заголовки расположены в нижнем бьефе водохранилища. Отметку заголовка нужно назначать на основании долгосрочного прогноза глубинной эрозии или предусматривать постепенный ввод в строй водоподъемных средств. На реках с быстрым течением и легко размываемыми берегами в местах отвествления каналов нередко происходит быстрый размыв берегов (на реках Средней Азии – дейгиш). На Амударье длина участка дейгиша достигает 1000 м. Возникает он чаще всего у вогнутых берегов. В год место действия дейгиша смещается на 0,6-1,6 км вниз по течению. На таких реках берег в районе заголовка приходится капитально укреплять.

Создание рекреационных зон

Пример подобной работы – пополнение пляжей на берегах рек и принимающих их водоемов. Задачу можно решать путем искусственной отсыпки пляжей, посредством увеличения твердого расхода рек или посредством установки сооружений, способствующих аккумуляции наносов. Первым способом решали задачу в Одессе, в Новосибирском академгородке, соответственно, на морском и водохранилищном берегах. Отсыпанный материал постепенно уносится волнением и течением.

Увеличение или сохранение твердого расхода рек можно достигнуть посредством стимулирования гравитационных процессов, поставляющих в русло наносы, спрямления петлеобразных излучин, запрещением изъятия аллювия для строительных целей. Проект подобных мероприятий разрабатывался для Черноморского побережья Грузии с тем, чтобы пополнить Черноморские пляжи. К сожалению было осуществлено только последнее из названных мероприятий – запрещение забора аллювия из рек.

Нарашивание пляжей посредством установки поперечных к линии берега сооружений – наиболее распространенное мероприятие, хотя производится, главным образом, с целью защиты берегов. В морских и водохранилищных условиях ниже (считая по направлению вдольберегового потока наносов) часто происходит размыв берега. Противоположное явление наблюдается на реках: размыв берегов служит источником поступления наносов, и ниже его идет рост пляжей.

Здравоохранение

Выправление рек с целью здравоохранения решает ряд задач. Чаще всего приходится: 1) содействовать осушению территории и 2) менять состав зараженного аллювия. Первая задача решается также, как и мелиорация земель. Вторую задачу решать труднее – часто дно рек заражено осевшими тяжелыми металлами, производными нефти, захламлено тополями, заражающими воду, и другими отходами производства. Наиболее радикальный способ борьбы – насыпка искусственного грунта. Однако это очень дорого. Более экономичный, но довольно медленный путь – стимулировать перемещение донных наносов с вышележащего участка реки, для чего его нужно стеснить выпрямительными сооружениями. Песчаные волны, перемещаясь выше по реке перекроют зараженный участок новым слоем аллювия. Однако при этом возможна опасность перемещения загрязняющих продуктов ниже по течению, если аллювий на зараженном участке не потерял подвижности. Принципиально возможно учитывать смещение русла реки путем перевода его в другой рукав, специально вырытой в пойме канал или путем стимуляции боковой эрозии.

Рыбоводство

При регулировании рек для целей рыбоводства надо предотвращать неблагоприятные преформирования, которые могут препятствовать нересту рыбы, ухудшать условия ее местообитания. Наиболее существенные мероприятия проводятся в низовьях Волги. Здесь поставлен вододелитель – плотина, при помощи которой при высоких половодьях часть расхода воды перераспределяется из западной в восточную часть дельты, чтобы уменьшить осолонение последней. Задачей руслового анализа в данном случае являлось определение русловых преформирований, которые могут вызвать перераспределение стока и возможности ухудшения состояния судоходной системы рукавов в западной части дельты.

В дельте Волги имеются глубокие ямы, которые служат местами зимовки ценной рыбы и подлежат специальной охране. Исследование генезиса дельты приводит к выводу, что их образование связано с режимом половодья. Для нереста рыбы служат многие рукава, сохранение которых составляет специальную задачу руслового анализа.

В содержание

B.K. Каложинский

*Камское гос. бассейновое управление водных путей и судоходства,
г. Пермь*

**ОСОБЕННОСТИ РУСЛОВОГО РЕЖИМА
ЗОНЫ ВЫКЛИНИВАНИЯ ПОДПОРА**

КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Зоны выклинивания подпора, наряду с нижними бьефами гидроузлов, являются наиболее сложными и нуждающимися в серьезном изучении водными объектами. Происходящие в них деформации русла имеют обычно направленный, относительно спокойный характер, но со временем создают довольно сложные проблемы для водопользователей.

Зона выклинивания подпора Камского водохранилища, имеющая значительную длину – 165 км (около 50 % всей его протяженности), начинается в районе пос. Пожва и заканчивается на 46 км выше устья Вишеры: у дер. Шишигина на верхней Каме и у дер. Березовая Старица на Вишере. В настоящее время основная хозяйственная деятельность сосредоточена в средней части зоны – в районах городов Соликамск и Березники. Здесь имеется большое количество причалов и акваторий различных предприятий, воздушные и подводные переходы, водозаборы, водовыпуски, автомобильный мост и другие объекты, функционирование которых зависит от руслового режима. Обеспечение нормальных условий судоходства на участках водных путей, находящихся в зоне выклинивания подпора, как и уменьшение вредного воздействия на другие объекты водопользования, требует постоянного изучения и прогнозирования происходящих здесь русловых процессов.

В связи с отсутствием специальных исследований и наблюдений за деформациями русла приходится использовать для этих целей ограниченное количество исходных данных, полученных в результате выполнения путевых работ за многолетний период: планы русловых съемок и поплавочных наблюдений, материалы однодневных связок и инвентировок рабочих уровней воды, сведения о выполнявшихся дноуглубительных и руслоправительных работах. Кроме того, используются имеющиеся в небольшом количестве данные наблюдений Росгидромета. Отсутствие наблюдений за расходами воды, режимом наносов, изменениями состояния поймы, а также данных о геологическом строении русла и поймы, безусловно, сказывается на качестве анализа и прогнозов русловых процессов. Однако и полученные результаты позволяют достаточно уверенно и эффективно использовать их в практической работе.

Упрощенный гидролого-морфологический анализ русловых процессов в зоне выклинивания подпора Камского водохранилища проводился с учетом ее основных индивидуальных особенностей. Камское водохранилище можно отнести к озерно-речному типу с верхним речным участком. Русла Камы и Вишеры в границах зоны выклинивания подпора прямолинейные, врезанные. Преобладающий состав донных отложений – песок и гравий, низменных – песок и глина. При сравнительно небольшом среднегодовом стоке наносов (290 тыс. тонн в створе гидропоста Гайны на Каме и около 250 тыс. тонн на Вишере ниже устья Колвы) русло характеризуется высокой устойчивостью. Плановые (горизонтальные) деформации русла

практически отсутствуют, высотные – вертикальные (колебания отметок дна на перекатах) в течении навигации достигают 1,5 м.

Преобладающие типы русловых процессов: на Вишере – побочневый, на Каме – побочневый с элементами осередкового. Гидравлические параметры потока по длине изменяются постепенно. Средние уклоны у верхней границы зоны выклинивания подпора составляют 0,08-0,09, средние скорости течения до 1,5 м/с в половодье и 0,5-1,0 м/с в межень.

Сложная взаимосвязь режима наполнения водохранилища со сроками прохождения весеннего половодья на основных притоках обуславливает многовариантность положений границ зоны выклинивания подпора в период прохождения руслоформирующих расходов. Сдвиг по фазе прохождения половодья на южных притоках Сылве и Чусовой по сравнению с верхней Камой обычно составляет 10-15 суток, между верхней Камой и Вишерой – 5-8 суток. К моменту прохождения пиковых уровней по гидропосту Бондюг (в среднем 11 мая) водохранилище обычно бывает наполнено до отметки 106,5 м, а к 19 мая (пик по гидропосту Рябинино) – до отметки 107,65 м. Поэтому верхняя граница зоны выклинивания подпора уже в начальной фазе половодья находится примерно на 15-20 км выше устья Вишеры.

Зона расположена в районе слияния двух практически равнозначных рек – Камы и ее левого притока Вишеры, несовпадение фазовых гидрологических характеристик которых создает периодические взаимные подпоры. До начала спада уровня воды на верхней Каме устьевой участок Вишеры находится в подпоре от нее. Затем здесь действует только подпор Камского гидроузла, а участок Камы выше впадения Вишеры оказывается в зоне двойного подпора: Вишеры и водохранилища, но продолжительность его эффективного воздействия существенно меньше.

Значительные колебания объема стока воды по годам и его внутригодовое распределение в сочетании с трудно предсказуемой величиной навигационной сработки водохранилища осложняют прогнозирование русловых деформаций. Например, в маловодные 1972 и 1973 гг. минимальные навигационные уровни были выше проектных значений, а в многоводные 1974, 1979 и 1981 гг. водохранилище было сработано значительно больше (в 1981 г. – ниже УМНС).

В связи с глубокой зимней ежегодной сработкой водохранилища годовая амплитуда колебаний уровней воды достигает 8,5 м, что обуславливает большую длину и подвижность зоны выклинивания подпора. Ступенчатый режим сработки, определенный действующими правилами использования водных ресурсов водохранилищ, на длительные периоды времени фиксирует два основных положения зоны, соответствующих стоянию уровней в диапазоне отметок 108,5-108,0 (в среднем 2/3 навигационного периода) и в районе отметки ПУ 107,0 м (2-3 недели). Это приводит к образованию узлов концентрации наносов внутри зоны.

По данным выполненных однодневных связок и нивелировок рабочих уровней воды удалось существенно уточнить положение верхней границы зоны выклинивания подпора – 46-й км Вишеры, что примерно на 30 км выше общепринятого представления. Аналогичные результаты получены по зоне выклинивания подпора Камского и Бельского направлений 1-й очереди Нижне-Камского водохранилища (45 и 55 км). Это свидетельствует о недостаточной надежности расчетов, применившихся при проектировании. К сожалению, из-за отсутствия многолетних наблюдений за уклонами водной поверхности в периоды стояния уровня водохранилища в диапазоне отметок, близких к НПУ, не удалось проследить динамику изменения верхней границы зоны выклинивания подпора и установить взаимосвязь ее с процессами занесения (занятия) русла.

Анализ кривых свободной поверхности при различных отметках наполнения Камского водохранилища позволил выявить увеличение длины кривой подпора по мере смещения ее вниз по течению при сработке водохранилища, что соответствует увеличению пропускной способности русла: НПУ 108,5 м – 29 км, ПУ 107,0 м – 46 км, УМНС 106,0 м – 55 км.

Анализ кривых подпора и данных поплавочных наблюдений обнаружил постепенное затухающее выравнивание уклонов воды и скоростей течения по длине зоны выклинивания подпора. При этом в каждом положении зоны внутри нее сохраняются по 1-2 точки излома кривой свободной поверхности.

Сравнение кривых свободной поверхности при проектном уровне, построенных для устьевого участка Вишеры по данным однодневных связок уровней воды для свободной реки (1954 г.), 1976 и 1985 гг. (рис. 1), показало возрастающее с течением времени их поднятие на участке 11-35 км. В период с 1954 по 1975 гг. подъем уровня был сосредоточен преимущественно на участке 27-43 км и имел наибольшую высоту в районе 37 км – 20 см. Это послужило причиной проведения в 1976 г. корректировки положения проектного уровня по опорному гидропосту Рябинино на величину 20 см (от +10 до +30 см над «0» графика поста). В последующие 10 лет отмечалось прогрессирующее повышение отметок кривой свободной поверхности и расширение сего границ вверх и вниз по течению реки. Наибольшая величина подъема достигла 44 см. Общий максимальный подъем уровня за 30 лет наблюдений составил 64 см.

Повышение отметок кривой свободной поверхности на верхнем участке зоны выклинивания подпора очевидно взаимосвязано с образованием и развитием тела занесения (занятия), ядро которого первоначально сформировалось в районе 27-43 км на Вишере, а затем распространялось преимущественно вниз по течению. Поэтому «продольный профиль равновесия» меженного потока в этой части зоны постепенно приобрел форму парabolы, обращенной вершиной вверх, что, по мнению Н.И. Маккавеева и Р.С. Чалова (1986), характерно для «подпорного» типа устьев.

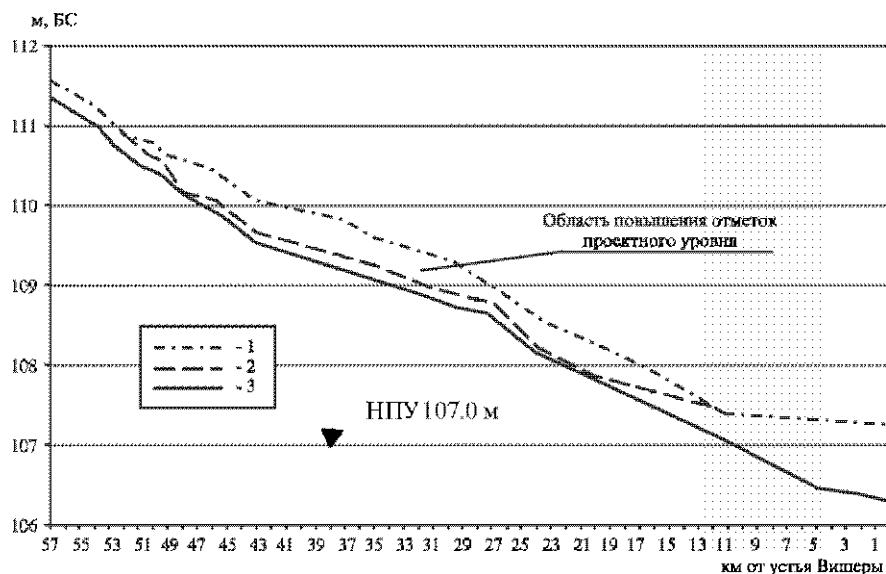


Рис. 1. Кривые свободной поверхности р. Вишеры: 1-НУ 1985 г.; 2-НУ 1976 г.; 3-уровень свободной реки 1954 г.

На приусьевом участке Вишеры (ниже 17 км) вследствие образования «тела заиления» меженные уклоны в подпорном состоянии даже несколько увеличились по сравнению с бытовыми значениями. Это привело к компенсационному врезанию русла Вишеры в месте ее впадения в Каму и к постоянному росту устьевой стрелки, что также характерно для узлов слияния рек, находящихся в зоне подпора.

Анализом планов русловых съемок и дноуглубительных работ, выполнявшихся предприятиями Камводпуть в течение 40 лет эксплуатации водохранилища, установлены следующие характерные особенности руслово-режима зоны выклинивания иодпора.

1. Четко выражено разделение зоны на 3 характерных участка: верхний (выше Боровска) – протяженностью 72 км с интенсивными русловыми деформациями, средний (между Боровском и Орлом) – протяженностью 56 км со сиокойным развитием и преимущественно односторонней направленностью русловых процессов и нижний (ниже пос. Орел) – протяженностью 39 км, где отмечается только заиление акватории водохранилища. Верхний участок соответствует границам зоны выклинивания подпора в диапазоне отметок уровня выше 106,5 м. т.е. периоду физической навигации, средний – границам зоны в период дальнейшей зимней сработки водохранилища до отметки 105,0 м, нижний – крайне редкому (1 раз в 4 года) и короткому периоду сработки до предельной предиоловодной отметки 100,0 м.

2. Приуроченность перекатов с наиболее интенсивными русловыми деформациями к границам зоны в фиксированных ее положениях при отметках 108,5 м, 107,0 м и 106,0 м, а также к точкам излома кривых подпора. Это совпадает с выводами А.В. Карапетова (1960), подтверждает правильность построения этих кривых и обнаруживается при анализе распределения объемов дноуглубительных работ (рис. 2)

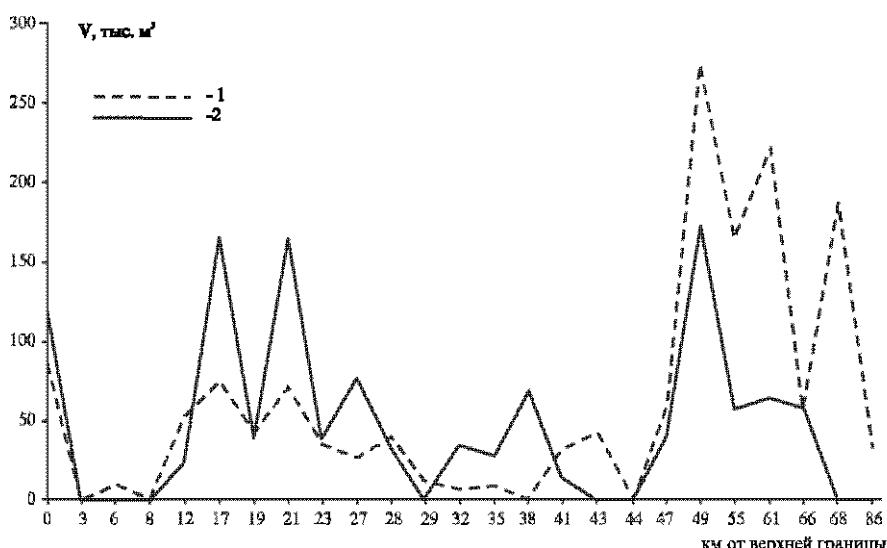


Рис. 2. Распределение ианосов в зоне выклинивания подпора:
1-маловодный 1975 г.; 2-многоводный 1979 г.

3. Увеличение зависимости перекатов на Вишере в многоводный 1979 год, а на нижерасположенном участке Камы – в маловодный 1975 год, что также четко прослеживается на графике (рис. 2). Это явление объясняется смещением кривой подпора и связанный с ней зоной интенсивного отложения наносов вниз по течению по мере сработки водохранилища при одновременном размытии вышедших из подпора перекатов.

Нами была сделана попытка подтвердить эти зависимости путем анализа объемов дноуглубления за 1959-1979 гг. Установлено, что связь объемов дноуглубления на перекатах с объемами годового стока, стока половодья и величиной навигационной сработки водохранилища не однозначна. Большое значение имеют сроки прохождения и характер половодья, распределение водности в межени-осенний период, сроки и интенсивность снижения подпора, а также производственные факторы – изменение отметок проектных уровней и гарантированных габаритов пути, наличие технических средств и т.п.

Объемы дноуглубления на Вишере оказались практически не свя-

занными с величиной сработки водохранилища, но прямая их связь с объемом половодья прослеживается отчетливо. Отклонения в большую сторону в крайне маловодные годы объясняются резким спадом уровней воды. Отклонения в меньшую сторону в средние по водности годы объясняются плавным спадом уровня воды, продолжительным размывом гребней перекатов, а в 1971 и 1974 гг. также несоправданной сработкой водохранилища.

Объемы дноуглубления на Каме мало связаны с объемами стока половодья, но отмечается их связь с величиной снижения подпора. Отклонения в большую сторону объясняются в основном понижением отметок проектного dna разработки перекатов в интересах судоходства.

Анализ приведенной на графике (рис. 3) динамики отложения наносов на Вишере за близкие по своим гидрологическим характеристикам 1967, 1975 и 1988 гг. показывает явное смещение вниз по течению трех зон концентрации наносов, каждая из которых охватывает от двух до четырех перекатов и имеет длину от 5 до 15 км. Две аналогичные зоны обнаружены и на нижерасположенном участке Камы. По нашему мнению, это хорошо иллюстрирует известное явление – «сползание» тела заноса (или занесения). Это тело представляется в форме серии «волн-макрогряд», движущихся вниз по течению при сработке водохранилища за счет размыва своих верхних частей и переотложения наносов в нижние части. Скорость движения этих русловых макроформ составляет 300 – 350 м в год на Вишере и 300 – 900 м в год на Каме при средней скорости движения побочней соответственно 20 – 25 и 25 – 50 м в год.

Формы проявления русловых деформаций в зоне выклинивания подпора также отличаются рядом особенностей, обусловленных изменениями при наполнении водохранилища гидравлическим режимом потока и режимом наносов. В новых, благоприятных для отложения наносов условиях, русевой режим приобретает направленный характер регressiveвой аккумуляции. Происходит саморегулируемая перестройка русла в соответствии с изменившимся базисом эрозии и приспособление его к новым условиям.

Следствиями и формами проявления этого процесса являются повышенное отмечание побочней и осередков, увеличение их размеров в плане, укрупнение русловых форм путем отмирания небольших и объединения смежных побочней с образованием взамен малых одиночных перекатов более крупных и сложных. Примерами таких изменений являются перекаты Беляевский, Верх. Редикорский и Ниж. Городищенский на Вишере, Сазоновский и Тюлькинский Яр на Каме.

На участке устья р. Вишеры – Тюлькино после создания водохранилища усилился процесс врезания русла. Относительно быстрое наращивание стрелки слияния рек (50 – 60 м в год) и уменьшение угла их сопряжения привело к размыву левобережного устьевого побочия Вишеры. Это, в свою очередь, в сочетании с закономерным повышением отметок острова Соломинского, расположенного непосредственно ниже устья, вызвало сме-

щение динамической оси потока на Каме к левому берегу и развитию иссущдоходной левобережной протоки между Тюлькинскими островами.

На среднем участке зоны, ниже Боровска, на фоне общего направленного процесса занесения русла не наблюдается обмеление несудоходных воложск за островами Кобыльим и Тетеринским.

На Тетеринском перекате (рис. 4) имеется дополнительный местный базис эрозии – речки Глотиха и Усолка, и аккумулирующая емкость основного русла почти исчерпана. Здесь происходит интенсивный рост побочий, особенно, нижнего левобережного, который, вытягиваясь со скоростью 80 м в год, уже перекрыл подходы к причалам нефтебазы и промпорта, а в ближайшие 5 – 7 лет может серьезно осложнить работу водозабора АО «Сильвинит». Кроме того, нельзя исключать и реальную возможность размытия правобережной нротоки за островом Тетеринским. Усилившееся вследствии прекращения дноуглубительных работ обмеление левого рукава может значительно ускорить этот процесс, что приведет к трудно прогнозируемым последствиям, как для судоходства так и для эксплуатации объектов водопользования, расположенных вблизи переката.

В данном конкретном случае рекомендуется своевременное отторжение левобережного побочия с переносом к левому берегу судового хода и динамической оси потока и закреплением их в этом положении, в том числе путем частичного перекрытия правого рукава. Кроме того, необходимо выполнить расчеты предельно возможного объема заилиния русла на данном участке.

Приведенный пример наглядно показывает необходимость детального изучения зон выклинивания нодиора водохранилищ и происходящих в них сложных русловых процессов для более полного и правильного их учета при проектировании и эксплуатации судовых ходов, акваторий, причалов, подводных и надводных переходов, водозаборов, водовыпусков, мостов и других гидротехнических сооружений.

В течение последних 5 лет в связи с резким сокращением бюджетного финансирования на содержание водных путей в зоне выклинивания подпора Камского водохранилища полностью прекращены русловые правильные работы и расчистка судовых ходов от наносов. Одновременно, вследствие сложного положения в энергетике, отмечается ежегодная ранняя сработка водохранилища. Сочетание этих двух факторов приводит к усилению неуправляемых деформаций русла. В данной ситуации значительно возрастает необходимость улучшения мониторинга русловых процессов, обеспечения надежного прогнозирования их развития для принятия своевременных мер понейтрализации возможных негативных последствий.

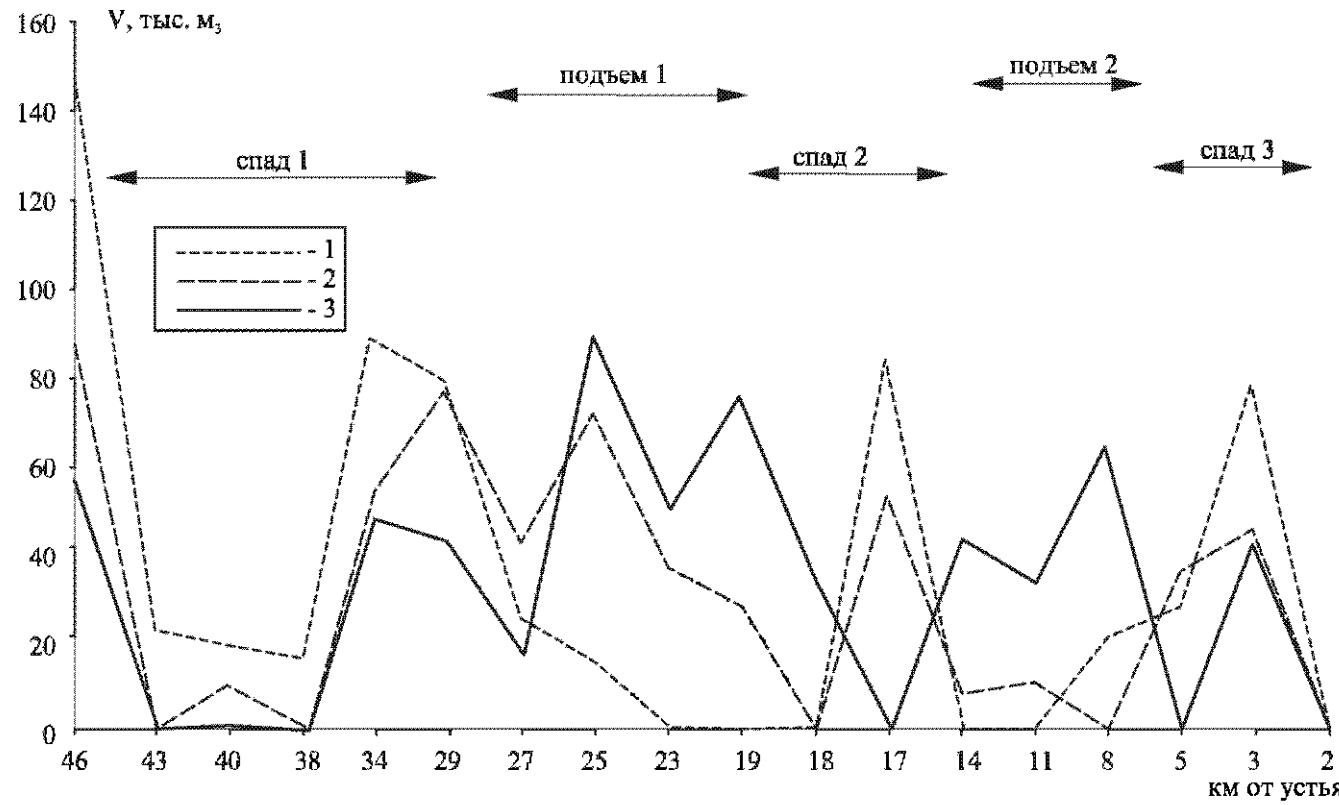


Рис. 3. Динамика отложения наносов на Вишере: 1 - 1967 г; 2 - 1975 г; 3 - 1988 г.

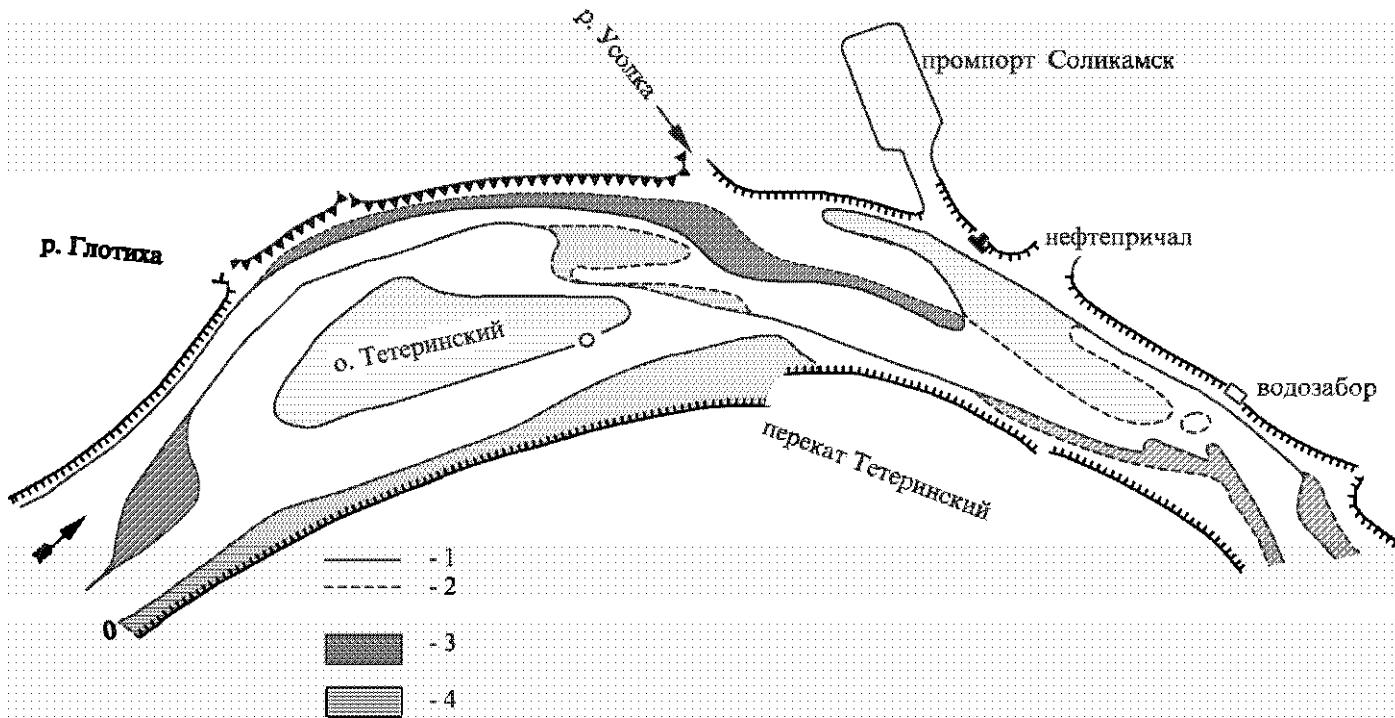


Рис. 4. Совмещенные планы Тетеринского переката р.Кама за 1980 и 1997 гг.
 1- проектная изобата 1980 г; 2 - проектная изобата 1997 г; 3 - размыв; 4 - намыв

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Карапинев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л.: Гидрометеоиздат. 1960.
- Маккаев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. М.: изд-во МГУ. 1986.

В содержание

И.И. Алексеевский, В.Н. Коротаев, В.Н. Михайлов

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ И РУСЛОВОЙ РЕЖИМ ЕЕ ДЕЛЬТОВЫХ ВОДОТОКОВ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ КАСПИЯ

Современная береговая линия Каспийского моря (в том числе и дельтовые берега) сформировалась в новокаспийский трансгрессивно-ретрессивный период (Варущенко и др., 1987; Бадюкова и др., 1996; Рычагов и др., 1996). Неустойчивость уровня моря в геологических масштабах времени находила отражение в рельфе побережья, в том числе и стратиграфии плеистоценовых отложений (Аристархова, Туркешев, 1983; Свиточ и др., 1994). Существование древних и ископаемых дельт выше и ниже современного уровня свидетельствует о том, что значительные по амплитуде и сравнительно быстрые во времени перемещения береговой линии приводили к значительным пространственным смещениям границ дельтовых образований и коренной перестройке их гидросети. Данные сейсмоакустического профилирования подтверждают присутствие древних дельт и речных долин на дне Каспийского моря: выявлены палеодельты Волги, Кумы и Терека. В зоне северокаспийского шельфа установлены признаки многочисленных эрозионных врезов и двухклиноморфных аккумулятивных тел, относящихся к эпохе снотаевской регрессии (20-25 тыс. лет назад), когда уровень Каспия опускался на 80-90 м ниже современного (Лохин, Масев, 1990). Русло Волги глубоко врезалось в морские и континентальные осадки в регressiveный период существования каспийского бассейна; в периоды трансгрессий Нижняя Волга подтоплялась и приобретала морфологию, схожую с современными лиманами в устьях Дуная, Днепра и Южного Буга. История формирования дельты Волги - это история периодической миграции ее морского края, перестройки гидрографической сети, накопления толщин прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых отложений, их размыва и пересложечения, связанная с изменчивостью положения уровня Каспийского моря. Подобные переформирования можно наблюдать в устьях рек, впадающих в другие внутренние водоемы морского типа (Арал, Балхаш, Иссык-Куль).

Особенности колебаний уровня Каспийского моря

В геологической истории уровень Каспийского моря неоднократно испытывал крупномасштабные колебания. Выделяют четыре основных этапа его изменений: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский. Бакинская трансгрессия происходила 500-400 тыс. лет назад, раннехазарская-300-250 тыс. лет назад, позднехазарская-200-90 тыс. лет назад. Отметки, которые достигал уровень моря во время этих трансгрессий, точно не определены. Есть некоторые признаки того, что в далеком прошлом уровень моря снижался, по разным данным, до отметок -113 м или даже -150 м

абс. и поднимался до 50-60 м абс. Более достоверные данные имеются о раннехвальинской (70-40 тыс. лет назад) и позднехвальинской (20-10 тыс. лет назад) трансгрессиях. В максимальную стадию раннехвальинской трансгрессии уровень достигал отметки 47-48 (может быть 60) м абс., а в максимальную (махачкалинскую) стадию позднехвальинской трансгрессии (около 16 тыс. лет назад он стоял на отметке около 0 м абс. Эти трансгрессии разделялись глубокой енотаевской (22-17 тыс. лет назад) регрессией с отметками до -64 м абс.

Новокаспийской трансгрессии, которая началась 9 тыс. лет назад предшествовала глубокая (до отметок -50 – -57 м абс.) мангышлакская (10 тыс. лет назад) регрессия. По данным Г.И.Рычагова (1977) новокаспийская трансгрессия имела пять стадий, самая высокая из которых была приблизительно 7 тыс. лет назад, когда уровень новышался до отметки около -20 м абс. Последней (пятой) стадии предшествовала небольшая дербентская (около 1,5 тыс. лет назад) регрессия с отметками уровня моря -30--32 м абс. После нее, т.е. в течение последних 1000 лет, уровень моря не поднимался выше -25 м абс. и, но-видимому, не опускался ниже -29 м абс. Максимальные уровни наблюдались, вероятно, в конце XVIII или начале XIV вв.. минимальный – в 1977 г.

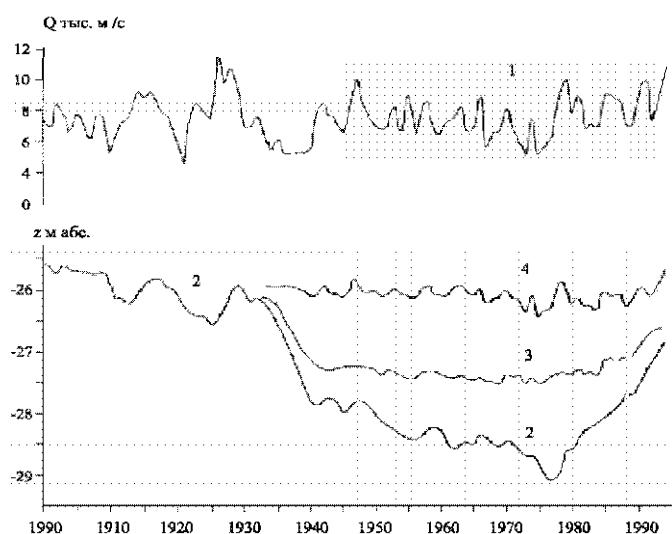


Рис.1. Графики колебаний средних годовых расходов воды Волги у Верхнего Лебяжьего (1), уровней воды Каспийского моря у Махачкалы (2) и в устье Волги на г/п о.Искусственный на взморье (3) и г/п Оля в нижней части дельты (4).

Инструментальные наблюдения за уровнем Каспия начались в середине XIX в. Они (рис.1) свидетельствуют о том, что в начале XX в. уро-

вень моря колебался около отметок -25,5 – -26 м абсолют. В период 1929-1941 гг. произошло резкое падение уровня приблизительно на 1,8 м (с -26 до -27,8 м абсолют). Затем уровень постепенно понизился на 1,2 м и в 1977 г. достиг наименьшей отметки: -29,01 м абсолют. С 1978 г. начался быстрый подъем уровня. В 1995 г. средний годовой уровень оказался равным -26,66 м абсолют. Таким образом, за период 1978-1995 гг. уровень поднялся на 2,35 м; средняя скорость его повышения составила 13 см/год.

Крупномасштабные колебания уровня Каспийского моря в основном объясняются климатическими причинами изменениями составляющих водного баланса моря и, в первую очередь, речного стока в море и испарения с его поверхности. Доля стока рек в приходной части водного баланса моря составляет в среднем 77-80%. На долю Волги приходится около 80% всего речного стока в море и, соответственно, 62-64% приходной части водного баланса Каспия. Поэтому колебания стока Волги оказывают главное влияние на многолетние изменения водного баланса и, как следствие этого, на колебания уровня моря. Причины геологической природы (тектонические подвижки дна), вопросы мнению некоторых ученых, оказывают лишь незначительное влияние на колебания уровня Каспия.

Динамика морского края и гидрографической сети дельты

Дельте Волги свойственны многолетние изменения географического положения ее морского края и структуры гидрографической сети. Эти процессы сопровождаются перераспределением стока воды и наносов между водотоками. В пределах дельты в течение XX в. преобладают процессы сосредоточения стока в наиболее крупных магистральных рукавах и отмирание многочисленных небольших боковых водотоков. Факт отмирания водотоков в дельте Волги подтверждается анализом изменения суммарного количества водотоков (Байдин, 1962; Рогов, 1986; Полонский и др., 1992; Михайлов и др., 1993), хотя следует учитывать приближенность этих оценок и условность сравнения данных за разные периоды. Несмотря на прогрессивное увеличение числа дельтовых водотоков в самой нижней части дельты: в конце XIX в. их было 200, в 1930 г.-475, в 1960 г.-800 (Полонский и др., 1992), в 1980 г. – до 1000 (Михайлов и др., 1977; Рогов, 1986), общее число водотоков в дельте Волги в XX в. уменьшилось, поскольку процессы их отмирания опережали процессы возникновения новых дельтовых рукавов. В 1937-1939 гг. в дельте Волги было 1107 водотоков (Байдин и др., 1956): 71-в верхней, 223-в средней, 813-в нижней части дельты; общая протяженность русловой сети превышала 7500 км (Байдин, 1962). В середине 70-х годов общее количество водотоков в дельте сократилось до 757 (малые срики в устьях водотоков на морском крае дельты не учитывались), а их суммарная длина составила 4500 км (Михайлов и др., 1977).

Перераспределению стока в крупные рукава и отмиранию боковых водотоков способствовали понижение уровня Каспия (в периоды резкого

падения уровня моря эти процессы в рукавах усиливались), неравномерное выдвижение морского края дельты и искусственное углубление устьев некоторых водотоков.

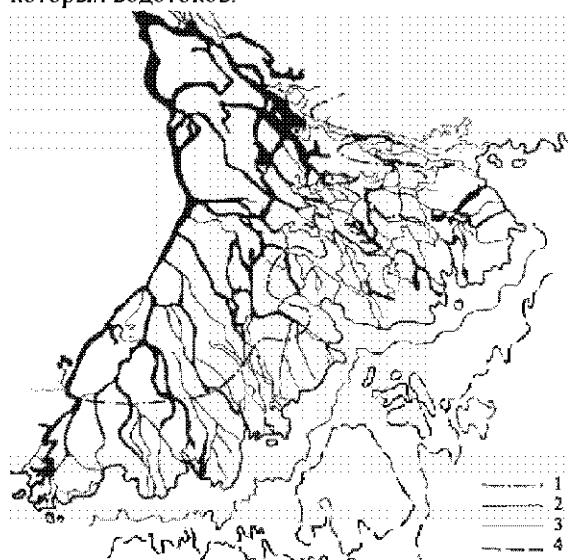


Рис. 2. Схема динамики морского края дельты р. Волги: 1- положение морского края дельты в 1807-1817 гг.; 2-в 1920 г.; 3-в 1941 г.; 4-в 1991 г. при уровне Каспийского моря соответственно -25,0; -26,1; -27,8 и -27,3 м абс.

История развития дельты Волги относительно хорошо изучена. Тем не менее, появление новой информации и методов анализа картографических данных расширяет возможности исследования современной динамики ее морского края. Анализ опубликованных данных и совмещенных разновременных карт и космических снимков за 1914, 1920, 1935, 1941 и 1991 гг. показал, что положение морского края дельты Волги весьма изменчиво (рис.2, таблица 1). Морской край дельтыассивно или активно смещается в сторону моря. Скорость процесса зависела от колебаний уровня моря и величины стока речных наносов.

**Таблица 1
Условия формирования дельты Волги и динамика ее морского края***

Период годы	Средний годовой сток воды, км ³ /год	Средний годовой сток наносов, млн.т/год	Изменение уровня моря, м	Скорость выдвижения дельты, км/год			
				Восточная часть	Центральная часть	Западная часть	Вся дельта
1807-1870	249	7.7	-1.00	0.7	0.5	0.2	0.47
1870-1914	250	8.0	-0.60	-	-	-	0.21
1914-1920	286	8.8	0.00	-	-	-	0.19
1920-1935	261	8.1	-0.42	0.5	0.0	0.4	0.30
1935-1991	236	7.6	-0.74	0.2	0.2	0.3	0.23

* Оценки стока до 1900 г. носят приближенный характер; при оценке динамики морского края дельты Волги использованы данные С.С. Байдина (1962), М.М. Рогова (1986) и результаты совмещения разновременных карт дельты.

В начале и середине XIX в. дельта состояла из трех конусов выноса: Бахтемира, Камызяка (Кизани) и Старой Волги (Байдин, 1962). Конуса выноса меньшего размера имелись в устьях Болды и Бузана. Сток Бузана распределялся между рукавами, ориентированными в восточном и юго-западном направлении. Направление стока в системах этих рукавов, формирование мощных отложений на месте бывших заливов указывает на большую пригубность восточной части взморья по сравнению с ее западной частью. Этим можно объяснить максимальное выдвижение рукавов в западной части дельты.

В последние 200 лет (до конца 70-х годов XX в.) формированием дельты Волги происходило на фоне понижающегося уровня моря. Это сопровождалось значительным пассивным выдвижением морского края дельты. Наибольшее выдвижение дельты наблюдалось в ее западной части, по системам водотоков Бахтемира и Камызяка. Наименее выдвижение оказалось характерным для восточной и центральной частей дельты, вдоль рукавов Бузана, Шмагина, Болды. По-видимому, это было связано с активизацией рукавов на западе дельты и различиями уклонов рельефа обнажающегося морского дна. Положение морского края дельты в начале XIX в. соответствует уровню моря, близкому к -25,0 м.

В 1807-1870 гг. произошло существенное (также главным образом, пассивное) выдвижение дельты. В восточной части дельты оно составило 42 км, в центральной – около 30 км, в западной – 13 км (Рогов, 1986). Скорость выдвижения в среднем достигала соответственно 0,7, 0,5 и 0,2 км/год (табл. 2). В 1861 г. западная часть территории имела несколько магистральных рукавов: Бахтемир, Старая Волга, Камызяк и Большая Болда. Каждый из них обладал собственной системой водотоков. Западная часть морского края дельты представляла собой сильно изрезанную береговую линию, с небольшим количеством малых островов. Русловая сеть в восточной части дельты к этому времени существенно усложнилась, что свидетельствовало об активизации рукава Бузан вследствие значительного перераспределения в его пользу стока в процессе удлинения русел конкурирующих водотоков. Ниже устья этого рукава возникло большое количество островов разного размера и формы.

В 1870-1914 гг. продолжали развиваться системы рукавов Бахтемира, Старой Волги, Камызяка и Большой Болды. Наблюдалось интенсивное дробление водотоков в приморской части дельты. Выдвижение в море аккумулятивных образований в устье Бахтемира на 4,5 км (максимальное по сравнению с другими рукавами) свидетельствует о перераспределении стока воды и наносов в пользу этого рукава. Береговая линия осталась сильно изрезанной, однако количество островов заметно уменьшилось. Восточная часть морского края дельты выдвигалась в море еще более интенсивно вследствие активизации Бузана, рукавов Шмагина и Кигач. Ниже морского края дельты сильно уменьшилось число малых островов, крупные острова вообще перестали существовать из-за постоянного заполнения речными

наносами устьевого взморья, объединения крупных островов и формирования единого массива дельтовых отложений.

С 1914 по 1920 гг. выдвижение дельты происходило со скоростью 0.19 км/год (Байдин, 1962), т.е. оно уменьшилось в два раза по сравнению с предыдущим периодом. Структура гидрографической сети дельты продолжала усложняться.

В последующие годы (1920-1935 гг.) общий прирост площади дельты составил 1800 км² (700 км²-островные массивы) при суммарном среднем лиисийном выдвижении 9.5 км (Михайлов и др., 1993). По результатам компьютерного совмещения карт, средняя величина выдвижения дельты в этот период на востоке устьевой области равна 0.5, на западе-0.4 км/год. В центральной части дельты положение морского края оставалось практически стабильным. На отдельных участках морского края дельты процессы шли более активно, что было обусловлено устьевым удлинением дельтовых водотоков (Таблица 2).

Таблица 2
Устьевое удлинение некоторых водотоков Волги

Водоток	Устьевое удлинение (км) за период	
	1920-1935	1935-1991
Бахтемир	6.9	17.2
Коклюй	0.5	14.7
Бирюль	0.0	8.5
Иванчуг	0.0	18.2
Камызяк	1.6	14.2
Б.Болда	0.3	11.2
Сорочья	0.0	14.5
Бузан	1.6	8.8
Кигач	15.0	20.9

После 1935 г. выдвижение дельты резко замедлилось; положение ее морского края стабилизировалось. Суммарный прирост площади составил всего 50 км². Это объясняется (Михайлов и др., 1993) тем, что большая часть современной отмелой зоны устьевого взморья расположена выше отметки -29 м, и поэтому контуры морского края дельты при уровнях моря ниже -29.5--28 м определяются уже не положением уровня моря, а масштабами затопления этой части взморья волжскими водами, подобно затоплению водами половодья широкой поймы. Возникла специфическая "буферная" зона между дельтой и морем. Ее наличие привело к нарушению гидравлической связи между водотоками дельты и приемным водоемом.

В целом за период с 1935 по 1991 гг. скорость выдвижения дельты изменялась от 0.2 (восточная и центральная части) до 0.3 км/год (западная часть дельты). При этом повышение уровня моря до отметок -27.5--27.0 м абр. практически не привело в 1978-1996 гг. к смещению морского края дельты в сторону суши. Эта особенность также обусловлена спецификой морфологического строения устьевого взморья Волги.

Прогноз дальнейшей динамики морского края дельты имеет большое значение. В случае повышения уровня моря до отметок -25.0 м многие социальные и производственные объекты могут быть разрушены или оказаться под водой. Для защиты наиболее важных объектов необходимо провести комплекс специальных инженерных работ, осуществить переселение местного населения в безопасные районы дельты. При их организации важно представлять положение будущего морского края дельты при наиболее неблагоприятном повышении уровня моря, в частности при уровне моря -25.0 м или -26.0 м абр. Ориентировочное положение морского края дельты можно прогнозировать на основе исторических аналогий. Таким аналогом является ситуация, имевшая место в начале XVIII в., когда уровень моря находился на отметках около -25.0 м, или в начале XX в., когда он стабилизировался на отметках около -26.0 м (рис.2). Повышение уровня моря до отметок -25.0 м абр. будет сопровождаться более интенсивным отступлением современного морского края в сторону суши в восточной части дельты. С некоторым приближением можно считать, что он сместится на 15-20 км севернее изогипсы -25.0 м абр. В западной части территории ширина зоны затопления дельты составит 15 км, в восточной - 45-50 км. Палеогидрологическая реконструкция динамики морского края дельты не позволяет с достаточной точностью прогнозировать его положение при возможном повышении уровня моря. Это связано с тем, что ситуации начала XVIII в. и конца XX в. отличаются по морфологическим особенностям устьевого взморья (произошло заполнение речными наносами части емкости взморья, повысились отметки дельтовой равнины). Поэтому полного восстановления прежних морских границ дельты не произойдет. Однако общие очертания морского края дельты, по-видимому, могут соответствовать схеме, изображенной на рис.2. Эти данные позволяют планировать мероприятия по снижению негативных последствий опасных гидрологических явлений в зоне потенциального затопления поверхности дельты Волги, где располагается 15 сел с общим населением около 40 тыс. человек.

Анализ русловых деформаций в дельтовых водотоках*

Специфика русловых процессов в водотоках дельты Волги в 1935-1995 гг. определялась тенденцией к снижению (до 1977 г.) уровня Каспий-

* В сборе и анализе картографического материала, гидравлических расчетах принимали участие С.В.Чистов и Д.Н.Лайбулатов

ского моря, его повышением (после 1977 г.), уменьшением стока наносов вследствие строительства водохранилищ Волжско-Камского каскада.

Существование перед дельтой Волги огромного мелководного взморья влияло на то, что многолетние колебания уровня моря (особенно на стадии регрессии) распространялись в дельту Волги слабее, чем в устья других рек, впадающих в Каспийское море и имеющих более пригубное взморье. Падение уровня моря в 30-70-е годы сопровождалось некоторым снижением уровней воды в самой дельте Волги. Этому процессу способствовала глубинная эрозия в руслах крупных дельтовых водотоков, связанная с их активизацией, увеличением водоносности некоторых рукавов, уменьшением мутности воды после зарегулирования стока реки и дну глублением при сооружении рыбоходных и судоходных каналов. Снижение уровней воды за 40 лет у Астрахани составило 1,1-1,3 м, на г/п Икрянос и Оля (рукав Бахтемир)-соответственно 0,8-0,9 м и 0,6-0,8 м. С 1991 г. уровни на г/п Оля стали повышаться (Рис.1). В других рукавах дельты величины снижения уровня оказались значительно меньше или вообще не обнаружены. Процессы эрозии и снижения уровня были, но-видимому, в основном связаны с явным дефицитом наносов, возникшим после зарегулирования стока р.Волги, и в меньшей степени – со снижением уровня моря.

Повышение уровня моря с 1978 г. вызвало подъем уровня воды в нижней части дельты только после 1991 г. вследствие того, что отмелое взморье, затонув, постепенно утрачивало свою "буферную" роль. К 1995 г. подпор распространился в дельту на 20-30 км в период межени. Подпорное повышение уровня у Оля составило 0,2-0,3 м. В половодье оно практически не прослеживалось.

В последние десятилетия происходили процессы сосредоточения стока в ограниченном числе наиболее крупных дельтовых рукавов, имеющих продолжение на устьевом взморье (судоходные Волго-Каспийский, Белинско-Каспийский и рыбоходные Бардининский, Гандуринский, Карайский каналы). Основная часть малых водотоков при этом стала заиливаться, отмирать и терять связь с морем (ср.Чулпан, Сухонский Банк, Рычанская и др.). Такие водотоки представлены во всех основных системах рукавов, но в максимальной степени распространены в системах разветвлений Старой Волги и Болды. Для них показательны процессы постепенного уменьшения пропускной способности русла и повышение отметок дна.

В период 1938-1990 гг. устойчивый размыв русла преобладал в наиболее многоводных водотоках независимо от колебаний уровня моря. Величина врезания изменялась от 1-2 до 4-5 м. В плесовых лощинах рукавов Бахтемира, Бушмы и Бузана размыв достиг кровли коренных хазарских глин. Углубились также перекаты в рукавах Бахтемир (Шкирдовская коса, Харбай, Ракушинский), Кривая Болда (Яманцугский) и Бушма (Коммунарский, Собачий, Султановский). Наиболее интенсивный размыв русла некоторых дельтовых водотоков наблюдался в районе морского края дельты (до

5 м) и в 20-25 км мористее, где образовалась так называемая зона "ям и суводей" с глубинами 12-15 м.

Анализ вертикальных деформаций продольного профиля дна за многолетний период (1938-1995 гг.) показывает, что направленность и интенсивность русловых процессов в различных частях дельты р.Волги одинаковы. Так, в верхней части устьевой области проследили процессы аккумуляции речных наносов: уменьшение максимальных глубин за период 1940-1977 гг. колебалось в пределах 0,12-0,25 м/год. Эта тенденция нарушалась лишь на локальных участках в районе с.Нижне-Лебяжьего, яра Дурновского и с.Растопуловки, где скорости размыва дна достигали 0,02-0,03 м/год.

Русловые процессы в центральной части дельты отличались меньшей интенсивностью вертикальных деформаций вследствие рассредоточения стока воды и наносов по многочисленным рукавам и протокам. Приуроченность этой части дельты к зоне широкого распространения так называемых бугров Бэра определяло большое развитие вынужденных излучин и сильную извилистость русла. При меандрировании русла водотоков происходили формированием побочней, побочных проток и интенсивный размыв вогнутых берегов на крутых излучинах. Пространственное положение перекатных участков здесь отличалось высокой устойчивостью. Весьма подвижное и динамичное дно с грядовым рельефом формировалось на слиянии дельтовых рукавов. Вертикальные деформации в отдельных рукавах этой части дельты имели свою специфику, связанную главным образом с режимом русловых наносов. В условиях дефицита наносов произошло углубление русла на перекатах Белинского направления (Кривая Болда-Бушма-Белинский Банк) на 2-2,5 м. На общем фоне углубления русел наблюдался процесс заполнения некоторых плесовых ложбин (с.Мушкара – на 8 м. перекат Коммунарский – на 10 м. Бушминский гидроузел-до 4 м). хотя аккумуляция наносов в крупных рукавах центральной части дельты – довольно редкое явление (Коротаев, 1995).

Вдоль Бахтемира до конца 70-х годов наблюдалось чередование участков размыва русла и аккумуляции наносов примерно одинаковой интенсивности (\pm 0,30 м/год). В дальнейшем здесь проследили процессы размыва дна с интенсивностью 0,20-0,30 м/год. В целом они вызвали понижение отметок дна на 2-4 м за период 1938-1990 гг., за исключением участка реки от пристани Маячное до с.Плес. где на прямолинейном и расширенном участке русла отмечено их повышение на 2-4 м. Пробледание процессов размыва, связанное с дефицитом наносов и проведением дноуглубительных работ на перекатных участках, привело к тому, что русло Бахтемира оказалось в предельно углубленном состоянии по условиям современных гидравлических характеристик.

В приморской части дельты и в пределах устьевого взморья в период снижения уровня Каспия наблюдалось общее углубление русла: для Белинского Банка и Белинского канала скорость врезания потока в 1940-

1977 гг. изменялась от 0,15 до 0,53 м/год; в Главном Банке и в Волго-Каспийском канале (1919-1953 гг.) отметки дна понизились на 2-5м, а с 1960 по 1979 гг. – на 1-4 м. На общем фоне размыва существовали локальные зоны аккумуляции наносов в плесовых лощинах.

Начавшийся подъем уровня Каспийского моря вплоть до 1990г. практически не влиял на характер русловых неформирований, сложившийся в период регрессии. В дальнейшем, после прекращения "буферного" эффекта устьевого взморья, подпор распространился выше о. Искусственного, достигнув г/н Оля. После 1990 г. возникли качественные изменения в характере процессов руслоформирования. Подъем уровня моря привел к появлению в Бахтемире устойчивых зон аккумуляции длиной 5-10 км, где повышение отметок дна составило 1-4 м, чередующихся с участками продолжающегося размыва русла (1-2м). В частности, область постоянной аккумуляции речных наносов возникла на участке трассы Волго-Каспийского канала мористее о. Искусственного, где за последние годы образовалась толща илистых отложений мощностью 1-3 м.

В Белинско-Каспийском канале прекращение дноуглубительных работ после 1985 г. привело к появлению обширной зоны аккумуляции (ниже поста 7-я Огневка), резкому уменьшению транзитных глубин и ширины судоходной части канала.

При дальнейшем подъеме уровня Каспийского моря и увеличении глубин на устьевом взморье можно ожидать усиления процессов подтопления и разрушения дамб обвалования основных судоходных каналов. Зона постоянной аккумуляции начнет смещаться вверх по течению в сторону морского края дельты, и при уровне -25,5 м abs. в районе поста Оля может сформироваться внутренний устьевой бар рукава Бахтемир; то же самое произойдет в устье рукава Бушма у пос. Зеленга.

В целом для дельты р.Волги в период снижения уровня Каспийского моря преобладали плющи, занятые отмирающими водотоками, в основном в восточной части системы дельтовых водотоков Бузана, Болды и Старой Волги (рис. 3). Русла магистральных рукавов и крупные судоходные и рыбоходные каналы на взморье активно развивались (Обжоровский, Фомин, Карайский, Гандуринский, Белинский банки; рукава Шмагина, Бушма, Бахтемир). Интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в дельтовых рукавах была довольно высокой: размыв русла в некоторых наиболее активных рукавах (Шмагина, Болда, Табола, Рычан, Талыча) составил более 1 м за 30 лет. Заилиение отмирающих водотоков (Альча, Бузан-Калинино, Поперечный, Кашкалдак, Каныча, Старая Волга) достигало около 1 м.

Начавшийся после 1977 г. подъем уровня Каспия, совпавший с многоводным периодом в бассейне р.Волги, внес существенные корректировки в направленность эрозионно-аккумулятивных процессов в дельтовых водотоках и на устьевом взморье. По мере подъема уровня моря и смещения зоны динамического подпора в сторону морского края дельты, постепенно распространяется вверх по течению зона постоянной аккумуляции. За последние 20 лет, например, по трассе Волго-Каспийского

следние 20 лет, например, по трассе Волго-Каспийского канала эта зона расширилась от конца надводных свалок до морского края дельты на расстоянии 50 км. Начавшийся процесс заиливания судоходных каналов на взморье начинает приобретать необратимый характер за счет поступления наносов от размыва дамб обвалований и накопления илистых отложений в зонах динамического подпора речного потока трансгрессирующими морем.

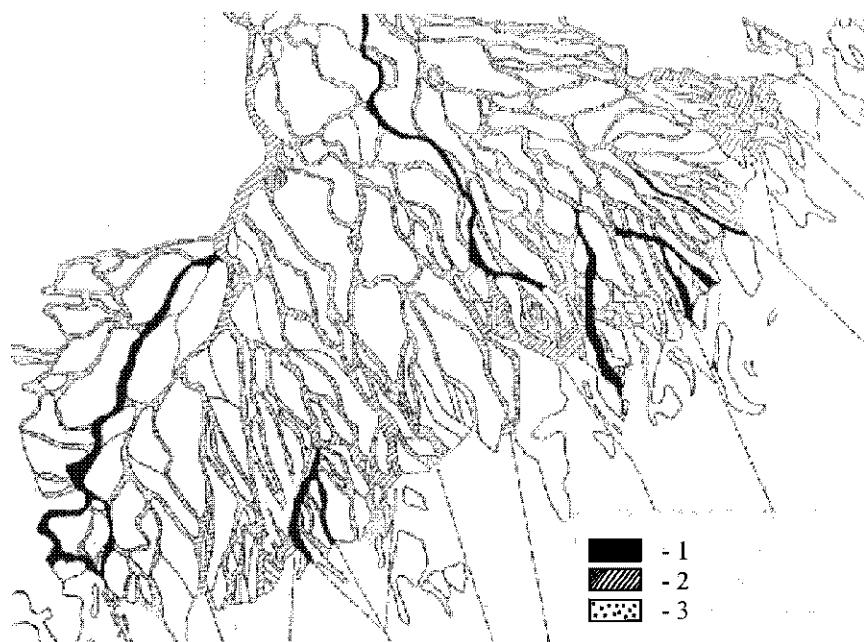


Рис. 3. Схема тенденций развития водотоков в дельте Волги:
1-активизирующиеся; 2-стабильные и 3-отмирающие.

ЛИТЕРАТУРА

Аристархова Л.Б., Турекешев Г.Т. Реконструкция поздне-плейстоценовой речной сети Прикаспийской низменности // Геоморфология. 1983. №4.

Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 1996. №6.

Байдин С.С. и др. Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеоиздат. 1956.

Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеоиздат. 1962.

Варуценко С.И., Варуценко А.Н., Клигे Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука. 1987.

Коротаев В.Н. Направленность и интенсивность русловых деформаций в дельте Волги // Вестник Моск.ун-та. Сер.5. География. 1995. №5.

Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестник Моск.ун-та. Сер.5. География. 1990. №3.

Михайлов В.Н. и др. Динамика гидрографической сети неустьевых рек. М.: Гидрометеоиздат, 1977.

Михайлов В.Н. и др. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области Волги и их изменения под влиянием колебаний уровня Каспийского моря // Геоморфология. 1993. №4.

Полонский В.Ф. и др. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). Сиб.: Гидрометеоиздат. 1992. 383 с.

Рогов М.М. Некоторые особенности развития дельты Волги и ее гидрографической сети // Тр.ГОИИ. 1986. Вып. 179.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. докт. диссерт. М.1977.

Рычагов Г.И. и др. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестник Моск.ун-та. Сер.5. География. 1996. №4.

Свирюк А.А. и др. Строение и развитие дельты Волги // Геоморфология. 1994. №4.

В содержание

III. В. Джакашвили, М.В. Михайлова

ИИО "Грузберегозащита", г. Тбилиси, Грузия;
институт водных проблем РАН

СТОК НАНОСОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ДЕЛЬТЫ р.Риони

Устьевая область р.Риони (рис. 1) относится к устьям дельтового тина, имеет малорукавную дельту выдвижения и приглубое устьевое взморье. Вершина устьевой области и дельты находится в районе шлюзоделителя, построенного в 1959 г. в 7 км от моря с целью регулирования распределения стока между двумя основными рукавами дельты. Гидрографическая сеть устьевого участка Риони включает дельтовые рукава – Городской канал (левый) и Рионсброс (правый). Первый рукав длиной 7,5 км, делясь на Северный и Южный рукава, разделенные о.Большим, образует старую дельту реки. Рионсброс длиной 7 км также делится на Северный и Южный рукава, образуя острова и формируя новую дельту Риони. Площадь всей современной дельты Риони – около 20 км², устьевого взморья – около 60 км².

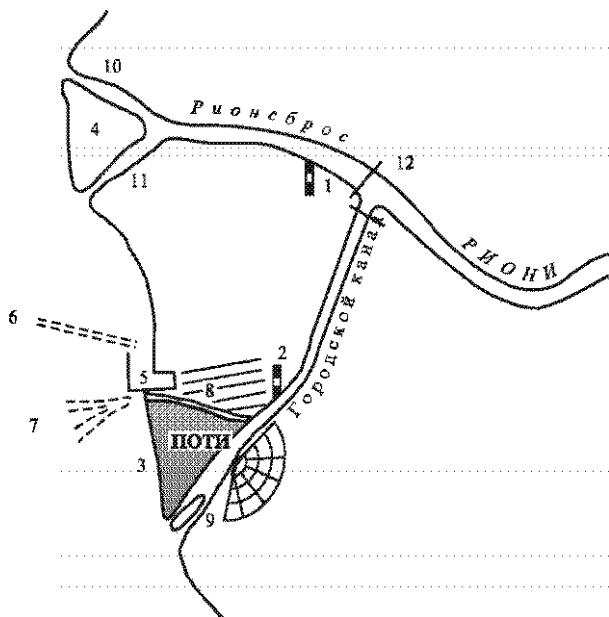


Рис. 1. Устьевая область Риони. Гидрологические посты: 1-Поти, Рионсброс, 2-Поти, Городской канал: 3-старая дельта, 4-новая дельта, 5-порт, 6-подходный канал, 7-подводный каньон; 8-Северный, 9-Южный (в старой дельте), 10-Северный, 11-Южный (в новой дельте), 12-шлюзоделитель.

Сток воды. Сток воды и наносов Риони измерялся на постах Сакочакидзе (43 км от моря) до 1987 г. и Чаладиди (27 км от моря), начиная с

1988 г. Средний многолетний (1928-1991 гг.) сток воды Риони по данным "Государственного водного кадастра" (1989) составляет 13,0 км³/год. Средний годовой расход-413 м³/с. Сток Риони зарегулирован рядом водохранилищ: Рионским (сооружено в 1933 г.), Гуматским (1958 г.), Ладжанурским (1962 г.) и Варцихским (1971 г.).

Сток воды в дельте реки искусственно распределяется с помощью шлюза-делителя между Рионсбросом и Городским каналом (старым руслом реки). Данные по постам Поти-Рионсброс и Поти-Городской канал, открытых в 1971 г., не совсем согласуются с данными ностов Сакочакидзе и Чаладиди. На долю более крупного рукава Рионсброса длиной 7 км приходится около 71 % стока реки, на долю Городского канала длиной 7,5 км-29 %. При этом в многоводные месяцы доля стока Рионсброса возрастила, в маловодные уменьшилась. В настоящее время распределение стока воды почти не регулируется, т.к. затворы шлюзов практически не действуют.

Сток наносов. Средний многолетний (1934-1991 гг.) сток взвешенных наносов составляет 6,24 млн.т/год. Средний годовой расход взвешенных наносов Риони-198 кг/с.

Зарегулирование Риони плотинами Риони, Ладжанури и Варцихе ГЭС и заполнение водохранилищ мало сказалось на стоке наносов реки. Наибольшее влияние на сток наносов Риони оказало строительство Гумати ГЭС. С 1958 г. величина стока наносов уменьшилась почти в 2 раза (табл. 1). До зарегулирования она составляла 7,59 млн.т/год, что при средней плотности отложений 1,7 т/м³ равно 4,46 млн.м³/год. После зарегулирования сток взвешенных наносов уменьшился до 4,10 млн.т/год (2,41 млн.м³/год) в 1958-1967 гг. и 3,72 млн.т/год (2,19 млн.м³/год) в 1968-1977 гг. В уменьшении суммарного стока наносов важную роль играло также изъятие песков из реки для строительных целей. На это тратилось до 15 % стока наносов. В 1981-1991 гг. величина стока наносов восстановилась до прежней (до зарегулирования) и даже превысила ее, составив 8,60 млн. т/год) или 5,06 млн.м³/год. Это объясняется, но-видимому, занесением Гуматского водохранилища и восстановлением через него транзитного стока наносов, а также размывами русла в нижнем бьефе Гумати и Варцихе ГЭС.

За период 1971-1991 гг. сток взвешенных наносов распределялся между рукавами дельты в среднем следующим образом: 55 % поступало в Рионсброс, 45 %-в Городской канал. Но это соотношение изменилось год от года. Так, с 1971 по 1978 гг. доля стока наносов Рионсброса увеличилась с 48 до 73 %, затем к 1980 г. уменьшилась до 36 %. С 1983 по 1987 гг. в Городской канал пропускался повышенный сток наносов (73-86 %) с целью восстановления морского берега в районе Поти. С 1988 по 1991 гг. доля стока наносов Рионсброса изменялась от 72 до 66 %.

Сток влекомых наносов составляет приблизительно 10 % стока взвешенных наносов. Величины стока влекомых наносов за разные периоды в млн.т/год и млн.м³/год (при плотности отложений 1,8 кг/м³) приведены в табл.1.

В гранулометрическом составе взвешенных наносов преобладают (75,6 %) пыль, ил и глина (наносы с крупностью менее 0,1 мм); в составе влекомых паносов 50,0 %-мелкий песок (наносы с крупностью частиц 0,25-0,1 мм), 25,1 %-средний песок (0,5-0,25 мм).

Данные о суммарном стоке взвешенных и влекомых наносов приведены в табл.1. За период 1934-1991 гг. суммарный сток наносов Риони был равен 6,86 млн.т/год (4,02 млн.м³/год), из них 3,52 млн.т/год (2,08 млн.м³/год) поступило в Рионсброс, а 2,92 млн.т/год (1,71 млн.м³/год)-в Городской канал.

Таблица 1.

**Сток взвешенных и влекомых наносов Риони и рукавов дельты
за разные периоды**

Пост	Период	Сток взвешенных наносов			Сток влекомых наносов			Суммарный сток наносов	
		кг/с	млн. т/год	млн. м ³ /год	млн. т/год	млн. м ³ /год	млн. т/год	млн. м ³ /год	
Сакочакидзе (1934-1987)	1934-1957	241	7,59	4,46	0,759	0,422	8,35	4,88	
	1958-1967	130	4,10	2,41	0,410	0,228	4,51	2,64	
Чатадили (1988-1991)	1968-1977	118	3,72	2,19	0,372	0,207	4,09	2,40	
	1981-1991	273	8,60	5,06	0,860	0,478	9,46	5,54	
Моти, Рионсброс	1934-1991	198	6,24	3,67	0,624	0,347	6,86	4,02	
	1971-1978	113	3,56	2,09	0,356	0,198	3,92	2,29	
	1979-1980	75,0	2,36	1,39	0,236	0,131	2,60	1,52	
	1981-1984	67,8	2,14	1,26	0,214	0,119	2,35	1,38	
	1988-1991	122	3,84	2,26	0,384	0,213	4,22	2,47	
	1971-1991	101	3,18	1,87	0,318	0,177	3,50	2,05	
Городской канал	1971-1978	62,5	1,97	1,16	0,197	0,109	2,17	1,27	
	1979-1982	61,2	1,93	1,14	0,193	0,107	2,12	1,25	
	1983-1987	161	5,07	2,98	0,507	0,282	5,58	3,26	
	1988-1991	56,0	1,76	1,04	0,176	0,098	1,94	1,14	
	1971-1991	84,0	2,65	1,56	0,265	0,147	2,92	1,71	

Взвешенные и влекомые наносы Риони участвуют в пляжобразовании. На песчаных берегах пляжеобразующими наносами являются наносы с крупностью больше 0,1 мм. Путем выделения при помощи гранулометрического анализа из взвешенных и влекомых наносов соответствую-

ших фракций получасм, что пляжообразующис наносы составляют 24,4 % стока взвешенных наносов и 86,2 % влекомых наносов. Таким образом, объем пляжообразующих наносов Риони составляет в среднем 1,130 млн.м³/год. В Рионсброс поступило 0,620, а в Городской канал-0,510 млн.м³/год. Эти наносы идут на формирование дельты и морского берега и отлагаются на малых морских глубинах. Оставшаяся часть наносов (75,6 % взвешенных и 13,8 % влекомых)-это испляжообразующие мелкие наносы с крупностью менее 0,1 мм, осаждающиеся на морском дне вне береговой полосы.

Объем пляжообразующих наносов, поступивших в Рионсброс в 70-80 годы, сокращался: в 1971-1978 он был равен 0,681, 1979-1980-0,452, 1981-1984 гг.-0,410 млн.м³/год. В 1988-1991 гг. он увеличился до 0,735 млн.м³/год.

Вдольбереговой поток наносов. На побережье Колхиды наносы во вдольбереговом потоке мигрируют в обе стороны от устьев рукавов дельты Риони: на север и на юг. Наносы Рионсброка распространяются на север на 5 км (смкость вдольберегового потока в зависимости от интенсивности волнения колеблется от 0,150 до 0,500 млн.м³/год) и на юг на 3 км, доходят до порта и попадают в подходный портовый канал (смкость – около 0,160 млн.м³/год). Наносы, поступающие в Городской канал и далее вовлекающиеся во вдольбереговой поток, частично перемещаются на север до порта, а в основном мигрируют на юг до устья р.Супсы и там попадают в каньон (смкость потока наносов равна 0,160-0,400 млн.м³/год). Дальность распространения песков на морском склоне составляет 20-30 м; с глубины 10-20 м в донных отложениях появляются илы; илы начинают преобладать с увеличением глубины.

Исторические сведения о развитии устья Риони. Первые сведения о Риони (Фасисе) относятся к середине и концу прошлого тысячелетия: упоминания о нем встречаются в работах античных учесных Геродота (ок. 484-425 гг. до н.э.), Гиппократа (ок. 460-ок. 370 гг. до н.э.), Скилака, Страбона (ок. 64-63 гг. до н.э. – ок. 20 г. н.э.) сообщают первые данные о гидрографии дельты: "При Фасисе лежит город того же имени, торговый порт колхов, имеющий перед собой с одной стороны реку, с другой – озеро, с третьей – море" (Агбунов, 1987).

Плиний Старший (23-24÷79 гг.) называет Фасис "славнейшей из понтийских рек" и отмечает, что "в устье его безымянные острова". Римский путешественник, автор трудов по античной географии и истории Причерноморья, Ариан (ок. 95-175 гг.) пишет: "При входе в реку лежит основанный милстянами греческий город, называемый Фасисом". Византийский историк Агафий (536-582 гг.) указывает на расположение вблизи Фасиса озеро, т.е. современное озеро Палестоми. Итальянский путешественник Амброджо Контарини по пути в Персию в 1477 г. писал: "Мы вошли в устье реки (Фассо), где есть остров, здесь правил Ээт, отец волшебницы Медси" (Агбунов, 1987).

Все эти описания подтверждаются средневековыми картами, где изображена дельта реки, состоящая из двух рукавов и между ними обширный дельтовый остров, на котором указан город Фасис.

Анализ письменных, картографических и палеогеографических данных приводит к выводу, что в античное время Фасис впадал в море двумя крупными рукавами; между ними на дельтовом острове находился однотипный город. Устье левого рукава находилось у современного озера Палеостоми (что буквально означает "древнее устье"). Правый рукав выходил в море севернее центральной части нынешнего города Поти.

Формирование старой дельты Риони. В развитии дельты выдвижения Риони в историческое время можно выделить два периода: формирование старой дельты (в устье Риони до искусственного отведения стока реки в 1939 г.) и формирование так называемой новой дельты (в устье Рионисбосса, т.е. после 1939 г.).

Сведения о выдвижении старой дельты Риони очень скучны. Старая дельта (рис.2) практически унаследовала гидрографические особенности с древних времен: два рукава – Северный и Южный, разделенные островом Большим. Древняя крепость Фасис, построенная римским императором Адрианом в 134 г. на берегу моря, в 1831 г. отстояла от берега на 5 км (Зунтуриди, 1928; Макацария, 1973), т.е. средняя скорость нарастания суши составила 3,5 м/год. В XVI-XX вв. старая дельта выдвигалась в море со средней скоростью 2,4-7,5 м/год: башня, представляющая собой остаток крепости Поти, построенной Муратом на самом берегу моря во времена войны турок с персами в 1578 г., в 1892 г. находилась в 750 м от берега, а в 1936 г. – в 2,7 км от него (Самойлов, 1952). Морской берег перед остатками древней крепости нарастал в 1578-1858 гг. со скоростью 6-7 м/год, а в 1858-1925 гг. – со скоростью 27-28 м/год; с 1860 г. до начала XX в. берег удалялся от Потийского маяка со средней скоростью 45 м/год (Джаошвили и др., 1985).

Съемки старой дельты выдвижения Риони позволяют описать ее эволюцию в течение последних 190 лет (рис. 2а). Старая дельта Риони быстро выдвигалась вплоть до 1926 г. (табл. 2). Средняя интенсивность выдвижения составляла за этот период 9-12 м/год. Строительство морского порта Поти, начавшееся в 1860 г., привело к тому, что портовые сооружения перекрыли вдольбереговой поток наносов с юга. Возможно, это стало способствовать более активному поступлению наносов в подводный каньон (напротив Северного рукава) и его дальнейшей активизации. Продвижение вершины каньона к морскому краю дельты привело к замедлению выдвижения дельты и ее последующему размытию (Зенкович, 1958).

В 1920-1940 гг. каньон стал угрожать существованию портовых сооружений. Для их спасения в вершине каньона затапливались бетонные фибрини, камень, а затем катера и даже баржи. Это не привело к заметным результатам; активность каньона угасла только после переброски стока Риони севернее порта по Рионисбоссу.

За период 1939-1986 гг. средний размыв старой дельты составил 250 м, наибольший - 540 м (табл.2, рис.2 б); интенсивность размыва достигала 6-7 м/год. В результате этого площадь размыва городской территории Поти даже при проведении берегоукрепительных работ составили 2,8 км² (Кикнадзе и др., 1992). Этому размыву способствовали, во-первых, искусственный отвод части стока Риони к северу в 1939 г. (тогда и началось в устье нового русла формирование новой дельты), а, во-вторых, значительный отбор аллювия из русла реки для строительных целей.

Таблица 2.

Смещение береговой линии старой дельты Риони

Период	Число лет	Выдвижение или размыв дельты		
		наибольшее за период, м	среднее за период, м	м/год
1804-1858	54	+500	+300	+5,5
1858-1866	8	+150	+70	+8,7
1866-1870	4	+300	+50	+12,5
1870-1900	30	+100	+70	+2,3
1900-1926	26	+150	+70	+2,7
1926-1936	10	+300, -80	-20	-2,0
1936-1945	9	-200	-60	-6,7
1945-1966	21	-250	-120	-5,7
1966-1975	9	-60	-50	-5,5
1975-1986	11	-30	-20	-1,8

В начале 80-х годов Северный рукав Городского канала был осущен.

Формирование новой дельты Риони. Новая дельта выдвижения Риони (рис.2 в, табл.3) начала формироваться после искусственного нераспределения стока воды и наносов, предпринятого в 1939 г. с целью предотвращения опасности затопления г.Поти, расположенного в устье реки, паводочными водами. Большая часть стока реки была направлена по искусственно созданному каналу Рионисброса в обход г.Поти с севера по руслу маленькой речки Набада. Расстояние до моря по сравнению со старым руслом сократилось, в канале начался размыв, и уже в 1940 г. сюда устремился почти весь сток реки. В месте впадения Рионисброса в море началось формирование дельты выдвижения (новой дельты Риони).

Для предотвращения размыва старой дельты в 1959 г. на Риони в 7 км восточнее Поти в месте ответвления Рионисброса было построено специ-

альное гидротехническое сооружение-шлюз-делитель с целью активизации русла старой дельты (Городского канала). В 1971-1991 гг. в Рионсброс поступало около 70, а в Городской канал 30 % водного стока. До 1958-1959 гг. практически все наносы поступали в Рионсброс, формировали новую дельту и уходили в подходный канал порта. В 1971-1991 гг. в среднем 55 % наносов реки поступало в Рионсброс и новую дельту Риони.

Формирование новой дельты выдвижения в устье Рионсброка происходило на приглубом взморье в условиях большого стока наносов и активного волнового воздействия.

Таблица 3.

Основные морфометрические характеристики новой дельты Риони и их изменение

Год	Площадь дельты F' , км ²	$\Delta F'$, км ²	$\Delta F'$, км ² /год	Объем конуса выноса, $W_{\text{кв}}$, км ³	$\Delta W_{\text{кв}}$, км ³	$\Delta W_{\text{кв}}$, км ³ /год
1939	0			0		
		5,4	0,27		0,060	0,003
1958	5,4			0,060		
		0,9	0,10		0,023	0,003
1967	6,3			0,083		
		2,1	0,16		0,013	0,001
1980	8,4			0,096		

Уже в первые годы формирования новой дельты произошло раздвоение потока на Северный и Южный рукава и образование осередка, а затем острова (рис 2в). Этот остров по своим размерам и очертаниям очень напоминает о. Большой, сформировавшийся в прошлом в устье основного русла Риони (в старом устье).

За период 1939-1958 гг. (20 лет) средний годовой прирост новой дельты составил 0,27 км². В 1959-1967 гг. темпы роста дельты замедлились и составили всего 0,1 км²/год, вследствие уменьшения стока наносов реки после сооружения Гумати ГЭС и частичного отвода вод реки виовь в Городской канал, а также из-за разработки песчаного карьера в новой дельте. Затем (в период 1968-1980 гг.) прирост дельты составлял в среднем 0,16-0,17 км²/год.

Баланс наносов в устье Риони. Формирование старой и новой дельт Риони может быть объяснено с помощью анализа баланса наносов. Уравнение баланса наносов в устье Риони за интервал времени Δt имеет вид:

$$\Delta W_{\text{кв}} = W_{\text{вз}} + W_{\text{вл}} - W_{\text{вб}} - W_{\text{вн}} - W_{\text{к}},$$

где $\Delta W_{\text{кв}}$ -изменение объема конуса выноса, $W_{\text{вз}} + W_{\text{вл}}$ -объем речных взвешенных и влекомых наносов, $W_{\text{вб}}$ -объем наносов, уносимых вдоль берегового потоком наименований, $W_{\text{вн}}$ и $W_{\text{к}}$ -объемы наименований, уносимых на большие морские глубины, в каньон и подходный канал.

При использовании приведенного уравнения возникают сложности, связанные с учетом изменения объема конуса выноса, вдольбергового потока наносов и потерю наносов в море. Одна из оценок составляющих баланса наносов в устье Риони сделана В.В.Ракитиным (Джаошили и др., 1985) (табл. 4). При всей приближенности этих расчетов анализ данных о балансе наносов в устье Риони показывает, что во время формирования старой дельты большая часть речных наносов (приблизительно 80 %) выносилась на большие глубины и в каньон. Часть наносов, поступавшая в каньон, была особенно большой в 1923-1939 (64 %). С 1923 г. только 12 % объема речных наносов шло на формирование конуса выноса. Позже эта часть резко уменьшилась (до 5 %). После 1939 г. баланс наносов в старом устье Риони стал отрицательным и начался размыв ее морского края.

Уменьшение стока наносов Риони также сказалось и на формировании новой дельты. В 1939-1958 гг. на формирование конуса выноса новой дельты шло приблизительно 30 % речных наносов, а после 1958 г. и сокращение стока наносов реки сначала в 1,7 раза (1957-1967 гг.), а потом в 2,4 раза (1968-1980 гг.), доля наносов, остающихся на конусе выноса, составила соответственно 43 и 23 % стока наносов.

Таблица 4.
Составляющие баланса наносов в старой и новой дельтах Риони
(млн.м³/год)

Период	$\Delta W_{\text{кв}}$	$W_{\text{вз}} + W_{\text{вт}}$	$W_{\text{вб}}$	$W_{\text{в}}$	W_{κ}
Старая дельта					
до 1923	1,2	10,2	-0,6	-6,6	-1,8
1923-1939	0,5	10,2	-0,6	-2,6	-6,5
1959-1967	-0,6	0,6	-0,6	-0,3	-0,3
1968-1980	-0,5	1,2	-0,6	-0,3	-0,3
Новая дельта					
1939-1958	3,0	10,2	-0,5	-6,7	0
1959-1967	2,6	6,1	-0,5	-3,0	0
1968-1980	1,0	4,3	-0,5	-2,8	0

Унос наносов с вдольберговым потоком (в основном на север) мало зависит от стока наносов реки, т.к. определяется волновыми процессами в прибрежной зоне. С вдольберговым потоком из конуса выноса выносилось ежегодно приблизительно 0,6 (в старой дельте) и 0,5 млн.м³ наносов (в новой дельте). Относительная доля потеря объема конуса выноса благодаря волновому разрушению возросла: ранее она составляла 17 % стока наносов реки, а теперь 50 % (табл.3).

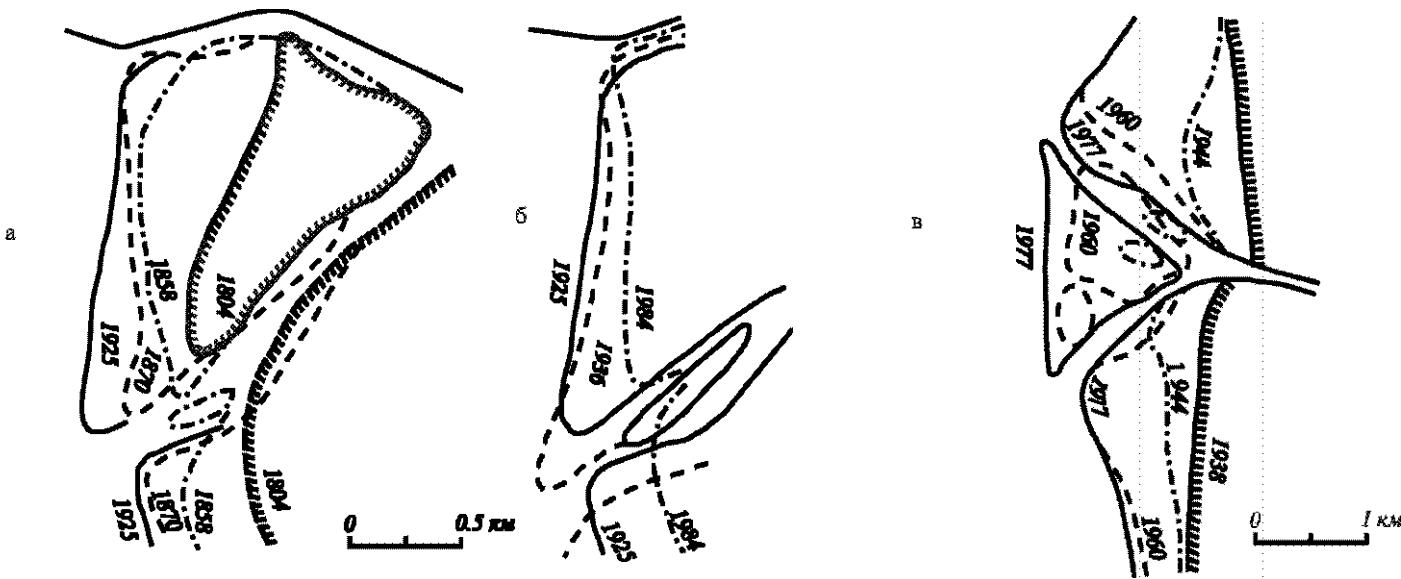


Рис. 2. Схема развития старой (а, б) и новой дельт (в) Рионаи

Меры по регулированию устья Риони и охране его природных ресурсов. Начиная с XX в. дельта Риони развивалась под сильным антропогенным воздействием, которое с 40-х годов приняло катастрофический характер. Из-за сильнейшего размыва густонаселенной городской территории принимались экстренные и часто не до конца продуманные меры по спасению суши. В конце 50-х годов на морском берегу перед городом Поти в пределах о. Большой начали сооружать металлические шпунтовые буны, которые не сыграли никакой роли в замедлении темпа наступления моря. Далее в урезовой полосе начали укладывать бетонные блоки и крупный раздробленный камень. Эта работа требовала постоянного ремонта, т.к. камни проваливались в песок, а перед каменной наброской морское дно углублялось более, чем на 2 м.

В 1983-1987 гг. по инициативе Грузинского политехнического института в Городском канале пропускался повышенный сток воды для выноса дополнительного пляжобразующего материала на взморье перед городом, но по техническим причинам пропускать более 320 м³/с воды в Городской канал не удавалось, а этого количества воды было недостаточно для намыва полосы пляжа.

В конце 1983 г. была зафиксирована активизация потийского подводного каньона, отвершek вершины которого продвинулся к берегу и оказался на расстоянии 25 м от мола, тогда как в 1981 г. это расстояние составляло 175 м. Вполне вероятно, что продвижению каньона и усилинию эрозионных процессов в его вершине способствовали дополнительные наносы (в том числе мелкие непляжеобразующие) (Джаошили. 1986). Аналогичный случай имел место в 1959 г., когда по Городскому каналу случайно прорвалась вода и вершина каньона продвинулась к берегу на 200-250 м (Каплин, 1961).

С 1987 г. НПО "Грузберегозащита" начало намывать искусственный пляж перед городской территорией. Песок землесосом забирался из русла Риони в 1-2 км выше шлюза-делителя и перекачивался пульпопроводом на берег в районе о. Большого. Предполагалось перекачать 4 млн.м³ песка, что гарантировало бы создание 100 метровой пляжевой полосы перед городом. После этого было бы достаточно для сохранения стабильной береговой зоны осуществлять ежегодную подпитку пляжа в объеме 400-500 тыс.м³ (Кикнадзе и др., 1992).

В период 1987-1990 гг. на берег было переброшено 2,23 млн.м³ песка (1987-305 тыс.м³, 1988-587 тыс.м³, 1989-729 тыс.м³, 1990 г.-607 тыс.м³). Крунность песка составляла 0,2-0,4 мм, так что весь песок оставался в береговой зоне. В результате выползло дно, и ширина надводной части пляжа увеличилась до 50-60 м. Пески перемещались волнами на юг и способствовали быстрому росту пляжей в курортном пригороде Малтахва, вплоть до протоки из озера Палеостоми. В пределах города была также сооружена комфортабельная набережная длиной 2 км.

С 1991 г. после распада СССР при политической и экономической нестабильности объем работ по искусственному пляжесобразованию резко уменьшился и с 1992 г. вообще прекратился. Широкий пляж продержался 3-4 года и постепенно размылся. В 1996 г. сохранились отдельные фрагменты пляжа шириной 5-10 м. Пески переместились на юг к устью р. Сузы, что вполне естественно для этого района. Следует отметить, что галечные пляжи в Аджарии и Абхазии, созданные также искусственным путем, пока держатся и надежно сохраняют береговую полосу, т.к. объемы вдольберегового переноса там гораздо меньше.

В современных экономических условиях восстановить берег старыми методами невозможно. Единственным реальным путем остается реставрация шлюза-делителя и увеличение пропускной способности Городского канала как минимум до $400 \text{ м}^3/\text{s}$, а также создание условий для подачи наносов в старое русло. В этом случае постепенно начнется естественный процесс пляжесобразования в районе города. При этом необходимо изолировать каньон для того, чтобы он вновь не начал активизироваться.

ЛИТЕРАТУРА

- Агбузов М. В. Античная логия Черного моря. М.: Наука, 1987.
Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том VI. Грузинская ССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
Джапаридзе П. В. Речные напоны и пляжесобразование на черноморском побережье Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1986.
Джапаридзе П. В., Зедгенидзе А. Г., Ракитин В. В. Активизация потийского подводного каньона // Сообщения АН ГССР. Том 120. 1985. № 3.
Зенкович В. Н. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958.
Зунтуриди И. Г. Физико-географический очерк Колхидской низменности и мелиорация ее заболоченных районов. Тифлис: Закфедератия, 1928.
Каплин П. А. Водотаяющее обследование вершин подводных каньонов // Оксанология. 1961. № 1. Вып. 1.
Кикнадзе А. Г., Меладзе Ф. Г., Сакварелидзе В. В., Джапаридзе П. В. К вопросу управления процессами пляжесобразования на черноморским побережье Грузии // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М. 1992.
Макацария А. П. причины и возможные меры устранения размыва берега у г. Поти // Труды Географического об-ва ГССР. Том 12. 1973.
Самойлов И. В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952.

[В содержание](#)

Научное издание

Эрозия почв руслоевые процессы
Выпуск 11
(юбилейный)

Ответственный за выпуск Белоцерковский М.Ю.

*Подготовка оригинал-макета и компьютерная графика
Ковалев С.Н.*

н/к

Подписано в печать - . . 1998.
Формат 60x90/16. Гарнитура Типс.
Офсетная печать. Усл.печ.л. - 16
Тираж 300 экз. Заказ - . Заказное

Типография ордена "Знак Почта" изд-ва МГУ
119899, Москва. Ленинские горы.