

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Географический факультет

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

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выпуск 13

Под редакцией профессора Р.С.Чалова

Москва
2001

УДК 6.31.4:55.3
ББК 26.3
Э74

Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 13. Научный редактор
Р.С. Чалов. М., 2001. 274 с.; ил.

ISBN 5-89575-037-0

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ. Статьи сборника охватывают все научные направления лаборатории и являются итоговыми по работам, выполненным в 1996-2000 гг. по различным программам, грантам РФФИ, хоздоговорам.

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

Сборник подготовлен и опубликован в рамках программы поддержки ведущих научных школ России (проект № 00-15-98512).

Печатается по решению Ученого совета Географического факультета МГУ

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор Н.П. Алексеевский
доктор технических наук Ю.Л. Щевьев

УДК 6.31.4:55.3
ББК 26.3
Э74

ISBN 5-89575-037-0

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

<u>Предисловие</u>	5
Эрозионные процессы	
<u>Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г., Литвин Л.Ф.</u> Пространственно-временные аспекты оценки эрозионного потенциала дождевых осадков	8
<u>Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф.</u> Разработка гидрофизической модели транспорта наносов для мелководных потоков	18
<u>Бобков А.В., Григорьев В.Я.</u> Пути и проблемы оценки противоэрозионной стойкости почв	25
<u>Белоцерковский М.Ю.</u> Допустимый смыл: почвозащитный, экономический и экологический аспекты	45
<u>Ковалев С.Н.</u> Овражная эрозия на урбанизированных территориях	55
Бассейн реки	
<u>Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Шевченко Б.Ф.</u> О взаимосвязях экзогенных процессов в речном бассейне (результаты стационарных исследований)	86
<u>Голосов В.Н.</u> Перераспределение наносов в верхних звеньях флювиальной сети земельных регионов: теория вопроса и опыт регионального анализа (на примере равнин умеренного пояса)	94
<u>Линник В.Г.</u> Ландшафтно-гидрологические условия распределения ¹³⁷ Cs в пойме р. Ипуть (Брянская область)	120
<u>Добровольская Н.Г.</u> Микроорганизмы как компонент речной геосистемы	133
Русловые процессы	
<u>Белый Б.В., Иванов В.В., Никитина Л.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В.</u> Морфология и динамика русла нижнего течения Вычегды в период активных дноуглубительных работ и после их прекращения	146
<u>Беркович К.М., Злотина Л.В., Турыкин Л.А.</u> Антропогенные деформации русла реки Белой	184
<u>Борсук О.А., Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Чалов Р.С.</u> Русловые процессы на средней Лене (от Витима до Покровска)	203
<u>Коротаев В.Н., Черпов А.В.</u> Формирование Волго-Ахтубинской поймы и палео-дельты р. Волги в позднем плейстоцене и голоцене	229
<u>Зайцев А.А., Ильясов А.К., Кирик О.М., Савельев Р.А.</u> Электропные карты русловых процессов	241
Палеорусловедение	
<u>Маккавеев Н.И.</u> Оледенения и речные долины	260
<u>Виноградова О.В.</u> Палеорусловой аспект формирования горных и полугорных долин Патомского нагорья	264

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый читателю 13-й выпуск сборника "Эрозия почв и русловые процессы" – очередной в серии, издаваемой с 1970 г по инициативе профессора Н.И. Маккавеева как труды межфакультетской координационной комиссии по проблеме "Эрозия почв и русловые процессы". В качестве таковых было выпущено девять сборников (последний 9-й был опубликован в 1983 г). После 10-летнего перерыва удалось возобновить выпуск серии, но уже как труды научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, хотя и с включением статей учениых кафедр и лабораторий Географического факультета и других факультетов МГУ, в 70-80-е годы вместе с лабораторией составлявших ядро комиссии. Эта традиция была сохранена и при формировании настоящего сборника. В нем при абсолютном преобладании статей сотрудников лаборатории помещены крупные обобщающие работы В.Я. Григорьева (факультет почвоведения) и Н.В. Хмелевой (кафедра геоморфологии и палеогеографии) в соавторстве с сотрудниками лаборатории (Н.Н. Виноградовой и др.). Последняя посвящена результатам многолетних стационарных исследований эрозионных и русловых процессов в бассейнах горных рек, начатых еще под руководством Н.И. Маккавеева. Кроме того, в сборник включена статья В.Г. Линника, по своей тематике пересекающаяся с работами лаборатории по применению радионуклидного метода при изучении переноса вещества водными потоками.

В целом сборник освещает результаты работ лаборатории последних лет. В статьях сотрудников лаборатории нашли отражение основные направления научно-исследовательских работ лаборатории, выполненные в рамках Программы поддержки ведущих научных школ России "Эрозия почв на водосборах и русловые процессы (научная школа профессора Н.И. Маккавеева)", по грантам РФФИ, другим грантам и программам, от феде-

ральных до ведомственных, программы "Университеты России. Фундаментальные исследования".

На общем фоне статей, посвященных традиционным направлениям работы лаборатории – эрозии почв, овражной эрозии, русловым и устьевым процессам, две статьи – Н.Г. Добровольской и А.А. Зайцева с соавторами занимают особое место. В первые из них представлены результаты нового направления исследований гидрологии рек - микробиального стока. Вторая статья посвящена новейшим технологиям русловых исследований на больших реках, успешно применяемых авторами. Это, естественно, не означает отсутствие новизны в других статьях. Наоборот, читатель в них найдет не только дальнейшее развитие идей и представлений, но и вновь сделанные крупные теоретические обобщения (таковы статьи Г.А. Ларионова, В.Н. Голосова, О.В. Виноградовой, Л.Ф. Литвина с соавторами), результаты региональных исследований, или закрывающих "белые пятна" в географии русловых процессов (статья О.А. Борсука с соавторами по средней Лене) или дающих оценку влияния многолетних работ по регулированию русла и их прекращения на русловой режим рек (статья Б.В. Белого с соавторами).

Традиционно в сборник включены неопубликованные материалы Н.И. Маккавеева. На этот раз – "Оледенения и речные долины", сохранившиеся в его архиве в виде рукописи и относящиеся, по-видимому, к середине 70-х годов.

Профессор Р.С. Чалов

В содержание

ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

С.Ф. Краснов, Н.Г. Добровольская, Л.Ф. Литвин

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ ЭРОЗИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ДОЖДЕВЫХ ОСАДКОВ

Для оценки эрозионного потенциала дождя – его стокоформирующей и эрозионной способности – предлагаются самые разнообразные количественные показатели, косвенно или непосредственно учитывающие интенсивность и величину слоя осадков (Митчел, Бубензер, 1984). Наиболее адекватным и широко используемым из таких показателей является эрозионный индекс осадков R , предложенный В. Уишмейером (Wischmeier, 1959) на основе анализа эмпирических наблюдений эрозий в "кукурузном" поясе США.

Эрозионный индекс осадков в его первоначальном (стандартном) варианте (R_{30}) – показатель, численно равный среднесуточному годовому суммарному произведению кинетической энергии единичных дождей со слоем более 10 мм на их максимальную тридцатиминутную интенсивность – был получен путем сопоставления интенсивности смыва со стоковых площадок под паром с вышеуказанными характеристиками ливней и некоторыми водно-физическими параметрами почв, определяющими ее водопроницаемость. Учет последних, в том числе предшествующей дождю влажности, существенно не повлиял на тесноту связей, и в «Универсальном уравнении эрозий почв» им сочли возможность пренебречь (Wischmeier et al., 1958). Однако в других агроландшафтных условиях это допущение оказалось недостаточно обоснованным. Так, Н. Гудзон (1974) модернизировал R_{30} для территории Нигерии введением пороговой интенсивности дождя 0,41 мм/мин, поскольку только более интенсивные осадки давали сток.

Земледельческая зона России также существенно отличается разнообразием почвенных и климатических условий от "базового" для оценки R_{30} региона. Здесь с юга на север и с запада на восток существенно снижается доля малоинтенсивных обложных дождей. Чрезвычайно велики различия в водопроницаемости и увлажненности почв, обусловленные зональной сменой генетических типов почв и климатическими контрастами.

В «Универсальном уравнении эрозий почв» (моделях USLE; RUSLE) предполагается прямая пропорциональность между среднесуточным годовым суммарным индексом интенсивности смыва и среднесуточными годовыми суммами эрозионного потенциала дождя – R_{30} . Между тем еще Н. Гудзоном (1974) ставился вопрос о исключительной эрозионной эффективности экстремальных ливней редкой повторяемости. Гипотеза "катастрофичности" находит подтверждение и в опорном для R регионе – США. Анализ 10-ти летних рядов наблюдений на стоковых площадках в Миссури показал, что за этот период восемь максимальных стокообразующих ливней дали 88% суммарного объема смыва (Альбертс, Гндей, 1997). На девяти малых полевых во-

досборах Огайо за 28 лет наблюдений пять максимально интенсивных случаев смыва составили 66% суммарного (Edwards, Owens, 1991).

Влияние экстремальных ливней еще более ярко должно проявляться в земледельческих регионах России с более высокой степенью континентальности климата. Во всех природных зона Европейской части России фиксировались случаи смыва со склонов под паром и пропашными культурами интенсивностью в десятки и сотни т/га (Преснякова, 1953; Козлов, 1953 и др.), в то время как среднегодовое значение интенсивности ливневого смыва по наблюдениям на стоковых площадках (с непродолжительными рядами наблюдений) составляли единицы т/га-год или смыв отсутствовал (Дьяков, 1994; Львович и др., 1991).

Принципиально обе проблемы – оценка эрозионного потенциала с учетом условий водопроницаемости и его оценка для единичных ливней – возможно решить лишь в рамках детерминированных моделей типа WEPP (Фланаган, Лафлен, 1997), внедрение и верификация которых в России потребует длительного времени. В связи с этим представляется актуальным модернизация оценки потенциала дождевых осадков (в рамках модели USLE) с учетом водопроницаемости почвы и анализ специфики его пространственно-временных распределений в земледельческих регионах северной Евразии.

Эрозионный потенциал осадков и водопроницаемость почв

В основу расчетов эрозионного потенциала осадков (R_{30}) при учете водопроницаемости и ее динамики взято предположение, что эрозионно-опасными являются все стокоформирующие дожди. Предлагается два способа оценки возможности возникновения стока и корректировки расчетов.

1. Учитываются дожди с интенсивностью выше некоторого порогового значения – допустимой интенсивности ($i_{\text{доп}}$), равного величине установившейся фильтрации, полагая, что при дождях с меньшей интенсивностью сток не формируется при любой продолжительности дождя.

2. Для каждого единичного случая выпадения осадков оценивается возможность образования стока с учетом индивидуальной динамики его интенсивности, водопроницаемости почвы в период выпадения дождя и увлажненности в конкретном пункте во внутригодовом разрезе.

При первом способе пороговая интенсивность осадков сравнивается не со средней интенсивностью дождя, а с интенсивностью дождя по интервалам времени, в течение которого она оставалась постоянной. Соответственно, к расчету R_{30} принимаются лишь те дожди, интенсивность которых, в один из интервалов превышает пороговое значение (рис. 1). На этой основе по данным плювиограмм за период 1960-1980 гг. было подсчитано количество стокообразующих дождей и рассчитаны новые значения эрозионного индекса осадков для метеостанций в каждой из природных зон ЕТР (табл. 1). Анализ данных таблицы свидетельствует о существенности пред-

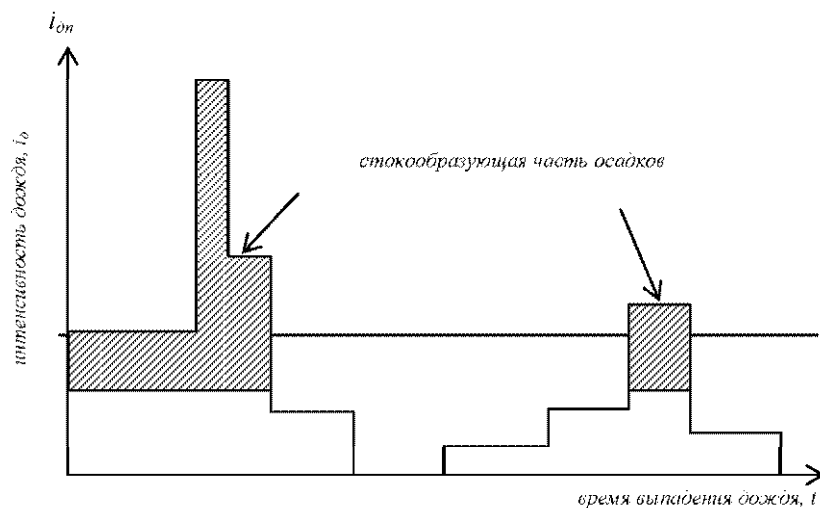


Рис. 1. Определение стокообразующей части дождя в зависимости от пороговой величины интенсивности дождя.

Таблица 1. Изменение доли эрозионноопасных дождей – % от их общего количества – (числитель) и величина их эрозионного индекса – % от среднегогодовой величины (знаменатель) в зависимости от интенсивности дождя

Название метеостанции	ЭИО	Интенсивность дождя, мм/мин				
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Архангельск	2,74	69,77/95,03	53,49/88,21	38,37/80,02	29,07/75,27	25,58/70,43
Двинский Березник	2,31	73,75/95,70	56,25/88,70	47,50/82,58	32,50/68,79	25,00/61,67
Няндомо	3,74	74,36/94,59	47,44/81,63	34,62/72,23	27,56/65,76	23,72/61,60
Кунгур	2,85	77,92/96,44	59,74/90,71	51,95/87,55	42,86/79,64	35,06/70,81
Орел	13,83	87,34/99,15	65,82/95,80	50,63/91,75	41,77/89,42	37,34/87,54
Митуринск	7,21	86,26/98,18	68,70/93,82	58,78/90,90	46,56/84,62	39,69/76,56
Моршанск	9,12	81,68/98,38	64,89/95,45	57,25/93,16	46,56/88,05	39,69/84,81
Курск	6,26	86,05/98,00	68,99/93,64	52,71/86,48	44,19/78,41	37,21/76,06
Воронеж	8,70	89,89/98,78	67,55/94,20	58,51/91,50	49,47/87,35	40,43/80,58
Тихорецк	15,01	92,25/99,44	77,91/96,64	65,50/91,79	52,33/85,45	44,19/79,79
Светлоград	15,26	85,22/99,01	63,55/95,25	54,68/92,09	44,83/87,20	34,48/81,36
Ставрополь	15,32	85,87/98,86	68,03/94,88	53,16/89,65	44,98/84,89	34,94/78,30
Черкесск	15,45	84,31/98,55	59,38/92,64	46,15/87,25	38,15/82,43	30,77/76,06
Орешбург	3,46	91,23/99,01	71,93/93,57	61,40/88,57	47,37/80,00	31,58/62,08
Орек	2,74	81,25/97,47	54,17/89,41	43,75/83,24	35,42/77,92	25,00/68,53
Эльтон	1,78	83,78/96,42	48,65/80,79	32,43/64,44	24,32/58,43	16,22/51,73
Астрахань	2,77	76,47/96,78	52,94/88,78	41,18/80,97	37,25/79,22	31,37/69,97
Туапсе	57,34	94,96/99,79	79,83/98,01	68,91/96,05	62,75/94,78	52,66/91,18
Сочи	56,07	93,62/99,73	77,45/97,54	65,83/95,30	54,44/91,45	45,79/87,80
Адлер	52,06	92,94/99,63	74,23/97,04	59,82/94,08	51,23/90,81	40,49/85,90

ложенных поправок и степенной зависимости их величины от абсолютных значений $R_{30\text{год}}$.

Изложенный способ корректировки – теоретически примитивный. Но он привлекает простотой, сравнительно малой трудоемкостью и, главное, возможностью незамедлительного практического применения во всех регионах и при всех типах почв, для которых имеются данные о допустимых интенсивностях дождевания.

Второй путь основан на учете впитывающей способности почвы. Он является наиболее верным, хотя и содержит в себе допуски и упрощения, снижающие точность рассчитываемых параметров. При расчете ЭИО учитывается энергия лишь тех дождей, которые формировали сток, т.е. время дождя больше времени до образования стока.

Зависимость впитывания от продолжительности дождя отлична от таковой для процесса инфильтрации в каналах из-за наличия, кроме фаз напорного впитывания и фильтрации, фазы безнапорного впитывания (рис. 2). В этой фазе, наблюдаемой в начале дождя, впитывающая способность почвы больше или равна интенсивности осадков. Длительность этой фазы зависит как от свойств самой почвы, так и от интенсивности дождя. Следует отметить, что и в фазах напорного впитывания и фильтрации изменение интенсивности впитывания во времени и установившаяся интенсивность впитывания зависят от интенсивности дождя: чем выше интенсивность дождя, тем быстрее уменьшается интенсивность впитывания и тем больше ее установившаяся величина.

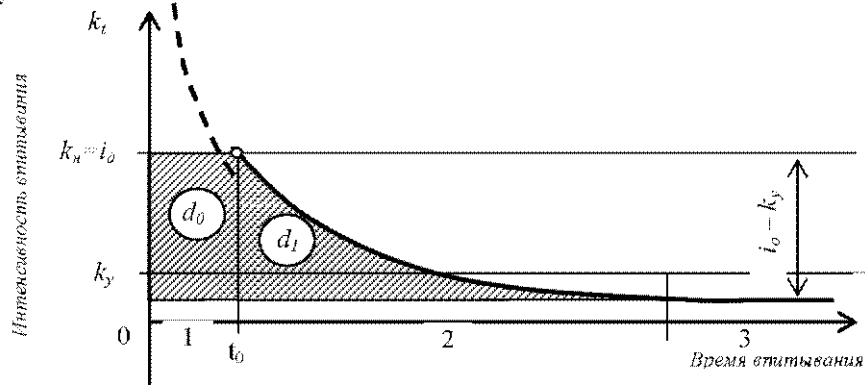


Рис. 2. Общий характер кривой впитывания при дождевании: 1 – фаза безнапорного впитывания; 2 – фаза напорного впитывания; 3 – фаза фильтрации.

Изменение интенсивности впитывания k_t во времени t при $t > t_0$ и постоянной интенсивности дождя описывается зависимостью (Маккавеев и др., 1983)

$$k_t = k_y + (i_0 - k_y) \exp[-b(t - t_0)], \quad (1)$$

где k_t – интенсивность впитывания (мм/мин) на момент времени t (мин); k_y –

установившаяся интенсивность впитывания (мм/мин) при продолжительном дожде постоянной интенсивности i_o (мм/мин); t_o – время безнапорного впитывания (время до образования луж и стока), мин; b – параметр равный $b = d_o/d_i/t_o$, где отношение d_o/d_i изменяется в пределах от 0,5 до 4,5 и может быть принято равным:

$$d_o/d_i = 1,63$$

Тогда

$$b = 1,63/t_o \quad (2)$$

Установившаяся интенсивность впитывания определяется при $i_o > k_o$ из уравнения

$$k_y = k_o - (i_o - k_o) S, \quad (3)$$

где k_o – безнапорная интенсивность впитывания равная интенсивности дождя, когда при сколь угодно большой продолжительности дождя сток отсутствует, мм/мин; S – темп изменения установившейся интенсивности впитывания от интенсивности дождя.

$$S = 0,36 k_o^{0,5} \quad (4)$$

Время до образования стока рассчитывается по формуле:

$$t_o = A / [(i_o - k_o) \exp(0,345 i_o^{1,2}) \exp(0,05 I_w)], \quad (5)$$

где A – интегральный параметр, отражающий способность почвы противостоять разрушающему действию капель дождя и водопоглощающую способность почвы до образования стока (показатель свободной или безнапорной водопроницаемости), мм; $\exp(0,345 i_o^{1,2})$, $\exp(0,05 I_w)$ – соответственно, параметры отражающие энергетическое воздействие дождя и влажности почвы через индекс увлажнения I_w на время до образования стока.

Индекс увлажнения на начало i -го дождя рассчитывается по формуле (Бефани, 1977):

$$I_{wi} = I_{wo} + \sum_{j=i}^{i-1} a_j H_j, \quad (6)$$

где I_{wo} – индекс увлажнения на начало дождьего периода, мм ($I_{wo} \leq 80$); H_j – количество осадков, впитавшееся в почву во время j -того дождя, мм; a_j – доля осадков оставшееся в почве на расчетную дату t , мм; i – количество дождей, выпавшее с начала дождьего периода по расчетную дату t . Значение параметра a_j можно определить по зависимости, аппроксимирующей данные, представленные Н.Ф. Бефани (1977):

$$a_j = 1 - 0,14 \ln(T_{cp}/5) - (0,175 - T_{cp}/500) \ln(dat - dat_j), \quad (7)$$

где T_{cp} – среднесуточная температура воздуха за интервал времени с момента выпадения j -того дождя dat_j до расчетной даты dat . Коэффициент детерминации рассчитанных и представленных параметров равен 0,993 (корреляция – 0,996), средняя относительная ошибка – 15%. Количество осадков H_j ,

впитавшиеся за время выпадения j -того дождя рассчитывается по зависимости

$$H_j = i_{oj}(t - t_o) + h_{oc}, \quad (8)$$

где первое слагаемое – слой осадков, впитавшихся в почву до начала стока, второе – за время стока $t_o - t - t_o$.

Количество осадков, впитавшихся в почву за время стока, можно определить путем интегрирования по времени уравнения (1), при условии, что в момент начала стока $(t - t_o) h_{oc} = 0$.

$$h_i = t_o \{ i_o - (i_o - k_o)(1 - S) \left(1 - \frac{1 - \exp[-1,63(t/t_o - 1)]}{1,63(t/t_o - 1)} \right) \}, \quad (9)$$

Однако вышеприведенные зависимости, связанные с расчетом впитывания, получены для случая, когда интенсивность осадков во времени – величина постоянная. В случае реального дождя с изменяющейся интенсивностью по временным интервалам j (рис. 3), применение зависимостей требует определенных корректировок.

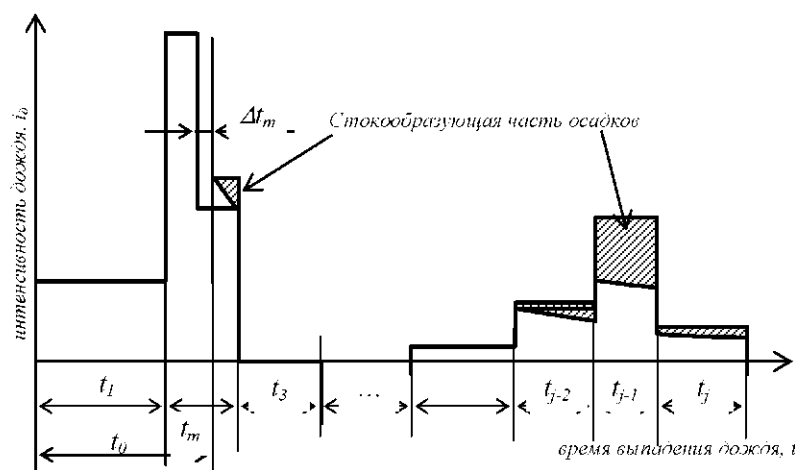


Рис. 3. Определение стокообразующей части дождя при впитывании, с учетом его изменения от интенсивности и продолжительности дождя.

Как было отмечено, к эрозионноопасным относим те дожди, у которых время до образования стока меньше общей продолжительности дождя. Таким образом, все эрозионноопасные дожди переменной интенсивности i_{oj} должны удовлетворять характеристикам неравенства

$$A / \exp(0,05I_{wt}) \leq \sum_{j=1}^n [t_j (i_{oj} - k_o) \exp(0,345 i_{oj}^{1,2})] \quad (10)$$

Количество осадков, впитавшееся в почву за i -ый дождь определяется как:

$$H_i = \sum_{j=1}^{m-1} p_j + i_{om} \Delta t_m + \sum_{j=m}^n h_j \quad (11)$$

где m – интервал времени дождя, когда появился сток; Δt_m – время, в течение которого, во временном интервале m сток отсутствовал, мин; p_j , h_j – соответственно, слой осадков, впитавшийся в почву до и после начала стока в расчетный интервал времени j , мм. Интервал времени дождя m , в котором начинается сток, является первым временным интервалом дождя, когда выполняется условие (10). Параметр Δt_m определяется из уравнения:

$$A / \exp(0,05 I_{wi}) \sum_{j=1}^{m-1} [t_j(i_{oj} - k_o) \exp(0,345 i_{oj}^{1,2})] + \Delta t_m(i_{om} - k_o) \exp(0,345 i_{om}^{1,2}) \quad (12)$$

Время до образования стока в i -том дожде равно

$$t_{oi} = \sum_{j=1}^{m-1} t_j + \Delta t_m \quad (13)$$

Слой осадков h_j , впитавшийся в почву после начала стока в расчетный интервал времени j , определяется по формуле (9), с учетом приведения временных характеристик к интенсивности дождя расчетного интервала. Приведенная продолжительность дождя, включая расчетный интервал времени j равна:

$$t'_j = \sum_{n=1}^j [t_n(i_{on} - k_o) \exp(0,345 i_{on}^{1,2})] / [i_{oj} - k_o) \exp(0,345 i_{oj}^{1,2})] \quad (14)$$

а приведенное время до образования стока

$$t_{oj}^{\odot} = A / [i_{oj} - k_o) \exp(0,345 i_{oj}^{1,2}) \exp(0,05 I_{wi})] \quad (15)$$

Время стока $t_{cj} = t_j^{\odot} - t_{oj}^{\odot}$. Если время стока t_{cj} превышает продолжительность интервала j , оно принимается равным времени интервала $t_{cj} = t_j$.

В таблице 2 приводятся результаты расчета доли эрозионноопасных дождей и величины эрозионного индекса осадков с учетом динамики впитывания во время дождя и динамики увлажнения почвы в течение теплого периода в зависимости от коэффициента безнапорной фильтрации k_o . Расчеты проведены при значении индекса увлажнения на начало расчетного периода, равного 30 мм и значению параметра $A=15$ мм.

Пространственно-временные распределения эрозионного потенциала

Для характеристики пространственно-временных распределений годовых сумм R_{30} и R_{30} единичных дождей были использованы расчеты эрозионного индекса за период 1960-1980 гг. для нескольких десятков метео-

станций по всей земледельческой зоне России, выполненные Н.П. Тарабриным (Тарабрин, 1976; Ларионов, 1993). Количество учтенных в каждом пункте дождей (со слоем осадков более 10 мм) составляло от 65 (Архангельск) до 366 (Сочи). Оценка параметров распределений проводилась по стандартной методике (Дмитриев, 1972).

Статистические распределения величин годовых сумм R_{30} и эрозионных индексов единичных ливней по своему типу оказались сходными – и те и другие характеризуются четко выраженной левосторонней средней и сильной асимметрией. Величина коэффициентов асимметрии (A) распределений R_{30} единичных ливней ($R_{30\text{ед}}$), для пунктов наблюдения изменяется от 1 до 5, а коэффициенты вариации (C_v) – от 1 до 2. Территориальные и региональные закономерности этой вариабельности не просматриваются, хотя сами абсолютные среднееголетние величины R_{30} изменяются по территории России на порядок, а их горизонтальные градиенты даже на равнинах достигают иногда 2 ед. на 100 км. Для распределений $R_{30\text{ед}}$ можно отметить некоторое увеличение C_v с общим ростом ливневой активности, выраженной величиной R_{30} .

Таблица 2. Изменение доли эрозионноопасных дождей (% от их общего количества – числитель) и величина их эрозионного индекса (% от среднееголетней величины – знаменатель) в зависимости от интенсивности безнапорной фильтрации

Название метеостанции	ЭИО	Интенсивности безнапорной фильтрации, мм/мин				
		0.02	0.05	0.10	0.2	0.3
Архангельск	2,74	83,72/98,11	62,79/92,60	43,02/84,16	26,74/71,45	24,42/70,12
Двинский Березник	2,31	82,50/97,31	61,25/90,86	50,00/85,44	30,00/66,68	21,25/57,73
Пяцдома	3,74	92,95/99,11	74,36/94,59	50,64/85,38	31,41/67,38	23,08/58,34
Култур	2,85	96,10/99,16	70,13/91,73	50,65/84,87	40,26/77,35	32,47/69,34
Орел	13,83	93,67/99,64	77,22/98,17	66,46/96,86	45,57/90,89	33,54/85,31
Мичуринск	7,21	90,55/98,69	75,59/96,09	59,84/91,14	44,88/83,67	33,86/75,53
Моршанск	9,12	90,84/99,24	74,05/97,22	55,73/93,11	45,80/89,03	34,35/80,77
Курск	6,26	88,37/98,50	75,97/96,17	55,04/89,68	37,21/80,54	26,36/69,30
Воронеж	8,70	90,96/99,08	77,66/96,80	61,70/93,24	44,15/83,62	35,64/78,12
Тихорецк	15,01	91,47/99,20	79,84/96,33	65,89/92,45	51,16/84,54	40,31/76,53
Светлоград	15,26	84,73/98,96	70,44/96,34	55,67/92,83	37,44/84,13	28,08/78,87
Ставрополь	15,32	85,87/98,14	69,52/95,47	54,65/91,07	40,89/83,67	33,83/78,00
Черкесск	15,45	89,23/98,98	72,92/96,25	57,54/92,36	40,00/84,01	33,54/79,57
Оренбург	3,46	78,95/96,06	52,63/84,15	33,33/72,95	26,32/66,91	24,56/65,86
Орек	2,74	70,83/93,81	50,00/85,70	35,42/79,14	25,00/69,66	14,58/54,32
Эльтон	1,78	67,57/91,51	37,84/73,90	21,62/62,79	13,51/49,49	13,51/49,49
Астрахань	2,77	72,55/93,16	54,90/88,72	33,33/79,85	23,53/70,28	17,65/63,91
Туапсе	57,34	97,48/99,81	90,76/98,98	80,67/97,92	66,39/94,96	56,30/92,75
Сочи	56,07	97,95/99,81	95,22/99,62	81,78/98,19	67,43/95,22	55,58/91,78
Адлер	52,06	95,09/99,55	90,49/99,14	78,22/97,49	59,82/94,00	50,31/90,70

Распределения $R_{30\text{год}}$ отличаются большими, чем для отдельных ливней, средними величинами (равными R_{30}), территориальное размещение которых в целом гораздо более контрастно. Величина средней $R_{30\text{год}}$ для Архангельска и Адлера различается в 4 раза, а R_{30} более, чем в 25 раз. Вариабельность $R_{30\text{год}}$ несколько ниже – C_v (от 0,4 до 1,0). Сходство типов распределения для пунктов, расположенных в контрастных по климату природных зонах, обуславливает примерное равенство вклада (20-30%) наиболее интенсивных ливней (более 5% обеспеченности по $R_{30\text{год}}$) в общую сумму эрозионного потенциала дождей. При этом абсолютные величины средних $R_{30\text{год}}$ по всей территории достаточно хорошо коррелируют с величинами R_{30} для тех же пунктов, что свидетельствует о возможности использования уже существующей карты эрозионного индекса осадков России с изоэродентами R_{30} (Ларионов, 1993) для характеристики распределения средних величин эрозионного потенциала единичных ливней.

Хронологические графики $R_{30\text{год}}$ для всех без исключения пунктов наблюдения отличаются "пилообразной" формой с хаотичным расположением экстремумов. Максимальные значения $R_{30\text{год}}$ чаще всего приходятся на годы выпадения одного-двух экстремальных ливней, вклад которых и составляет 50-75% годовой суммы эрозионного индекса. В годы с величинами $R_{30\text{год}}$, близкими к среднееголетней или ниже R_{30} , выпадение экстремальных ливней – большая редкость. Что касается внутригодовых распределений $R_{30\text{год}}$, они достаточно близки к распределению суммарных месячных величин R_{30} . Экстремальные ливни малой обеспеченности чаще всего выпадают в июне-июле, т.е. в периоды общих внутригодовых максимумов.

Таким образом, поскольку распределения $R_{30\text{год}}$ и $R_{30\text{год}}$ однотипны, средние величины эрозионных индексов единичных ливней положительно коррелируют с R_{30} , а внутригодовое распределение экстремальных $R_{30\text{год}}$ близки к распределению среднееголетних месячных сумм, величина среднееголетней годовой суммы R_{30} может служить качественно-количественным показателем эрозионного потенциала отдельных ливней. Для его территориальной оценки могут быть использованы карта "Эрозионного потенциала дождевых осадков" масштаба 1:8000000 и карта-схема "Районирование севера Евразии по внутригодовому распределению эрозионного потенциала дождевых осадков" (Ларионов, 1993).

ЛИТЕРАТУРА

- Альбертс Е.Е., Гидей Ф. Сопоставление фактического смысла сильными ливнями со значениями рассчитанными по модели WEPP // Почвоведение. 1997. № 5.
- Белфани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Л.: Гидрометеоиздат. 1977.
- Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. М.: Колос. 1974.
- Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: изд-во МГУ. 1972.

Дьяков В.Н. Противоэрозионная эффективность лесных полос // Почвоведение. 1994. № 5.

Козлов В.П. К изучению эрозии почв на западных и южных склонах Средне-Русской возвышенности // Материалы по изучению почвенной эрозии и плодородия смытых почв. М.: изд-во АН СССР. 1953.

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

Львович М.И., Карасик Г.Я., Братцева Н.Л., Медведьева Г.П., Мелешко А.В. Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии суши Земного шара. М.: Наука. 1991.

Маккавеев Н.И., Григорьев В.Я., Краснов С.Ф. Интенсивность дождевого стока в стадии его формирования // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1983. № 1.

Митчел Дж. К., Бубензер Г.Д. Расчеты потерь почв // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.

Преснякова Г.А. Эрозия почв на правобережье Оки // Материалы по изучению почвенной эрозии и плодородия смытых почв. М.: изд-во АН СССР. 1953.

Тарабрин Н.П. Методика определения эрозионного индекса дождей // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: изд-во МГУ. 1976.

Фланаган Д.К., Лафлен Дж. М. Прогноз водной эрозии -проект Министерства сельского хозяйства США (WEPP) // Почвоведение. 1997. № 5.

Edwards W.M., Owens L.B. Large storm effects on total soil erosion // J. Soil Water Conserv. 1991. V. 46.

Wischmeier W.H. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation // Proc. Soil. Soc. Am. 1959. V. 23.

Wischmeier W.H., Smith D.D., Uhland R.E. Evolution of factors in the soil-loss equation // Agric. Engng. 1958. V. 39.

Г.А. Ларионов, О.Г. Бушусва, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина,
С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин

РАЗРАБОТКА ГИДРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ТРАНСПОРТА НАНОСОВ ДЛЯ МЕЛКОВОДНЫХ ПОТОКОВ*

Проблеме транспорта наносов посвящено много работ. В подавляющем большинстве случаев исследования проводились применительно к русловым потокам, между тем как перемещение наносов является одним из важных компонентов эрозии почв, которая проявляется при стекании части атмосферных осадков по склонам в виде пластовых потоков или ручейков небольшой глубины. В связи с этим рядом исследователей проводился анализ приложимости уравнений транспорта наносов, предложенных для сравнительно глубоководных потоков, для мелкой воды. Так К.В. Алонсо и др. (Alonso et al., 1981) пришли к следующему заключению. Во-первых, наиболее известные уравнения транспорта наносов, записанные в безразмерной форме, обнаруживают между собой существенные различия, обусловленные посылками, на которых они основываются. Во-вторых, первоначально все уравнения апробировались на данных, полученных в экспериментах с глубинами более характерными для русел, чем для склоновых потоков, соответственно уклоны были небольшими (0,001-0,08). Этот диапазон уклонов конечно не сопоставим с крутизной склонов пахотных и пастбищных земель, на которых происходит интенсивное развитие эрозии. В-третьих, ни одно из рассмотренных уравнений не даст удовлетворительного описания имевшихся к тому времени экспериментальных данных. Вместе с тем авторы исследования пришли к заключению, что уравнение М.С. Ялина (Yalin, 1963) может быть использовано для моделирования эрозионных процессов на склонах. Позднее это уравнение в упрощенном виде было включено в модель эрозии, разработанную в США для прогноза эрозии и проектирования почвозащитных и водоохранных мер.

Учитывая то обстоятельство, что эксперименты по транспорту наносов проводились при малых уклонах и сравнительно больших глубинах, Г. Говерс (Govers, 1990) исследовал транспортирующую способность мелководных потоков с удельными расходами от 0,2 до 10 л/с/м в диапазоне уклонов от 1 до 12°. Эксперименты проводились с монозернистым песком с крупностью зерен от 0,06 до 1,1 мм. Однако попытка описать полученные результаты наиболее известными уравнениями транспорта наносов не увенчалась успехом, поэтому Г. Говерс предложил эмпирическое уравнение транспорта наносов, согласно которому расход наносов является функцией расхода воды и уклона. Позже он пришел к выводу (Govers, 1992), что уравнение транспорта, разработанное Х.С. Лоу (Low, 1989), также даст удовле-

* Работа выполнена в рамках программы поддержки ведущих научных школ (проект 00-15-98512) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-64526).

творительные результаты в приложении к мелководным потокам, но, как и многие другие уравнения, зависимость Х.С. Лоу завышает транспортирующую способность потоков при малых скоростях и обнаруживает тенденцию к ее занижению при высоких значениях скорости. Последнее замечание относится и к эмпирическим зависимостям Г. Говерса. Такая ситуация вероятно может быть следствием недостаточной обоснованности посылок, на которых построены модели транспорта наносов, и (или) методических погрешностей, допускаемых исследователями при определении транспортирующей способности потоков с большими уклонами и, соответственно, высокими скоростями.

Уравнения транспорта наносов основываются на трех различных базовых посылках. Согласно первой транспорт наносов пропорционален разности между касательным напряжением на дне потока и ее пороговой величиной. Согласно другой, широко используемой посылке, транспорт наносов пропорционален разности между мощностью потока и ее критическим значением. Х.А. Эйнштейн (Einstein H.A., 1942) исходил из предположения, что транспортирующая способность потока пропорционально его мощности, умноженной на функцию плотности распределения вероятности захвата потоком частиц наносов. Эти подходы полагаются универсальными и пригодными для описания различных форм транспорта наносов, что представляется не вполне корректным.

Исследования транспорта наносов проводилось в лотках циркуляционного типа, имитирующих открытый русловой поток. Определение транспортирующей способности в таких лотках проводилось при достижении динамического равновесия между наносами на дне лотка и в потоке. Для исследования транспортирующей способности мелководных потоков при больших уклонах обычно используются короткие до (3 м) лотки, на дно которых равномерным слоем укладывается исследуемый материал. Как показали наши исследования (Nearing et al., 1977) расход наносов сильно зависит от длины размываемого образца. Уже при уклоне 9% и длине размываемого образца 2,4 м поток не насыщается наносами до концентрации, соответствующей его транспортирующей способности. Вероятно недостаточная длина образца (3 м) в опытах Г. Говерса (1990) привела к тому, что при больших уклонах и, соответственно, больших скоростях график зависимости расхода мелкого и очень мелкого песка от касательного напряжения выполаживается в области больших скоростей. Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, в части экспериментов Г. Говерса концентрация наносов, соответствующая транспортирующей способности потока, не была достигнута.

В связи с этим было начато изучение транспортирующей способности мелководных потоков в широком диапазоне уклонов – 0,2-35% – на лотке с подачей наносов из питателя, что позволяло достигать предельной концентрации наносов во всех вариантах опытов. Цель этих экспериментов – получение данных для верификация гидрофизической модели транспорта

наносов. Обоснование гидрофизической модели транспорта наносов дано в работе авторов (Ларионов и др., 2000). Там же приведены результаты экспериментов с двумя фракциями песка – 0,5-1 и 1-1,5 мм. Верификация гидрофизической модели по результатам этих экспериментов дала хорошие результаты и показала, что коэффициенты транспорта наносов для этих наносов оказались очень близки между собой. На основании этого было высказано предположение, что они не зависят от крупности наносов. Для проверки этого предположения были проведены эксперименты с мелким флювиогляциальным несом (средний диаметр зерен 0,164 мм) и фракцией песка 1,5-2 мм. Методика проведения экспериментов и результаты опытов с несом промежуточной крупности приведены в упомянутой работе авторов. Результаты экспериментов с мелким несом и крупной фракцией приведены в табл. 1.

Уравнение транспорта наносов, полученное на основании вполне очевидных постулатов и элементарных математических построений имеет вид

$$T = \gamma u_{cp}^3 \{ k_1 [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{01})^2]^{1/2} [1 + 10^{**} b(1 - u^2/u_{01}^2)^2]^{1/2} [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{02})^2]^{1/2} + k_2 [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{02})^2]^{1/2} [1 + 10^{**} b(1 - u^2/u_{02}^2)^2]^{1/2} [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{03})^2]^{1/2} + k_3 [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{03})^2]^{1/2} [1 + 10^{**} b(1 - u^2/u_{03}^2)^2]^{1/2} [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{04})^2]^{1/2} + k_4 [1 + 10^{**} a(1 - u/u_{04})^2]^{1/2} [1 + 10^{**} b(1 - u^2/u_{04}^2)^2]^{1/2} \}, \quad (1)$$

где T – удельная (на единицу ширины потока) транспортирующая способность мелководных потоков, кг/м/с; k_1, k_2, k_3, k_4 – коэффициенты транспорта наносов, соответственно, при движении наносов путем влечения, сальтации и во взвешенном состоянии, c^2/m^2 ; γ – объемный вес воды, кг/м³; u – средняя скорость потока, м/с; $u_{01}, u_{02}, u_{03}, u_{04}$ – пороговые скорости для движения наносов путем влечения, сальтации и взвешивания, м/с; a и b – коэффициенты, зависящие от разброса значений мгновенных значений пульсационных скоростей и сопротивления частиц захвату водным потоком. Дополнительные блоки логистических уравнений с отрицательными показателями степени в первом и втором слагаемом обращают их в 0, когда скорость потока настолько превышает соответствующую пороговую величину, что транспорт наносов осуществляется только сальтацией или только во взвешенном состоянии.

Аппроксимация новых данных (табл. 1) и результатов приведенных в упомянутой работе авторов уравнением (1) дала хорошие результаты (рис. 1).

Значения параметров уравнения (1) приведены в таблице 2. Результаты параметризации уравнения (1) показали, следующее. Как и в случае параметризации уравнения по экспериментальным данным для фракций 0,5-1 и 1-1,5 мм, для фракции крупного неска (1,5-2 мм) и песчаной смеси со средним диаметром зерен 0,164 мм в зависимости транспортирующей способности от куба скорости потока обнаруживается четвертый перегиб и соответствующая ему четвертая критическая скорость. Если первым трем по-

роговым скоростям соответствует начало движения наносов перекатыванием и (или) влечением, сальтацией и, наконец, во взвешенном состоянии, то механизм перемещения наносов после достижения потоком четвертой пороговой скорости остается неясным. Можно лишь предположить, что это связано с изменением турбулентной структуры потока или с изменением его

Таблица 1. Результаты исследования транспортирующей способности потоков по 2-м фракциям песка 1,5-2 мм и 0,164 мм

Уклон, %	Глубина потока, см	Расход воды, л/с	Расход наносов, кг/с·м	Уклон, %	Глубина потока, см	Расход воды, л/с	Расход наносов, кг/с·м	Уклон, %	Глубина потока, см	Расход воды, л/с	Расход наносов, кг/с·м
Фракция 1,5-2 мм											
2,08	1	0,384	0,0052	31,62	1	2,55	48,9	24,25	2	5,65	31,3
6,24	1	1,082	0,52	33,39	1	2,6	55	26,14	2	5,75	41,9
7,89	1	1,17	0,83	2,08	2	1,31	0,045	28,00	2	5,9	43,9
10,36	1	1,47	1,94	4,16	2	2,13	0,48	28,00	2	5,735	42,5
12,40	1	1,5	2,82	6,24	2	2,56	1,07	0,83	4	2,015	0,0137
14,43	1	1,655	4,155	7,89	2	3,22	1,96	2,08	4	3,4	0,132
16,44	1	1,76	5,46	10,36	2	3,65	3,13	4,16	4	4,95	0,87
18,03	1	1,875	7,19	12,40	2	4,128	5,88	6,24	4	6,15	1,93
20,40	1	1,99	12,2	14,43	2	4,56	7,94	7,89	4	7	2,93
22,34	1	2,19	17	16,44	2	4,85	9,42	10,36	4	7,78	5,13
24,25	1	2,22	17,7	18,03	2	4,98	13,47	12,40	4	8,6	6,54
26,14	1	2,36	23,6	20,40	2	5,27	13,1	14,43	4	9,3	11,69
28,00	1	2,39	34,4	21,18	2	5,4	16,8				
29,83	1	2,445	38,6	22,34	2	5,5	33,1				
Фракция 0,164 мм											
2,08	0,5	0,68	0,302	31,62	0,5	2,64	42,072	2,08	2	2,11	2,858
4,16	0,5	1,055	1,814	2,08	1	0,66	0,85	4,16	2	2,89	5,041
6,24	0,5	1,2	2,872	4,16	1	1,06	2,24	6,24	2	3,34	8,058
10,36	0,5	1,42	3,905	6,24	1	1,27	3,9	7,89	2	3,69	12,782
14,43	0,5	1,61	5,92	10,36	1	1,59	5,9	10,36	2	4,29	24,015
12,40	0,5	1,69	5,164	12,40	1	1,76	8,6	0,42	4	3,58	0,362
16,04	0,5	1,85	7,684	14,43	1	1,95	12,6	0,63	4	3,59	0,945
24,25	0,5	2,23	27,208	16,04	1	1,94	14,6	1,67	4	4,6	2,836
26,14	0,5	2,32	32,121	18,43	1	2,04	19	0,83	4	4,73	2,127
28,00	0,5	2,49	34,514	20,40	1	2,16	25	2,08	4	5,5	4,049
29,83	0,5	2,56	38,041	22,34	1	2,28	29,4	4,16	4	6,04	5,404
33,39	0,5	2,62	44,591	24,25	1	2,38	33,3	6,24	4	7,14	6,224
33,39	0,5	2,63	45,095	0,83	2	1,19	0,58				

реологических свойств. Без специальных исследований с применением аппаратуры, позволяющей исследовать микро- и макроструктуру потока и его реологические свойства, найти ответ на этот вопрос не представляется возможным.

Коэффициенты транспорта наносов могут быть приняты постоянными для всех исследованных фракций песка и песчаной смеси. При замене индивидуальных коэффициентов транспорта на осредненные по всем фракциям песка значения коэффициент корреляции между измеренными значениями транспорта наносов и вычисленными снизился с 0,99 до 0,988. Величина коэффициентов транспорта наносов находится в сильной зависимости от типа движения наносов. Наименьшим коэффициентом транспорта отличается движение наносов перекатыванием и влечением. При движении наносов сальтацией коэффициент почти в 3 раза выше; почти в 2 раза он увеличивается при переходе от сальтации к движению путем взвешивания. Сравнительно небольшие различия между коэффициентами транспорта при движении во взвешенном состоянии и движении с неясной физической сутью, когда скорость потока превышает четвертую пороговую.

Пороговые значения скорости приведены к скорости на высоте выступов шероховатости. Для этого сначала определялась средняя скорость потока в точках перегиба графика зависимости расхода наносов от куба средней скорости потока. Методика определения величины средней скорости потока соответствующей перегибу на упомянутом графике, приведена в работе (Ларионов и др., 2000). Значения параметров в уравнении транспорта наносов приведены в таблице 2. После параметризации уравнения (1) оно записывается в следующем виде:

$$T = \gamma u_{cp}^3 \{ 0,5 [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{01})^2]^{1/4} [1 + 10^{**6} (1 - u^2/u_{01}^2)^2]^{1/4} [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{02})^2]^{1/4} + 1,37 [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{02})^2]^{1/4} [1 + 10^{**6} (1 - u^2/u_{02}^2)^2]^{1/4} [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{03})^2]^{1/4} + 2,25 [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{03})^2]^{1/4} [1 + 10^{**6} (1 - u^2/u_{03}^2)^2]^{1/4} [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{04})^2]^{1/4} + 2,54 [1 + 10^{**4} (1 - u/u_{04})^2]^{1/4} [1 + 10^{**6} (1 - u^2/u_{04}^2)^2]^{1/4} \}, \quad (2)$$

где T – удельная (на единицу ширины потока) транспортирующая способность мелководных потоков, кг/м/с; γ – объемный вес воды, кг/м; u_{cp} – средняя скорость потока, м/с; u – скорость потока на высоте выступов шероховатости, м/с; u_{01} , u_{02} , u_{03} , u_{04} – пороговые скорости для движения наносов путем влечения, сальтации и взвешивания на высоте выступов шероховатости, м/с. Дополнительные блоки логистических уравнений с отрицательными показателями степени в первом, втором и третьем слагаемом обращают их в 0, когда скорость потока настолько превышает соответствующую пороговую величину, что транспорт наносов осуществляется только сальтацией или только во взвешенном состоянии.

Предложенное уравнение существенным образом отличается от известных моделей. В них по крайней мере два вида транспорта наносов – влечением и сальтацией – описываются одной зависимостью. Между тем,

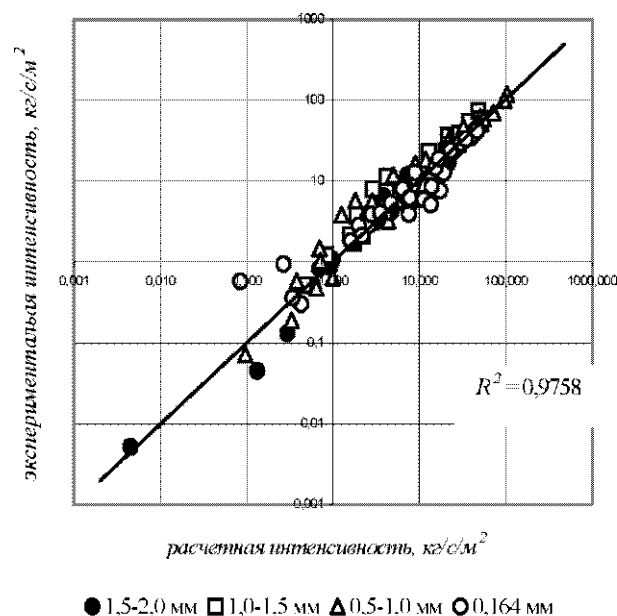


Рис. 1. График связи расчетных и экспериментальных значений интенсивности транспорта наносов.

Таблица 2. Значения параметров в уравнении транспорта (1)

Крупность песка, мм	Пороговые скорости на высоте выступов шеро- ховатости (м/с) и коэффициенты транспорта (с ² /м ²)								Коэффициент детерминации	Средняя относительная ошибка, %
	1-ая		2-ая		3-ья		4-ая			
	<i>u₀₁</i>	<i>k₁</i>	<i>u₀₂</i>	<i>k₂</i>	<i>u₀₃</i>	<i>k₃</i>	<i>u₀₄</i>	<i>k₄</i>		
0,164	0,1	0,5	0,17	1,37	0,48	2,25	0,62	2,54	0,9788	29,06
0,5-1,0	0,16		0,41		0,65		0,82		0,9896	24,05
1,0-1,5	0,2		0,47		0,63		0,76		0,9801	25,87
1,5-2,0	0,26		0,97		1,44		1,54		0,9765	26,93

как показали наши исследования, эффективность работы потока по транспорту наносов находится в сильной зависимости от вида движения частиц. Причем она изменяется скачкообразно при переходе движения наносов от одного типа к другому. Это обстоятельство делает задачу описания транспорта наносов единым блоком трудно осуществимой. В связи с этим, как правило, интенсивность транспорта наносов этим уравнениями завышается или занижается в области низких и в области высоких скоростей. В предло-

женном уравнении учтены различия в эффективности транспорта путем влечения, сальтации и во взвешенном состоянии. По сути оно состоит из четырех блоков, каждый из которых описывает транспорт наносов конкретный вид движения. Переход от одного вида движения описывается двумя логистическими кривыми, которые описывают вероятность захвата и движения частиц по тому или иному типу в области скоростей близких к пороговым значениям. Третья логистическая кривая обращает в 0 слагаемое, когда скорость потока настолько превышает пороговую величину, что предыдущий тип движения в потоке уже не реализуется.

Предложенное уравнение транспорта наносов разрабатывалось применительно к склоновым потокам, однако оно, по-видимому, может быть использовано и для описания транспорта наносов и в русловых потоках.

ЛИТЕРАТУРА

Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Литвин Л.Ф. Эродирующая и транспортирующая способность мелководных потоков// Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: 2000.

Alonso C.V., Neibling W.H., Foster G.R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling // Trans. of the ASAE. 1981. V. 24. № 5.

Einstein H. A. Formulas for transportation of bedload. Trans. Of ASAE, 1942. No.107.

Govers G. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow // Erosion, transport and deposition Processes (Proc. of the Jerusalem workshop, March-April 1987). IAHS Publ. 1990, #189. Pp.45-63.

Govers G. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow // Overland flow, Hydraulics and erosion mechanics. Ed. by J. Parsons, D. Abrahams UCL Press, London, 1992.

Low H. S. Effect of sediment density on bed-load transport. 1989. J. of hydraulic engineers, 115.

Nearing M.A., Norton L.D., Bulgakov D.A., Larionov G.A., West I.T., Dontsova K. Hydraulics and erosion in erodible rills. // Water Resources Research, 1977, 33. Pp.865-876.

Yalin M. S. An expression for bed load transportation, Proc. of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulic Division, 1963,89. Pp. 221-248.

Yalin M. S. An expression for bedload transportation. J. Hydraul. Div. ASCE, 98.

В содержание

А.В. Бобков, В.Я. Григорьев

ПУТИ И ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ ПРОТИВОЭРОЗИОННОЙ СТОЙКОСТИ ПОЧВ

Теория единого эрозионно-аккумулятивного процесса в различных звеньях гидрографической сети, созданная трудами Маккавеева, памяти которого посвящается настоящий сборник, оказала сильное влияние на развитие многих областей эрозиоведения, в том числе и на развитие теории противоэрозионной стойкости почв.

Высказанный Н.И. Маккавеевым (1955, 1973, 1986) ряд основных положений о влиянии уклона, потенциальной и кинетической энергии потока, турбулизирующего и разбрызгивающего действия дождевых капель, глубины потока и характера наносов на устойчивость почв к эрозии послужили в дальнейшем основой детальных исследований противоэрозионной стойкости почв. В Московском университете, будучи профессором географического факультета, организатором и руководителем научно-исследовательской проблемной лаборатории эрозии почв и русловых процессов и Совета по межкафедретской проблеме "Эрозия почв и русловые процессы", Н.И. Маккавеев оказывал огромную помощь в развитии новых гидромеханических и гидролого-агрофизических подходов к изучению эрозионных процессов на кафедрах и в лабораториях других факультетов МГУ.

Настоящая статья представляет собой краткий обзор результатов исследований противоэрозионной стойкости почв, проведенных в Московском университете за последние 10-15 лет. Не претендуя на исчерпывающую полноту и анализ различных подходов, в ней рассматриваются наиболее перспективные, на наш взгляд, пути развития теории и оценки противоэрозионной стойкости почв и некоторые методические трудности практической их реализации.

Создание теории противоэрозионной стойкости почв как системы разработок по оценке способности почвы сопротивляться воздействию дождевых капель, водных и ветровых потоков является одним из фундаментальных направлений эрозиоведения и охраны почв. Большое значение в этом аспекте имеет количественная оценка свойств почв, как фактора эрозионных (дефляционных) процессов.

Интенсивность этих процессов в значительной степени определяется устойчивостью почв к разрушительному действию водных и воздушных потоков, т.е. противоэрозионной (ПЭС) и противодефляционной стойкостью почв (ПДС). Под ПЭС понимается способность ее противостоять смыву и размыву сформировавшимся на ее поверхности водными потоками. Под ПДС понимается ее способность противостоять разрушению и перемещению ветром. В качестве меры ПЭС и ПДС уже рекомендовано множество разных показателей, представленных в виде экспериментально установленных зависимостей от сочетаний разных свойств почв (Глазунов, 1976; Куз-

нецов, 1981). Наибольший интерес для разработки теории ПЭС и ПДС, а также методов инженерного проектирования противоэрозионных мероприятий представляют показатели, вытекающие из физики процессов эрозии и дефляции.

Известно, что физические явления, связанные с водной эрозией и дефляцией в значительной мере аналогичны. Факторы, влияющие на интенсивность этих процессов, по существу, одинаковы: 1) Эродирующая (дефлирующая) способность водных (ветровых) потоков; 2) Противоэрозионная (противодефляционная) стойкость почв. Если эродирующая способность водных и воздушных потоков оценивается скоростью их движения, то физически наиболее обоснованным показателем ПЭС и ПДС почв могут служить так называемые "критические скорости потока", при превышении которых начинается эрозия и дефляция почвы. Поэтому с теоретической точки зрения экспериментальные и расчетные методы оценки этих показателей должны быть сходными и универсальными, но численные значения их будут различны. По мнению Звонкова (1963), это объясняется главным образом тем, что плотность воды значительно больше плотности воздуха (примерно в 819 раз). Однако, как показал опыт, исключительная сложность процессов отрыва, перемещения и отложения частиц почвы водными и воздушными потоками явилась причиной неоднозначности термина "критическая скорость потока". Выделяется целый ряд критических скоростей, которые впрочем, между собой тесно связаны.

Значительные успехи в развитии теории ПЭС и ПДС связаны с использованием в качестве их количественного критерия величины размывающей (сдвигающей) и неразмывающей (несдвигающей) скорости водного (воздушного) потока. Разработка нового определения понятия "размывающая скорость потока" для почв по изменению второй производной от интенсивности смыва по скорости движения воды (Григорьев, Кузнецов, 1970; Кузнецов, 1981) значительно ускорила внедрение критериев ПЭС и ПДС в исследования по охране почв от эрозии и дефляции.

Известно, что вторая производная от интенсивности потерь почвы по скорости потока (q'') характеризует "ускорение" процесса изменения интенсивности потерь почвы с увеличением скорости потока. Характер экспериментально полученных кривых свидетельствует о том, что в диапазоне малых скоростей увеличение скорости сопровождается уменьшением, q'' т.е. происходит убывание ускорения роста интенсивности потерь почвы с увеличением скорости. В диапазоне больших скоростей, соответствующих области крутого участка кривой, увеличение скорости сопровождается увеличением, q'' т.е. происходит рост "ускорения" интенсивности потерь почвы с увеличением скорости потока. Абсцисса точки перегиба или точки минимума кривой соответствует критической скорости (Кузнецов и др., 1986). Следовательно, за размывающую скорость (V_p) принимается та наименьшая средняя скорость потока, при которой q'' начинает увеличиваться при уве-

личении скорости движения потока. Это определение было положено в основу количественного экспериментального метода нахождения V_p для почвы. Для нахождения размывающей скорости используется метод анализа зависимости интенсивности потерь почвы от скорости потока, выраженной в виде функции:

$$q'' = an(n-1)(V-V_o)^{n-2}, \quad (1)$$

где q'' – вторая производная от интенсивности потерь почвы по скорости потока; V – скорость потока; V_o – наименьшая из исследуемых в опыте скоростей потока; a, n – соответственно, эмпирический коэффициент и показатель степени, определяемые опытным путем.

Эта функция при значениях $n > 2$ является возрастающей, при значениях $n < 2$ – убывающей, а при $n = 2$ – постоянной. При $n = 2$ происходит переход от параболы с $n < 2$ к параболе с $n > 2$. Точка перехода соответствует качественному изменению динамики процесса и по ней определяется V_p для почвы. Для нахождения этой скорости достаточно определить координаты точки пересечения двух прямых вида:

$$\lg(q-q_o) = n \lg(V-V_o) - \lg a, \quad (2)$$

где q, q_o – соответственно интенсивность смыва почвы при скоростях потока V и V_o .

Использование описанного метода при анализе зависимостей интенсивности потерь почвы от скорости воздушного потока в аэродинамической трубе показало его применимость для определения критической скорости ветра для почвы, названной скоростью начала массового движения частиц почвы V_m (Глазунов, 1976). Универсальность метода определения V_p и V_m свидетельствует о правомерности теоретического представления о единстве закономерностей, которым подчиняется взаимодействие водных и воздушных потоков с почвой. Другим подтверждением этого является также то, что теоретически обоснованная прямая пропорциональность V_p, V_m для несвязных частиц квадратному корню из диаметра отрываемых водным или воздушным потоком частиц, справедлива при расчете этих показателей для несвязных почв (Кузнецов и др., 1986):

$$V_{op} = 1,55 \sqrt{\frac{g}{n' \rho_o} (1-P) d (\rho - \rho_o)}, \quad (3)$$

$$V_m = 2,40 \sqrt{l_{60} \frac{\rho_a - \rho_B}{\rho_B} g}, \quad (4)$$

где V_{op} – донная (на высоте выступов шероховатости $\Delta (\Delta = 0,7d)$) размывающая скорость, м/с; g – ускорение силы тяжести, м/с²; n' – коэффициент перегрузки, учитывающий уровень пульсации скоростей в потоке; ρ, ρ_o – соответственно плотность твердой фазы почвы и воды, т/м³; P – порозность агрегатов в долях от единицы; d – средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов при мокром просивании (по методу Н.И. Савинова), м; V_m – ско-

рость ветра, соответствующая началу массового движения частиц на высоте 1 см от поверхности почвы, м/с; l_{60} – средневзвешенный размер мелких агрегатов, составляющих 60% от агрегатного состава почвы при сухом ее просисывании, м; ρ_a – плотность агрегатов, т/м³; ρ_B – плотность воздуха при температуре t , т/м³.

Для уплотненных или связанных корнями растений горизонтов реальных почв формулы для нахождения V_p и V_m должны содержать аргументы, учитывающие связность почв. Используя принципы расчета по методу предельных состояний и основываясь на детальном изучении механизма размыва связных грунтов, Ц.Е. Мирцхулава (1967) вывел экспериментально-теоретическое уравнение размывающей скорости. Уравнение учитывает размер отрываемых потоком агрегатов, интегральный показатель сцепления грунта (по методу Н.А. Цытовича), а также уровень нульсации скоростей потока. При попытке применить эту формулу для почв возникла необходимость ее модификации с учетом особенностей противозерозионной стойкости почв.

В результате многочисленных лабораторных и натурных исследований размывающей скорости потока для почв различного генетического типа и механического состава, влияния на противозерозионную стойкость водопрочности структуры, плотности сложения, сцепления, связывающего действия корней растений и предварительного увлажнения почвы было установлено применительно к почвам аналогичное уравнение (Кузнецов, 1981). Это уравнение достаточно объективно оценивает роль растительности, плотности сложения и предварительного увлажнения почв. Наличие в формуле в качестве аргументов свойств почв (водопрочность структуры, сцепление), которые поддаются воздействию человека, позволило использовать ее не только для оценки противозерозионной стойкости почв, но и для управления ею. Однако наряду с преимуществами установленной формулы при ее использовании были обнаружены некоторые недостатки. К ним относится наличие эмпирических коэффициентов для косвенного учета связывающего действия корней растений и влияния плотности сложения почвы. Введение их в уравнение связано с трудностью экспериментального определения собственно тех сил сцепления, которые вызваны скрепляющим действием корней при разной плотности сложения почвы. Действительно, позднее было показано, что используемый для определения общего сцепления метод шарикового штампа (по Н.А. Цытовичу) на почвах с густо переплетенной корневой системой растений практически не учитывает связующего действия корней. Поэтому при применении метода для реальных почв, содержащих корни растений, необходимо было определить содержание корней и учесть армирующее их действие эмпирическим коэффициентом.

Противозерозионная (противодефляционная) стойкость уплотненных почв зависит в значительной мере от исходной их связности, обусловленной силами межагрегатного сцепления, имеющими молекулярно-контактную, структурно-коллоидную или цементационную природу. С уве-

личением плотности сложения величина общего сцепления увеличивается. При этом доля межагрегатного сцепления от общего также увеличивается. Поэтому при оценке противозерозионной стойкости почв и грунтов по известным расчетным формулам (Мицхулава, 1967; Кузнецов, 1981) необходимо использовать сведения об общем сцеплении с введением в формулы дополнительного коэффициента β , учитывающего долю межагрегатного сцепления от общего. По данным Ц.Е. Мицхулавы (1970) для связных грунтов его величина изменяется от 0,029 до 0,040 и в среднем составляет 0,035. Для почв величина β изменяется в зависимости от величины общего сцепления и имеет следующие значения (Григорьев, Флесс, 1993): при общем сцеплении, (т/м²) 0,2 $\beta=0,010$; при 0,4; $\beta=0,021$; при 0,6 $\beta=0,035$; при 0,8 $\beta=0,049$; при 1,0 $\beta=0,063$.

При наличии корней растений в почве, проявляются силы сцепления, обусловленные их связывающим действием. Корни растений могут обуславливать своеобразный вид сцепления, когда частицы (агрегаты), не соприкасающиеся друг с другом непосредственно и даже находящиеся на некотором расстоянии, оказываются связанными между собой. Поэтому с целью дальнейшей модификации уравнения была сделана попытка заменить метод определения сцепления по Н.А. Цытовичу, не учитывающий скрепляющее действие корней, методом размыва почвы струей воды. Этот метод основан на выявленной тесной связи между силами сцепления и глубиной размыва водной струей (Мицхулава, 1980). Сущность метода заключается в определении глубины размыва при воздействии на почву напорной струи воды, вытекающей из наконечника (сопла) с заданным диаметром отверстия, напором и расходом воды. Струя воды отрывает и выносит из воронки размыва почвенные частицы, представленные водопрочными агрегатами, преодолевая все виды действующего межагрегатного сцепления, в том числе обусловленные скрепляющим действием корней растений при разной плотности сложения почв. Использование этого метода для определения сцепления почв позволило упростить уравнение для расчета размывающей скорости потока для почв:

$$V_{ДР} = 1,55 \sqrt{\frac{g}{n' \rho_o} \left[(\rho - \rho_o) d (1 - P) + 1,25 C_y^n \right]}. \quad (5)$$

Усталостная прочность на разрыв (C_y^n) устанавливается в (5) по результатам определения общего сцепления методом размыва почвы водной струей (C_{sc}):

$$C_y^n = 0,31 (K C_{sc})^{2,25}, \quad (6)$$

где K — коэффициент однородности сцепления почвы ($K \sim 0,5$). Подобные исследования очевидно могут быть проведены при оценке влияния связности почв на противоэрозионную стойкость почв.

Перспективным методом определения связности почв в этом случае может служить раздув поверхности почвы струей воздуха. Значительное

влияние на величины размывающих скоростей оказывает интенсивность пульсаций скоростей потока, особенно в придонной его области, так как именно величина мгновенной донной скорости непосредственно определяет величину силы, приложенной к частице и направленной на ее отрыв от поверхности почвы. В качестве показателя влияния пульсаций скоростей на устойчивость частиц используется так называемый коэффициент перегрузки (n'), равный квадрату отношения максимальной мгновенной донной скорости (на высоте выступов шероховатости) к осредненной донной скорости в той же точке (Мирцхулава, 1967). Величина этого отношения устанавливается экспериментально на основе измерений пульсаций скоростей. На данном этапе находятся эмпирические значения коэффициента n' путем сопоставления расчетных и установленных экспериментально значений и размывающих скоростей для основных типов склоновых потоков. В результате установлены следующие приближенные значения n' : для потоков при отсутствии влияния дождя $n' = 2.3$; для дождевых потоков $n' = 4$.

Конкретные значения n' могут быть получены расчетным путем по эмпирическим зависимостям. Для потоков при отсутствии воздействия дождевых капель величина n' определяется в зависимости от диаметра частиц и кинематического коэффициента вязкости (Мирцхулава, 1988). Капли дождя создают добавочную турбулентность потока, причем степень его влияния зависит от скорости падения капель, интенсивности дождя, а также критической взмучивающей скорости падения капель, вызывающая подвижку частиц на дне потока. Величина этой скорости определяется гидравлической крупностью частиц на дне и глубиной дождевых потоков. Поэтому при расчете размывающих скоростей для почв в дождевых потоках малой глубины, особенно в начальной стадии формирования стока, учитывается одновременно разрушение агрегатов почвы и добавочная турбулентность при воздействии капель дождя (Кузнецов и др., 1990). Влияние дождевых капель на величину размывающей скорости в результате одновременного их воздействия на водопрочность структуры рыхлых пахотных горизонтов почв и пульсацию мгновенных скоростей потока можно оценить соотношением:

$$V_{др} / V_{дрд} = \sqrt{n'_d d / (n' d_d)}. \quad (7)$$

где $V_{др}$, $V_{дрд}$ – донная размывающая скорость потока (м/с) для одной и той же почвы, соответственно, при отсутствии и наличии воздействия дождевых капель; d , d_d – средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов до и после воздействия капель дождя, мм; n' , n'_d – коэффициент, учитывающий влияние пульсаций скоростей на размывающую способность потока при отсутствии и наличии воздействия дождевых капель. Изменение водопрочности структуры почвы при воздействии дождевых капель оценивается по эмпирической зависимости:

$$d_d = d_y + (d_o - d_y) \exp(-kt^i), \quad (8)$$

где d_o , d_y – средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов, соответст-

венно, для предварительно капиллярно-увлажненной почвы и в момент стабилизации разрушения, мм; F – энергетическая характеристика капель дождя ($F=0,033rV_k^2/d_k$); V_k , d_k – скорость падения (м/с) и средний размер (мм) дождевых капель; r , t – интенсивность (мм/мин) и длительность (мин) воздействия дождя; k – коэффициент, учитывающий степень исходного увлажнения почвы: для почв в воздушно-сухом состоянии $k=0,10$; для предварительно капиллярно-увлажненных почв $k=0,03$.

Величина d_p зависит от исходной водопрочности структуры почв:

$$d_p = 0,28\sqrt{d} \exp(0,26d) . \quad (9)$$

Для расчета n'_d может быть применена зависимость (Григорьев и др., 1989):

$$n'_d = n' \left[1 + 0,28r \left(V_k^2 / V_{kp}^2 - 1 \right) \right], \quad (10)$$

где n' – коэффициент, характеризующий пульсацию скоростей в водном потоке без дождя ($n'=2,3$); V_{kp} – критическая взмучивающая скорость падения дождевых капель для почв, м/с. Величина V_{kp} для рыхлых пахотных горизонтов почв может быть установлена по формуле:

$$V_{kp} = 4,7\omega \left(\frac{H}{\Delta} \right)^{0,80} = 4,78 \left(\frac{H}{\Delta} \right)^{0,80} \frac{1}{\varphi} \sqrt{\frac{2g(\rho - \rho_o)d_d(1-P)}{1,75\rho_o}}, \quad (11)$$

где H – глубина склонового нотока, м; Δ – высота выступов шероховатости, ($\Delta=0,7d_{10}$), м; ω – гидравлическая крупность частиц, м/с; ρ , ρ_o – плотность твердой фазы почвы и воды, т/м³; P – пористость агрегатов в долях единицы, %; φ – параметр турбулентного поведения частиц. Величина φ является функцией от размера почвенных частиц (Гончаров, 1954). При размере частиц (d_{10}) меньше 1, 5 мм параметр находится по таблице 1.

Таблица 1. Значения параметра φ для разного размера частиц при температуре воды 20° С

Размер частиц, мм	0,03	0,05	0,10	0,15	0,30	0,50	1,0	1,5	2,0	3,0
Параметр φ	39,2	12,6	6,5	3,5	2,4	1,8	1,2	1,0	1,0	1,0

Для частиц (агрегатов) более 1, 5 мм параметр равен единице. Для приближенных расчетов эти зависимости могут быть упрощены на основе взаимосвязей некоторых аргументов. Например, скорость падения дождевых капель (V_k) и их размер (d_k) для естественных дождей на основе эмпирических зависимостей (Мицхулава, 1990) определяются расчетным путем по простым формулам:

$$V_k = 4,11\sqrt{dk}; \quad dk = 2,48r^{0,2}; \quad V_k = 6,47r^{0,1}, \quad (12)$$

где r – интенсивность дождя, мм/мин. Тогда комплексная характеристика энергетического воздействия дождя (F), зависящая от V_k , d_k и r , определяет-

ся по соотношению:

$$K = 0,557 r, \quad (13)$$

Достаточно громоздкая формула (9) для определения d_y в области наиболее вероятных значений размера водопрочных агрегатов для почв ($d < 6$ мм) аппроксимируется соотношением:

$$d_y = 0,4 d, \quad (14)$$

В итоге этих преобразований зависимость (8) для расчета d_d принимает более простой вид:

$$d_d/d = 0,4 + (d_o/d - 0,4) \exp(0,557 k r t) \text{ при } d \leq 6 \text{ мм}, \quad (15)$$

где $r t$ – слой дождя, мм.

Формула (11) упрощается на основе связей Δ , φ и ω с размером водопрочных агрегатов. Аналитически эти связи выражаются следующими функциями: $\Delta = 0,7 d \varphi$; $\varphi = 4,1 \cdot 10^{-2} / d_d^{0,5}$ при $0,15 < d_d < 1,5$ мм и $\omega = K_o \sqrt{d_d}$. Коэффициент K зависит от плотности твердой фазы почвы (ρ) и порозности агрегатов (P), величины которых для разных почв изменяются в незначительных пределах. Для приближенных расчетов они могут быть приняты постоянными, равными средним их значениям для исследуемых почв. Величину K_o можно принять равной 3,52.

Более сложным представляется упрощение расчета глубины потока (H), зависящей от интенсивности дождевого стока, крутизны склона, коэффициента шероховатости и трудно определяемой расчетной величины коэффициента, характеризующего изоборожденность поверхности склона ручейковой сетью. Кроме того, дождевые потоки в начальной стадии их формирования характеризуются переходным режимом течения, для которого неприменима общеизвестная формула Шези. Для ее применения в этой области течения значение коэффициента шероховатости ставится в косвенную зависимость от скорости потока (Григорьев, Маккавцев, 1979). Многочисленные натурные исследования коэффициента шероховатости для русел потоков малой глубины (0,1–2 см) при разных значениях выступов шероховатости (0,17–5,0 мм) показали, что косвенная зависимость коэффициента шероховатости (n) в переходной области течения от скорости имеет вид:

$$n_n = n_o V_T / V, \quad (16)$$

где n_n , n_o – соответственно, коэффициенты шероховатости в переходной и турбулентной областях режима течения; V_T – критическое значение средней скорости потока (V), при которой n_n принимает значение, равное n_o . По экспериментальным данным $V_T = 0,40$ м/с. Величина n_o при отсутствии в руслах местных гидравлических сопротивлений определяется размером частиц (d), слагающих дно потока:

$$n_o = 0,05 \Delta^{0,17}, \quad (17)$$

где Δ – высота выступов шероховатости ($\Delta = 0,7 d$), м.

Используя зависимость (16) можно получить формулу для приближенного определения глубины потоков (l) в области переходного режима течения:

$$l = 0,25 n_o^{1,5} / J^{0,75}, \quad (18)$$

где J – уклон поверхности склона. Пробные расчеты показали, что точность расчета l зависит от точности определения n_o . При отсутствии непосредственных определений значения n_o при больших скоростях потока ($V > 0,4$ м/с) его величина может быть установлена по зависимости (16) при известных значениях n_n при двух или трех разных скоростях потока (V), меньших 0,4 м/с.

В результате проведенных упрощений рабочий вариант уравнения (11) принимает достаточно простой вид:

$$V_{kp} = 1,8 \cdot 10^2 n_o^{1,2} d_H^{0,2} J^{0,6}.$$

Здесь V_{kp} в м/с и d_H в м.

Таким образом, основные положения теории ПЭС и ПДС почв достаточно сформулированы, разработаны алгоритмы для их возможного практического применения. Теоретически и экспериментально обоснован количественный унифицированный показатель – критическая скорость водного (V_p) и ветрового (V_m) потока, которая наиболее полно учитывает роль почвенных свойств в развитии эрозионных и дефляционных процессов. Разработана и широко используется универсальная методика экспериментального определения (V_p) и (V_m). Для систематического учета и контроля ПЭС и ПДС разработаны расчетные формулы, позволяющие по легкоопределяемым свойствам почвы устанавливать значение критических скоростей: донную ($V_{до}$) или среднюю (V_p) размывающую скорость водного потока и скорость ветра на высоте 1 см от поверхности почвы (V_m), соответствующую началу массового отрыва частиц.

Для рыхлых (несвязных) почв согласно формулам (3.4) величины V_p и V_m являются функциями соответственно $V_p = f(d, \rho, P)$ и $V_m = f(I_{60}, \rho, P)$; и поэтому для их нахождения достаточно определить по известным методам средневзвешенные диаметры водопрочных агрегатов (d) при мокром просивании и мелких агрегатов, составляющих 60% при сухом просивании почвы (I_{60}), плотность твердой фазы (ρ), а также порозность агрегатов (P) (Вадюпина, Корчагина, 1973). Для связных почв кроме определения этих свойств дополнительно определяется межагрегатное сцепление почвы (C_y^n).

Перспективы дальнейшего развития теории (ПЭС) и (ПДС) почв и практического ее применения связаны с разработкой новых методов оценки структурно-агрегатного состава и межагрегатного сцепления почв для учета пространственно-временной изменчивости показателей V_p и V_m , а также теоретического и экспериментального обоснования допустимых для почв скоростей водного и воздушного потоков ($V_{доп}$).

ПЭС и ПДС почв, оцениваемые величинами V_p и V_m , как и любое отдельное динамическое свойство почвы, характеризуется значительной пространственно-временной изменчивостью, имеющей большое практическое значение. Для ее учета требуются массовые определения V_p и V_m .

Недостатком экспериментального способа решения этой задачи является его длительность и трудоемкость определений интенсивности потерь почвы при разных скоростях потоков на специальных гидравлических и аэродинамических установках (Григорьев, Кузнецов, 1970; Григорьев, Кузнецов, 1976). Расчетные методы определения этих показателей требуют массовых анализов агрегатного состава и сцепления почв. Это не всегда достижимо, поскольку требует значительных затрат труда и хотя не сложного, но специального оборудования (Вадюнина, Корчагина, 1973; Мирцхулава, 1967). Кроме того, при отборе проб и проведении анализов исходно влажных почв возникают большие методические трудности.

Более простые методы ускоренной их оценки могут быть разработаны на основе выявленных количественных зависимостей наиболее динамичных почвенных характеристик (d , l_{60} , C_y), определяющих зависимость V_{dp} и V_m от других свойств почв. Так например, исследования структурно-агрегатного, гранулометрического составов рыхлых почв разного генетического типа позволили установить связи d и l_{60} с характеристиками комковатости почвенной структуры (Григорьев и др., 1993):

$$d = \alpha D^{0,76}, \quad (19)$$

$$l_{60} = 100(D D_{max})^2 / \rho_a^{3,3}, \quad (20)$$

$$D = 0,285(P_{max} D_{max} / \rho_a)^{0,57} \quad (21)$$

где α – эмпирический коэффициент, учитывающий водостойкость внутри-агрегатных сил сцепления при разной влажности почвы, устанавливается экспериментально; D_{max} , P_{max} – соответственно, средний размер (мм) и процентное содержание (%) наиболее крупной фракции агрегатов, составляющих при сухом просеивании 5% от общего веса почвы; D – средневзвешенный диаметр агрегатов (комочков) почвы, рассчитанный по результатам сухого просеивания, мм; ρ_a – средняя плотность агрегатов, равная при порозности (P) агрегатов размером 3-5 мм: $P < 30\%$ – 2,0 г/см³; $P > 50\%$ – 1,4 г/см³; $30\% < P < 50\%$ – 1,7 г/см³. При $D_{max} < 10$ мм ρ_a увеличивается в 1,25 раза.

Для учета влияния исходной влажности (W) на величину d установлена следующая зависимость (Бобков, Григорьев, 1996):

$$d = (d_o - d_p) [(w - w_p) / (w_k - w_p)]^{1,7} + d_p \quad (22)$$

где d_p , d_o – соответственно, средневзвешенный диаметр водопрочных агрегатов при гигроскопической влажности (W_p) и капиллярной влагосмкости (W_k).

Эти зависимости позволяют при минимуме экспериментальных данных об агрегатном составе проводить массовые определения d , l_{60} для почв разной исходной влажности. При этом измерение и подсчет крупных структурных отдельностей можно выполнить по проекции негативов фотоснимков поверхности рыхлой почвы, минуя массовый отбор проб и проведение структурно-агрегатных анализов. Использование эмпирических зависимостей при определении $V_{др}$ и V_m для почв с разными показателями агрегатного состава и сравнение расчетных значений с результатами экспериментального определения $V_{др}$ и V_m показали (Григорьев и др., 1995), что область их применения соответствует области применения экспериментально-теоретических уравнений (3) и (4). При приближенной оценке $V_{др}$ для рыхлых почв с разной исходной влажностью (W) можно использовать номограмму (рис.1).

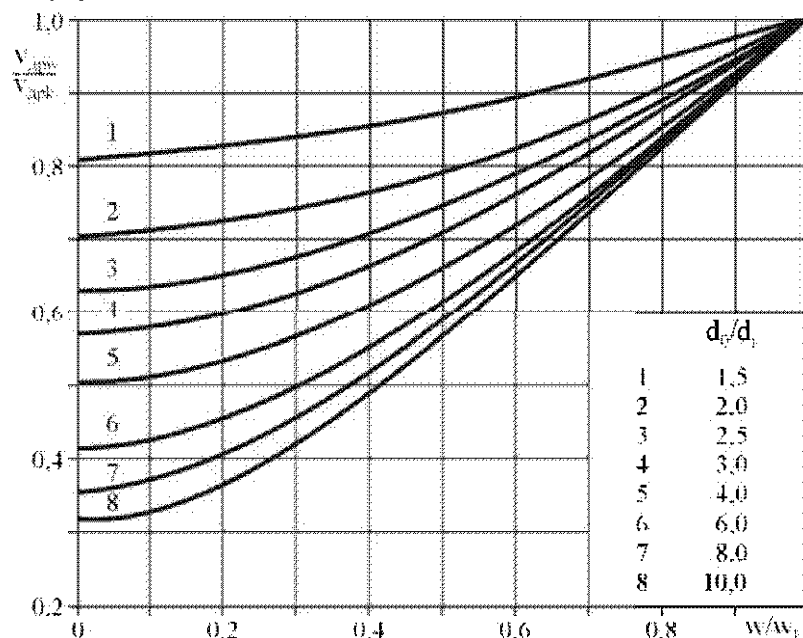


Рис. 1. Номограмма для определения противозрозионной стойкости почв (V_{pw}/V_{pk}) от относительной влажности (W/W_k) и относительного показателя водопрочности (d_o/d_r).

Для мелкозернистых легких и распыленных тяжелых почв, имеющих средневзвешенный диаметр водоирочных агрегатов (d) менее 0.25 мм и средневзвешенный диаметр структурных отдельностей (D) менее 0.5 мм, расчетные величины $V_{др}$ и V_m по формулам (3) и (4) меньше экспериментально установленных их значений. С уменьшением d и D это различие увеличивается (табл.2, 3).

Таблица 2. Противозерозийная стойкость слабоструктурных рыхлых почв.

Почва	Средневзвешенный диаметр водонепрочных агрегатов, мм	Донная размывающая скорость, м/с	
		экспериментальная	расчетная
Типичный серозем среднесуглинистый	0,27	0,050	0,052
Светлый серозем легкосуглинистый	0,24	0,042	0,052
Такыровидная среднесуглинистая	0,22	0,061	0,047
Типичный серозем среднесуглинистый	0,18	0,072	0,044
Лугово-аллювиальная среднесуглинистая	0,14	0,082	0,039
Песчано-пустынная	0,06	0,160	0,030

Таблица 3. Противодефляционная стойкость в разной степени распыленной бурой полупустынной почвы легкого гранулометрического состава (данные А.В.Бобкова)

Средневзвешенный диаметр структурных отдельностей (D), мм	Средневзвешенный диаметр мелких агрегатов, составляющих 60% (I_{60}), мм	Скорость начала массового движения частиц ветром (м/с)	
		экспериментальная	расчетная
8,23	3,54	11,9	17,9
5,40	3,81	13,0	18,5
5,01	3,11	10,5	16,8
4,05	2,10	15,6	13,8
2,78	1,57	12,3	11,9
2,73	1,89	11,0	13,0
0,34	0,11	6,0	3,2
0,33	0,09	8,3	2,8
0,29	0,08	6,8	2,7
0,28	0,09	5,9	2,8

Повышение $V_{дп}$ и V_m для мелкозернистых и распыленных почв и грунтов связано с появлением сил сцепления между частицами (агрегатами). Влияние появляющейся связности на величину критических скоростей оценивается по изменению общего коэффициента сопротивлений или по изменению межагрегатного сцепления (Звонков, 1963; Григорьев, Бобков и др., 1993). Величины общего коэффициента сопротивлений и межагрегатного сцепления, в свою очередь, тесно связаны с исходным размером частиц (агрегатов) почв. Поэтому важно выявить непосредственную связь изменения $V_{дп}$ и V_m с исходным размером частиц (агрегатов). По данным таблицы 2 установлено, что величину $V_{дп}$, рассчитанную для распыленных и слабоструктурных почв по формуле (3), необходимо увеличить в z_1 раз:

$$z_1 = (7,3 \cdot 10^{-12} \cdot 5/d^3 + 1)^{0,5}, \quad (23)$$

При нахождении аналогичной зависимости для корректировки расчетных значений V_m по формуле (4), кроме данных таблицы, 3 были дополнительно использованы результаты исследований Г.П. Глазунова (1990). В итоге установлено, что искомая связь имеет следующий вид (рис.2):

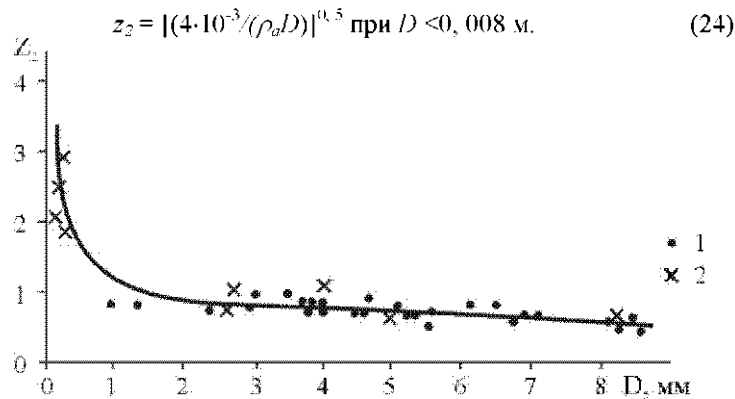


Рис. 2. Зависимость коэффициента z_2 от комковатости почвенной структуры (D); 1 – данные табл.3; 2 – данные Глазунова (1990).

Использование z_1 и z_2 позволяет увеличить область применения экспериментально-теоретических формул (3), (4) и повысить точность расчетов $V_{др}$ и V_m .

Для приближенного определения $V_{др}$ и V_m удобно пользоваться простыми номограммами. С этой целью вышеизложенные зависимости были при $\rho = 2,61 \text{ т/м}^3$; $\rho_o = 1,0 \text{ т/м}^3$; $\rho_a = 0,00122 \text{ т/м}^3$ преобразованы в формулы степенного вида:

$$V_{др} = A_1 P_{max}^{0,22} D_{max}^{0,22} \rho_a^{0,28}; A_1 = 8,6 \cdot 10^{-2} (K_1 K_2)^{0,22} z_1 \sqrt{\alpha / n'}, \quad (25)$$

$$V_m = A_2 P_{max}^{0,57} D_{max}^{-0,43} \rho_a^{-1,73}; A_2 = 19,0 K_1^{0,57} K_2^{-0,43} z_2 \quad (26)$$

Наличие в этих уравнениях одинаковых независимых переменных (P_{max} , D_{max} и ρ_a) позволило построить единую номограмму для определения зависимых переменных $V_{др}$ и V_m (рис.3).

Различия констант (показателей степени и эмпирических коэффициентов A_1 и A_2) в уравнениях (25) и (26) учитываются построением на номограмме вспомогательных осей шкал, соответственно P_1 , P_2 , P_3 для (25) и m_1 , m_2 , m_3 – для (26), а также пометками A_1 и A_2 на ответной шкале, соответствующих началу ключей определения искомых величин $V_{др}$ и V_m . Левая шкала предназначена для ответной величины $V_{др}$ и V_m . Правая шкала предназначена для оснований степени, причем левая градуировка – для оснований с отрицательными показателями степени, а правая – с положительными показателями степени. Ход нахождения V_m по номограмме показан стрел-

ками ключей их определений (рис.3). Аналогичным путем проводится определение $V_{др}$.

Практика обработки фотоснимков для определения P_{max} и D_{max} и сопоставления их с результатами агрегатного анализа позволили установить корректирующие коэффициенты (K_1 , K_2): при определении процентного содержания P_{max} $K_1=0,8$ и при определении D_{max} $K_2=1,25$ (Григорьев и др., 1995). Установлено также, что с увеличением комковатости (D) выше 8 мм значение коэффициента z_2 постепенно уменьшается от 1.0 до 0.6 (рис.2). Причины такого уменьшения пока не ясны. Можно предположить, что уменьшение z_2 с увеличением D связано либо с повышением при этом турбулентности воздушного потока на границе с почвой, либо с незначительной длительностью экспозиции образцов почвы (6 мин) в аэродинамической установке при определении V_m . Малая длительность взаимодействия воздушного потока с почвой, очевидно, не позволяет выявить влияние самоотмостки, образующейся на почвах с повышенной комковатостью. Поэтому для сравнительной оценки V_m для почв с $D \geq 8$ мм может быть пока принята средняя величина z_2 , равная 0.8.

Величину сцепления почв, обусловленную всеми видами структурных связей, рассчитывать по теоретическим формулам в настоящее время не представляется возможным. Несмотря на существование целого ряда теорий молекулярного взаимодействия отдельных макротел, строгое вычисление сил притяжения между многими частицами сталкивается с большими трудностями. В то же время теоретические разработки и результаты первых измерений молекулярных сил показали, что самое приближенное выражение сложных теоретических зависимостей для расчета сил взаимодействия на единицу площади имеет следующий вид (Дерягин и др., 1987):

$$f = B \cdot H_k^{-n}, \quad (27)$$

где f – удельная сила притяжения; H_k – кратчайшее расстояние между взаимодействующими поверхностями; B – константа, зависящая от природы взаимодействующих тел; n – показатель степени, который равен 3 при малых значениях H_k , а в предельном случае при достаточно больших расстояниях равен 4.

Структура формулы (27) была положена в основу построения эмпирической зависимости сцепления от свойств почв и обоснования ее аргументов. В качестве косвенной характеристики расстояния и площади контактов между частицами (агрегатами) почвы можно принять коэффициент пористости (ρ). В качестве другого аргумента, косвенно характеризующего степень проявления поверхностных сил, целесообразно принять максимальную молекулярную влагосмкость почвы, соответствующую легкоопределяемой для почв влажности нижней границы пластичности ($W_{нп}$) (Воронин, 1986). В результате установлено, что в почвах с малым содержанием корней наблюдается удовлетворительная связь сцепления, определенного гидро-

струйным методом, с коэффициентом пористости и нижним пределом пластичности:

$$C_{sc} = 2,5 \cdot 10^{-6} W_{исп}^{3,6} / b^3. \quad (28)$$

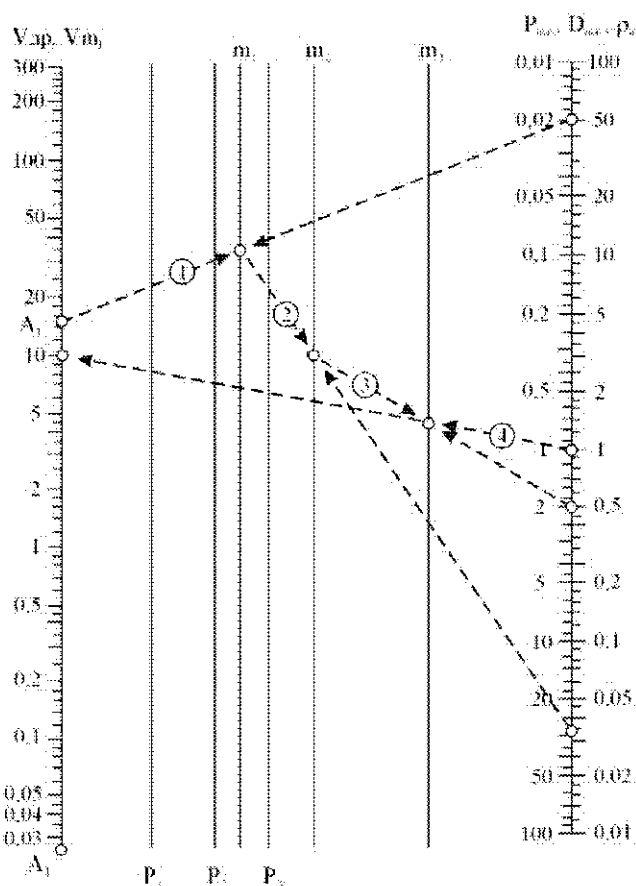


Рис. 3. Номограмма для нахождения $V_{ор}$ и V_m по результатам определения максимального диаметра (D_{max}) и процентного содержания (P_{max}) крупных фракций структурных отдельностей почвы.

Специальные исследования образцов почв с разным весовым содержанием корней диаметром менее 1 мм (R) от 0 до 0,4 г/100 см³ почвы позволили получить формулу для расчета величины общего сцепления почвы с учетом влияния корневых систем растений (Григорьев, Флессе, 1993):

$$C_{sc} = 2,5 \cdot 10^{-6} (1 + 0,025 \exp(14,0R)) W_{исп}^{3,6} / b^3. \quad (29)$$

Значения влажности $W_{исп}$, как показали имеющиеся данные, доста-

точно хорошо коррелируют с содержанием в почве физической глины (C_p):

$$W_{дон} = 0,42 C_p, \quad (30)$$

Важной в практическом отношении задачей является установление допустимых скоростей водного и воздушного потока для почв. Понятие и определение $V_{дон}$ для почв как скорости потока, при которой средняя за время работы потоков интенсивность эрозии не превышает скорость наращивания гумусового слоя почвы в процессе почвообразования и обычно составляющая долю от V_p или V_m , требуют дополнительных пояснений. Из теоретического анализа механизма эрозии следует, что такое условие соблюдается, когда скорость потока равна неразмывающей (несдвигающей) скорости для частиц конкретной почвы. Однако, как показал опыт, понятие неразмывающей и несдвигающей скорости, соответствующих началу отрыва отдельных частиц, в водном и воздушном потоках, применительно к почвам лишено физического смысла и практического применения (Кузнецов и др., 1986). На реальных почвах при всех скоростях водного или воздушного потока, практически близких к нулю постоянно происходят потери почвы в виде воднорастворимых компонентов, коллоидных частиц, самых тонких несвязанных частичек и микроагрегатов. Величина этих потерь зависит от дисперсности, гетерогенности, связности, набухаемости и распыленности почвы и от длительности воздействия потоков. Поэтому расчетное определение "допустимых" для почв скоростей водного или воздушного потоков следует проводить на основе анализа зависимости потерь почвы при малых скоростях, т.е. меньших размывающей скорости водного потока (V_p) и скорости начала массового движения частиц (V_m) в воздушном потоке. При этом необходимо учитывать общую длительность проявления эрозии (при снеготаянии, дождях и поливах) и дефляции. Тогда уравнение, предназначенное для приближенного расчета интенсивности потерь почвы в диапазоне скоростей от нуля до $V_{кр}$, можно записать в общем виде:

$$q = q_1 (V/V_{кр})^n, \quad (31)$$

где q , q_1 – интенсивность потерь почвы соответственно при скорости потока (V) и скорости, равной $V_{кр}$; $V_{кр}$ – критическая для почвы скорость потока. В случае водного потока она равна размывающей скорости (V_p) и в случае воздушного потока – скорости начала массового движения частиц (V_m). Значение показателя степени n по экспериментальным данным, полученным в опытах на гидравлическом лотке и в аэродинамической установке, а также в полевых исследованиях, изменяется от 1 до 2 (Григорьев, Кузнецов, 1970; Глазунов, 1976; Григорьев, Краснов и др., 1993). При экспериментально-теоретическом обосновании структуры уравнения смыва при малых скоростях потока показатель степени n изменялся от 1,3 до 1,8 (Григорьев, 1997). В среднем его величина равна 1,5.

Заменяя в уравнении (31) зависимую переменную (q) на предельно допустимую интенсивность потерь почвы ($N_{дон}$) и решая его относительно

скорости (V) получаем общую по структуре формулу для расчета допустимых для почвы скоростей водного и воздушного потоков:

$$V_{дон}/V_{кр} = 2,17 \cdot 10^{-3} [N_{дон} x (q_1 t)]^{0,67}, \quad (32)$$

где $N_{дон}$ – допустимая величина потерь почвы, т/га в год; t – общая продолжительность воздействия на почву водных и воздушных потоков в год, с; x – длина склона или его отрезка, м.

Для практической реализации установленной зависимости необходимы определения $V_{кр}$, $N_{дон}$, q и t . Величина $V_{кр}$, равная V_p или V_m рассчитывается по вышеприведенным формулам. Тщательный анализ и обобщение экспериментальных данных, полученных при исследовании интенсивности смыва разных почв при дождевании, снеготаянии и поливах по бороздам, показали, что для приближенного определения q_1 можно использовать эмпирическую зависимость (рис.4):

$$q_1 = \alpha_1 V_{ор}^{0,75}, \quad (33)$$

где q – интенсивность потерь почвы, т·м⁻¹·с⁻¹; $V_{ор}$ – донная размывающая скорость, м/с; α_1 – эмпирический коэффициент, равный $9,5 \cdot 10^{-6}$ и $15,0 \cdot 10^{-6}$ соответственно, для ненасыщенного и насыщенного наносами потоков. Далее по формулам (32) и (33) устанавливается зависимость для расчета величин допустимых для почвы донной ($V_{дон}$) и средней ($V_{ср}$) скоростей потока:

$$V_{дон}/V_p = V_{ср}/V_{ор} = 2,17 \cdot 10^{-3} [N_{дон} x (\alpha_1 V_{ор}^{0,75} B_p t)]^{0,67}, \quad (34)$$

где B_p – суммарная ширина потоков в долях от ширины склона. В практическом отношении определение $V_{дон}$ и $V_{ср}$ необходимо для проектирования противоэрозионных мероприятий по условию размываемости почв.

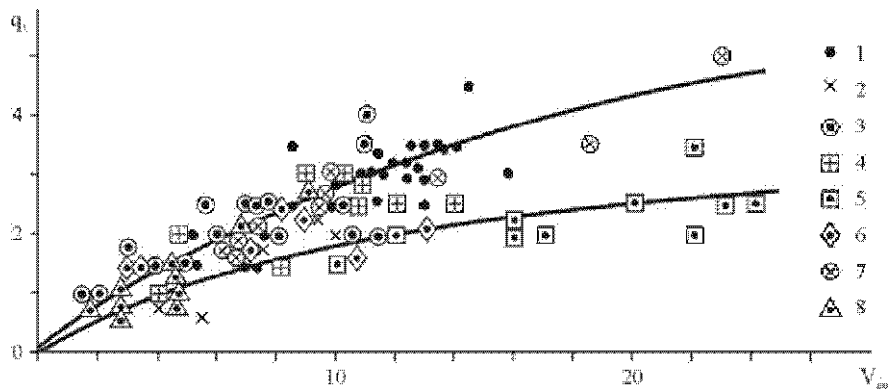


Рис.4. Зависимость интенсивности потерь почвы (q_1) при V/V_p от донной размывающей скорости для почв ($V_{ор}$): при поливе по бороздам: 1 – серокоричневые, 3, 6 – такыровидные; 4, 5 – такыровидные обработанные полимером К-9 соответственно в дозах 10 кг/га и 20 кг/га; при снеготаянии: 2 – дерново-подзолистые; 7 – тундровые мерзлотно-глеевые; при искусственном дождевании: 8 – бурые горно-лесные, каштановая, чернозем обыкновенный.

Среди других методов оценки ПЭС и ПДС, заслуживает внимания также метод оценки сопротивляемости почв разрушающему действию потоков воды и ветра при критических значениях касательного напряжения турбулентного трения ($\tau_{кр}$), при которых начинается отрыв и перенос частиц почвы (Эрозия почв, 1984; Кузнецов, Гендугов, 1996). Этот подход подобен вышеизложенному подходу, так как величина $\tau_{кр}$, представляющая собой силу трения, приложенную к единице горизонтальной поверхности почвы, физически связана с производной от скорости по высоте (глубине) потока.

Поэтому с помощью формул гидравлики и аэродинамики можно осуществить переход от $V_{доп}$ к $\tau_{кр}$. Эта связь для водных потоков имеет следующий вид (Мирихулава, 1988):

$$\tau_{кр} = \rho_o g V_{доп}^2 / C^2, \quad (35)$$

где $V_{доп}$ – допустимая (неразрывающая) скорость потока, м/с; C – коэффициент Шези, м^{0,5}/с. Однако, следует иметь в виду, что зависимость (35) справедлива только в случае турбулентного режима при достаточно больших числах Рейнольдса. В остальных случаях турбулентного режима касательное напряжение будет пропорционально скорости в степени меньшей второй, а при ламинарном режиме – пропорционально скорости в первой степени. Поэтому в общем случае следует записать (Рабинович, 1963):

$$\frac{\tau}{\rho_o} = b V^n, \quad (36)$$

где b – некоторый коэффициент пропорциональности; n – показатель степени, изменяющийся от единицы при ламинарном до двух при сильно турбулентном. Критическая влекущая сила не учитывает всего комплекса факторов эрозии почв, учитываемого допустимой (неразрывающей) скоростью потока (Мирихулава, 1988). Очевидно это связано с трудностью учета вертикальной составляющей усилий и переходного режима при определении коэффициента Шези C . Решение этих задач может быть предметом дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобков А.В., Григорьев В.Я. Способы учета пространственно-временной изменчивости противоэрозийной и противодефляционной стойкости рыхлых почв // Докучаевское наследие в науке и практике. Смоленск. 1996.
- Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М.: Высшая школа. 1973.
- Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: изд-во МГУ. 1986.
- Глазунов Г.П. Противодефляционная стойкость предкавказских черноземов и некоторые методы ее повышения на примере почв Крас-

нодарского края. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд.биол.наук. М.: изд-во МГУ, 1976.

Глазунов Г.П. Оценка противодефляционной стойкости почв Северного Кавказа. Земельные и водные ресурсы (противоэрозионная защита и регулирование русел). М.: изд-во МГУ, 1990.

Гончаров В.Н. Основы динамики русловых потоков. Л.: Гидрометеоиздат. 1954.

Григорьев В.Я., Кузнецов М.С. Об определении в гидрологической скорости потока, размывающего почвы// Вестник МГУ. Сер. биология, почвоведение. 1970. № 4.

Григорьев В.Я., Кузнецов М.С. Экспериментальные установки для изучения противоэрозионной стойкости почв и некоторые результаты их применения // Вестник МГУ. Сер. биология, почвоведение. 1976. № 3.

Григорьев В.Я., Маккавеев Н.И. Выбор коэффициента шероховатости при расчете склонового стока // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1979. № 4.

Григорьев В.Я., Кузнецов М.С., Хан К.Ю., Алешин П.М. Оценка противоэрозионной стойкости почв при поливе дождеванием // Почвоведение. 1989. № 7.

Григорьев В.Я., Бобков А.В., Подсядловский С., Пехник Л. Упрощенная методика определения показателей структурности почв для оценки противоэрозионной и противодефляционной их стойкости // Вестник МГУ. Сер.17. Почвоведение. 1993. № 3.

Григорьев В.Я., Краснов С.Ф., Кузнецов М.С., Литвин Л.Ф., Ларионов Г.А. Прогнозирование и предупреждение эрозии почв при орошении. М.: изд-во МГУ 1993.

Григорьев В.Я., Флесс А.Д. Методика расчета сил сцепления почв при оценке их противоэрозионной стойкости и ее обоснование// Вестник МГУ. Сер.17. Почвоведение. 1993. № 4.

Григорьев В.Я., Бобков А.В., Подсядловский С., Пехник Л. Оценка противоэрозионной эффективности обработки почв// Земледелие. 1995. № 6.

Григорьев В.Я. Экспериментально-теоретическое обоснование структуры упрощенного уравнения смыва почв при малых скоростях потока // Почвоведение. 1997. № 2.

Дерягин Б.Б., Чураев Н.В., Муллер В.М. Поверхностные силы. М.: Наука. 1987.

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

Кузнецов М.С. Противоэрозионная стойкость почв. М.: изд-во МГУ. 1981.

Кузнецов М.С., Григорьев В.Я., Глазунов Г.П. Методы изучения эрозионных процессов. М.: изд-во МГУ 1986.

Кузнецов М.С., Григорьев В.Я., Хан К.Ю. Ирригационная эрозия почв и ее предупреждение при поливах дождеванием. М.: Наука. 1990.

Кузнецов М.С., Гендугоев В.М. Критические для почв скорости и касательные напряжения водных потоков // Вестник МГУ. Сер.17. Почвоведение. 1996. № 1.

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

Маккавеев Н.И. Гидравлическая типизация эрозионного процесса // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.3 М.: изд-во МГУ. 1973.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: изд-во МГУ. 1986.

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

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

Ми́рцхулава Ц.Е. Новый (гидроструйный) метод установления сил сцепления грунтов // Почвоведение. 1980. № 8.

Ми́рцхулава Ц.Е. Основы физики и механики эрозии русел. Л.: Гидрометеоиздат. 1988.

Рабинович Е.З. Гидравлика М.: Физ-мат-издат. 1963.

Эрозия почв. М.: ИЛ. 1984.

В содержание

М.Ю. Белоцерковский

ДОПУСТИМЫЙ СМЫВ: ПОЧВОЗАЩИТНЫЙ, ЭКОНОМИЧЕСКИЙ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ*

Прекратить полностью эрозию невозможно. И в этом нет нужды. Задача заключается в уменьшении эрозии до таких пределов, чтобы смыв не превышал того количества почвы, которое ежегодно образуется естественным путем. Если темпы эрозии будут превышать скорость почвообразования, то почва рано или поздно окажется полностью смытой. Если же сильно занижить допустимый предел ежегодного смыва, то это приведет к неоправданно высоким затратам на проведение противоэрозионных мероприятий. Правильно определенная величина допустимого смыва позволит при минимальных затратах на противоэрозионные мероприятия сохранить почву, не допустить снижения ее плодородия и ухудшения экологических условий сельскохозяйственных угодий. Поэтому можно говорить о трех аспектах допустимого смыва – почвозащитном, экономическом и экологическом.

Представление о допустимом смыве возникло много лет назад в связи с проблемой защиты почв от эрозии, негативные последствия которой особенно сказываются на пахотных угодьях. Безвозвратно теряется пахотный слой, почвы утрачивают плодородие, снижаются урожаи, все в больших объемах требуется проведение противоэрозионных мероприятий, соответственно возрастают затраты на их осуществление. Естественно встал вопрос: до каких пределов следует уменьшить смыв, каков должен быть тот его уровень, который можно считать допустимым. Так возникло понятие допустимого смыва – предельной интенсивности эрозии, которая компенсируется почвообразованием, и появилась острая необходимость определения его значений для проектирования противоэрозионных мероприятий.

О масштабах потерь почвы с пахотных угодий сельскохозяйственной территории России в результате эрозии свидетельствуют данные научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавсера МГУ (2000 г), согласно которым они составляют ежегодно 566,2 млн. т. Смыв почвы в результате эрозии – существенная составляющая уменьшения площади пашни в России. Ее доля в расчете на одного жителя неуклонно сокращается. С 1958 по 1985 г она уменьшилась с 1,14 до 0,93 га (хотя за это время было распахано 16,3 млн. га целинных земель), а к 1999 г – до 0,82 га, и это при том, что население страны в последние годы уменьшается. Вместе с тем увеличиваются отводы сельскохозяйственных земель, преимущественно пашни, для несельскохозяйственных целей. Отсюда понятна актуальность задачи снижения интенсивности эрозии до приемлемых уровней, но для этого необходимо знать величины смыва, которые являются допустимыми.

* Выполнено по программе «Университеты России. Фундаментальные исследования» (проект 8.6.1).

Существуют разные подходы к определению допустимых пределов годового смыва почвы, не наносящих существенного ущерба почвенному плодородию. Они обычно основываются на зональных различиях и качестве почв, местных климатических условиях, интенсивности эрозии, продолжительности и характере хозяйственной деятельности. Различны и «нормы эрозии», которые по мнению исследователей могут считаться допустимыми. Так, в США (Wishmeier, Smith, 1965) за допустимый смыв предлагается такой его уровень, при котором за 25-30 лет не наблюдается снижения плодородия; в зависимости от почвообразующей породы и климатических условий его значения колеблются от 1,2 до 11,0 т/га-год.

В нашей стране (Бельгисав, Долгилевич, 1970), принимая, что нормально развитый горизонт А образуется за время, равное абсолютному «возрасту» гумуса в целинных почвах, предлагают другие значения допустимого смыва: для дерново-подзолистых почв – 11,3, черноземов – 3,6, каштановых – 4,7, сероземов – 3,5 т/га-год. Другой подход (Шикла и др., 1973) основан на представлении, что для восстановления горизонта А требуется 1000 лет, и, с учетом этого обстоятельства, для дерново-подзолистых почв определяется допустимый смыв в 1 т/га-год, для серых и светло-серых – 2, черноземов обыкновенных – 4, черноземов южных и темно-каштановых – 3 т/га-год. Основываясь на скорости гумификации пожнивных и корневых остатков, Н.Ф. и Л.Н. Ганжара (1973) рекомендуют темпы почвообразования в 20-30 т/га-год. Существует мнение, что вопрос о допустимых нормах эрозии может рассматриваться только в связи с разработкой программ расширения производства плодородия почв (Заславский, 1984) и, в связи с этим, она не может превышать 0,2-0,5 т/га-год. Таким образом рекомендуемые нормы смыва, предполагающие сохранение почвенного плодородия, колеблются в очень широких пределах и не безупречны. Представляется, что наиболее корректная оценка должна основываться на скорости почвообразования. К таким относится предложение устанавливать интенсивность почвообразования по мощности гумусовых горизонтов почв, образовавшихся из насыпного грунта древних земляных сооружений (Геннадиев и др., 1987), однако и в этом подходе есть погрешности, связанные с различными темпами почвообразования в естественных условиях и на пахотных землях.

Наиболее обоснованными можно считать расчетные данные, в которых для оценки допустимого смыва использованы количественные модели эрозии, применяемые при проектировании противоэрозионных мер: при этом интенсивность эрозии оценивается расчетным путем на участках склона, где несмытые за срок сельскохозяйственного использования почвы, граничат со слабосмытыми (такая граница устанавливается в поле, а интенсивность рассчитывается по конкретным параметрам данного участка склона). Применение расчетных методов позволило оценить предельную расчетную величину допустимого смыва для основных почвенных разностей сельскохозяйственной зоны России при критическом сроке землепользования 500 лет: для

подзолистых, светлокаштановых она составляет 2,0 т/га-год, для дерново-сильноподзолистых, каштановых – 2,5, слабо- и среднеподзолистых, светло-серых лесных – 3,0, серых и темно-серых лесных, каштановых, черноземов южных, выщелоченных и оподзоленных – 4,0, черноземов обыкновенных – 5,0, черноземов типичных – 6,0, черноземов предкавказских – 7,0 т/га-год. Это, в свою очередь, дало возможность исчислить средневзвешенные значения норм смыва по единицам административно-территориального деления, исходя из норм смыва по группам почв и соответствующей структуры почвенного покрова (Белоцерковский, Бушуева и др., 1993).

После установления допустимой величины смыва проектирование противоэрозионных мероприятий сильно упрощается и по-существу сводится к подбору хорошо разработанных в настоящее время противоэрозионных мероприятий и их сочетаний, применение которых снижало бы смыв до принятого допустимого уровня.

Из приведенных примеров видно, что общим для всех предложений по исчислению допустимого смыва является сам подход – допустимая величина смыва рассматривается ими как средство *ресурсосбережения, предохранения почв от эрозии, сохранения почвенного плодородия*. Отсюда понятно стремление к «жестким» нормам эрозии: ведь чем ниже допустимый уровень смыва, тем меньше почвы будет смываться. Но не учитывалось, что при этом объемы противоэрозионных мероприятий будут возрастать, что неизбежно вызовет увеличение затрат на их осуществление. Очевидно, что для решения этого важного вопроса необходим анализ затрат при различных уровнях допустимого смыва, то есть *экономический* подход к его определению, учитывающий материальные, трудовые, финансовые возможности общества и его приоритеты. Отсюда следует, что допустимая величина смыва должна рассматриваться не только как категория природоохранная, но и экономическая.

Отсюда следует, что уровень допустимого смыва должен определяться экономической целесообразностью снижения смыва в рассматриваемых конкретных условиях, то-есть, в общем виде, – соотношением затрат на противоэрозионные меры и экономическим эффектом, получаемым в результате этих расходов. Ведь если рассматривать землю как средство производства, то всякое вложение средств в нее должно окупаться в рамках хозяйственной деятельности. Не представляют исключения в этом отношении и противоэрозионные мероприятия: затраты будут целесообразны и экономически оправданы, если они обеспечат снижение величины смыва до уровня, компенсируемого почвообразованием, при восполнении затрат в результате общемелиоративного действия применяемых противоэрозионных мер. При несоблюдении такого условия защита почв окажется убыточной, и речь, видимо, должна будет идти об изменении сельскохозяйственного использования таких земель (трансформации угодий) или о государственных дотациях на противоэрозионные меры.

Среди известных противоэрозионных мероприятий есть такие, которые не требуют больших затрат и окупаются довольно быстро за счет некоторого увеличения урожайности, получаемого в результате общемелиоративного действия этих мероприятий (к ним относится ряд агротехнических противоэрозионных мер, выполняемых одновременно при проведении обычных агротехнических работ). Однако среди этих мер есть такие, применение которых связано с заметным увеличением затрат по сравнению с обычной технологией (например, переход на обработку поперек склона). Ряд мероприятий окупается очень медленно (к ним относятся гидротехнические противоэрозионные меры – водозадерживающие и водоотводящие валы и др.). В любом случае применение противоэрозионных мер связано с затратами на их осуществление. Наши проработки показывают, что стоимость осуществления противоэрозионных работ находится в обратной зависимости от величины допустимого смыва, что затраты на осуществление противоэрозионных мер различаются весьма существенно.

Расчитать и сопоставить затраты на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва стало возможно лишь в последнее время, – после завершения многолетней работы по составлению на расчетной основе с использованием количественных моделей смыва карты эрозионно-опасных земель Европейской части СССР, а затем – всей России (масштаба 1:1500000) с подробной экспликацией, характеризующей структуру эрозионноопасных земель по установленным ступеням смыва в т/га-год в пределах каждой области, республики и края. Кроме того были использованы расчетные материалы: результаты измерений длин и крутизны склонов по крупномасштабным картам, сведения о распределении эрозионного потенциала рельефа по установленным классам, их средние величины, номограммы зависимостей значений эрозионного потенциала рельефа, соответствующих уклонов и длин склонов, среднеобластные индексы агроценозов полевых культур в летний и зимний периоды, сведения о структурах посевных площадей в областях, республиках, краях и другие данные. Подробные методики расчетов приведены в соответствующих публикациях.

Такие проработки были выполнены последовательно – сначала на участке пашни колхоза «Ведуга» лесостепной зоны Воронежской области (Белоцерковский, Ларионов, 1989), затем – на пахотных угодьях Ивановской, Белгородской областей и Ставропольского края, расположенных в различных природных условиях, после этого – во всех областях двух крупных экономических районов ЕТР – Центрально-Черноземном и Волго-Вятском и, наконец, по всем субъектам земледельческой зоны Российской Федерации (Белоцерковский, 1992; 1996). В последней работе, в отличие от предыдущих, где затраты рассматривались в широком диапазоне допустимого смыва от 1, 2, 3 и т.д. до 15 т/га-год, расчеты велись в более узких пределах допустимого смыва – 1, 3 и 6 т/га-год поскольку к тому времени пред-

ставлялось, что именно в таких пределах располагаются его значения по всем субъектам Федерации.

Расчеты по «Ведуге» показали, что затраты на осуществление противоэрозионных мероприятий сильно различаются: при допустимом смыве в 1 и 4 т/га-год капитальные затраты отличаются на порядок, в 4 и 6 т/га-год – снова на порядок, значительна разница и по величине ежегодных затрат. Сами по себе рассматриваемые затраты (на 100 га) при малых величинах допустимого смыва высоки, особенно капитальные: 582 р. при норме эрозии в 1 т/га-год, 400 р. – при 2 т/га-год и т.д. При дальнейшем увеличении величины допустимого смыва как капитальные, так и ежегодные затраты значительно снижаются.

Данные по Ивановской, Белгородской областям и Ставропольскому краю свидетельствуют, что при допустимом смыве в 1 и 2 т/га-год капитальные затраты в них различаются на порядок, в 2 и 3 т/га-год – в областях снова на порядок, что, как и в «Ведуге», с увеличением нормы смыва ежегодные затраты также резко уменьшаются. Представление о их величине можно получить из следующего примера: в названных областях и крае для снижения смыва до 1 т/га-год (т.е. «допустимом» смыве в 1 т/га-год) ежегодные затраты составляют от 1,9 до 12 млн.р., капитальные – от 295 млн. до 4,6 млрд. р.; при допустимом смыве в 4 т/га-год – капитальные затраты в областях уже не требуются (в Ставропольском крае – при 8 т/га-год).

Аналогичные расчеты по областям Центрально-Черноземного и Волго-Вятского экономических районов показали ту же зависимость: при «допустимом» смыве в 1 и в 2 т/га-год капитальные затраты отличаются на порядок, в 3 и 4 т/га-год – снова на порядок, хотя, как известно, условия для ведения сельского хозяйства в этих районах различны. Значительно отличаются и ежегодные затраты (при этом выдерживается та же закономерность) (табл. 1).

На следующем этапе были проведены расчеты уже по всем областям краям и республикам земледельческой зоны страны, но на этот раз были исчислены и *удельные* затраты (тыс.р./млн.га) на противоэрозионные мероприятия для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га-год. По этим данным была составлена карта «Районирование земледельческой зоны России по ежегодным удельным затратам на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га-год», легенда которой приводится в таблице 2.

Из легенды следует, что также, как и в предыдущих расчетах, затраты при принятых разных уровнях допустимого смыва сильно различаются: при допустимом смыве в 1 и 3 т/га-год они отличаются в 4–5 раз, в 3 и 6 т/га-год – снова в 4–5 раз.

После того когда были рассчитаны нормативные значения допустимого смыва для основных почвенных разностей земледельческой зоны России и на их основании – средневзвешенные значения норм смыва для

каждого субъекта Федерации, появилась возможность исчислить затраты для снижения смыва до уровней, обеспечивающих *сохранение плодородия почвы* при существующем сельскохозяйственном использовании пахотных земель (что конкретизирует расчеты и придаст им большую практическую

Таблица 1. Затраты на противоэрозионные мероприятия в Центрально-Чернозёмном и Волго-Вятском экономических районах для снижения смыва до различных уровней

Смыв, т/га-год	Затраты, тыс.руб.	
	Ежегодные	Капитальные
1	2000 - 7700	37700 - 3200000
2	613 - 6700	2300 - 564300
3	214 - 5100	0 - 208800
4	85 - 3800	0 - 52800
5	52 - 2900	0 - 8700
6	35 - 2400	0 - 1200
8	29-1300	-
10	15 - 510	-
15	0 - 230	-

Таблица 2. Легенда карты «Районирование земель сельскохозяйственной зоны России по ежегодным удельным затратам на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения смыва до 1, 3 и 6 т/га-год»

Районы	Затраты, тыс.руб./млн.га		
	Допустимый смыв, т/га-год		
	1	3	6
1	<5000	<1000	<200
2	5000-10000	1000-2500	200-600
3	10000-15000	2500-3000	600-800
4	>5000	>3000	>800

направленность). Полученные данные о затратах были сведены в таблицу и затем использованы для составления карты «Районирование земель сельскохозяйственной территории России по ежегодным удельным затратам (тыс.р./млн.га) на агротехнические противоэрозионные мероприятия и гидротехнические, условно приведенные к одному году, для снижения смыва до допустимого уровня, обеспечивающего сохранение почвенного плодородия» (Белоцерковский, Топунов, 1996). Анализ карты показал, что наименьшие затраты (<100 тыс. р./млн.га) приходятся на области, расположенные в равнинной части земель сельскохозяйственной территории страны (Тамбовская, Саратовская, Волгоградская, равнинный Дагестан, юг Западной Сибири) с относительно благоприятной структурой эрозионноопасных земель и высоким процентом

земель, не нуждающихся в противоэрозионных мероприятиях (>90%). Максимальные затраты (>2500 тыс.р./млн.га) приходится на ряд субъектов Федерации в Европейской части (Пермская, Смоленская области, республики Мари-Эл, Коми) с наиболее неблагоприятной структурой эрозионноопасных земель, у которых мало земель, не нуждающихся в противоэрозионных мероприятиях (20-30%). Представляется, что составленные таблица и карта, дающие возможность получить и общий итог, и представить территориальные различия по величине затрат, необходимых для сохранения почвенного плодородия, будут весьма полезны, когда государством будут выделены средства для защиты почв от эрозии и встанет вопрос об их распределении и установлении очередности работ. В сохранении почвенного плодородия не последнее место может иметь развитие фермерства, при котором землепользование станет более компактным, уменьшатся размеры полей (в частности, их длина), сыграет определенную роль и само отношение к земле ее постоянных владельцев: для снижения затрат на противоэрозионные мероприятия был бы полезен поиск новых нетрадиционных приемов, таких, как совершенствование посевных площадей в целом по стране, экономическим районам и другим.

Как было показано, принимаемая величина «нормы эрозии» не должна замыкаться только почвозащитными целями, она должна учитывать наши реальные возможности и быть осуществимой. Таким образом, допустимая величина смыва должна рассматриваться как экономическая категория, стоящая во главе угла при планировании и проектировании комплексов противоэрозионных мероприятий.

Еще один аспект допустимого смыва – *экологический*. Он связан как с современной интенсивностью эрозии, так и с последствиями длительного смыва – эродированностью почвенного покрова. Это вызвано тем, что эродированность – только часть характеристики современного эрозионно-экологического состояния пахотных земель. Для рассматриваемых целей нужно оценить сложившуюся в настоящее время ситуацию с точки зрения урона, наносимого почвам, и, прежде всего, их основному свойству – плодородию. Для этого использован показатель «допустимый смыв». В тех случаях, когда интенсивность смыва на той или иной части территории не превышает уровня допустимого смыва, он не нанесет урона почвам, их плодородие не будет уменьшаться. Пахотные земли, на которых соблюдается такое условие, не требуют специальных средств для сохранения плодородия.

Для возможности сравнения пахотных земель России по этому показателю использованы подробные данные о процентном соотношении эрозионноопасных земель с соответствующим смывом (т/га-год) и уровнем допустимого смыва, исчисленным для данной территории. Наши расчеты показали, что в пределах земледельческой территории России нет ни одной административно-территориальной единицы, пахотные земли которой в той или иной мере не нуждались бы в противоэрозионных мероприятиях, и что

различия между областями огромны: от 0,2% в Астраханской области до 83,9% в Пермской. В тех случаях, когда интенсивность смыва превышает допустимый для данной территории уровень смыва, эрозионно-экологическая ситуация становится неблагоприятной. Чем больше фактический смыв превосходит допустимый, тем менее благоприятной будет эрозионно-экологическое состояние. Поэтому первым критерием оценки эрозионно-экологического состояния пахотных земель являются дополнительные затраты на осуществление комплекса противоэрозионных мер, связанные с превышением фактического смыва над допустимым.

Вторым критерием является сам ущерб, заключающийся в снижении производственного потенциала пахотных земель и обусловленные этим недоборы сельскохозяйственной продукции. Таким образом, современное эрозионно-экологическое состояние пахотных земель может быть оценено двумя показателями: дополнительными затратами на противоэрозионные меры, связанными с превышением фактического смыва над допустимым, и ущербом от эрозии плодородию почв (снижением урожайности). Эти критерии были положены в основу расчетов соответствующих оценочных показателей и составления карт, показывающих территориальные различия по величине дополнительных затрат на осуществление противоэрозионных мер и по ущербу от эрозии плодородию почв.

В основу расчетов показателя для первой из них положены уже упоминавшиеся выше данные о фактическом (расчетном) смыве, то-есть о современной интенсивности эрозии на пахотных землях по каждой области, республике и краю сельскохозяйственной территории страны, разработанные для них же нормативные значения допустимого смыва, а также данные о степени увеличения затрат на противоэрозионные мероприятия при кратном превышении норм смыва. Их использование позволило оценить влияние интенсивности эрозии на дополнительные затраты, связанные с осуществлением противоэрозионных мер, и выделить 4 типа районов, различающихся по величине дополнительных затрат, связанных с превышением региональных значений допустимого смыва – до 1,0; 1,0-2,0; 2,0-6,0; 6,0-14,0, которым дана балльная оценка эрозионно-экологической ситуации от 1 до 4 баллов.

Составленная по исчисленным показателям карта показала, что в большинстве единиц административно-территориального деления сельскохозяйственной зоны России дополнительные затраты, связанные с превышением допустимого смыва, весьма значительны (3-4 балла). Сюда относятся целиком Северо-Западный, Волго-Вятский экономические районы, значительная часть Центрального и Центрально-Черноземного экономических районов, Ставрополье и все сельскохозяйственные районы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Наиболее благополучны территории с выровненным рельефом: Тамбовская, Волгоградская области, равнинный Дагестан, Оренбургская область, весь юг Западной Сибири.

Известно, что плодородие эродированных почв ниже, чем у несмытых. В зависимости от степени смытости, производственный потенциал па-

пахотных земель значительно различается. В основу расчетов показателя для второй карты положены многочисленные ведомственные и литературные данные о степени эродированности пахотных земель, количестве эродированных почв, а также о снижении урожайности в зависимости от степени их эродированности в различных природных условиях. Обработка этих данных позволила выделить 4 типа районов по снижению плодородия: до 5%; 5–10%; 10–20%; 20–30% и провести соответствующую этим различиям балльную оценку, характеризующую степень ущерба от эрозии – от 1 до 4 баллов.

Составленная на основании исчисленных показателей карта показала, что в пределах почти всей сельскохозяйственной зоны России ситуация может считаться более или менее благополучной: более чем в 50 областях Северо-Запада, ряда Центральных и Центрально-Черноземных областей, Краснодарского и Ставропольского краев, Калмыкии, Свердловской, Курганской и других областей Сибири и Дальнего Востока – снижение плодородия до 5%; в 13 – Ростовской, Волгоградской, Астраханской, Саратовской, Ульяновской областях, Оренбургской, Башкирии, Пермской и ряде центральных областей – от 5 до 10%. Пашни Мордовии и Чувашии находятся в худшей ситуации – снижение плодородия от 10 до 20%, а Удмуртия – в самой неблагоприятной – от 20 до 30%, что связано с соответствующим соотношением в их пределах эродированных земель.

Таковы основные аспекты допустимого смыва, само понятие которого исходит из задачи *сохранения плодородия почвы*. С реальными возможностями обеспечения такого уровня, как было показано, связан *экономический аспект*, что же касается *экологического аспекта*, то он был рассмотрен как результат негативного воздействия эрозии на плодородие и дополнительных затрат для предотвращения прироста площадей эродированных почв.

Мы рассмотрели различные аспекты допустимого смыва на пашне, где в отличие от других угодий эрозия идет более интенсивно. Однако как известно, снижением плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур отрицательное влияние эрозии не ограничивается: смываемая со склонов почва вместе с минеральными удобрениями пестицидами, радионуклидами поступает в речную сеть, в основном в малые реки, русла которых все больше загрязняются продуктами эрозии – песком и илом, происходит заиление и отравление воды в озерах и водохранилищах, что отрицательно сказывается на рыбном хозяйстве, приводит к ухудшению качества воды для бытовых и промышленных целей, негативным последствиям для здоровья людей и состояния окружающей среды. Естественно, что всякое снижение интенсивности эрозии будет способствовать уменьшению ее негативных последствий. Однако для предохранения рек, озер и водохранилищ от загрязнения химическими веществами, улучшения качества воды и т.п. нужен, видимо, специальный комплекс мероприятий, учитывающий и

сами источники загрязнений. Но эти вопросы выходят за рамки рассматриваемой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

Белоцерковский М.Ю., Ларнонов Г.А. Учитывать стоимость почвозащитных мероприятий // Земледелие. 1989. № 2.

Белоцерковский М.Ю. Затраты на противоэрозионные мероприятия при различных уровнях допустимого смыва (на примере Центрально-Черноземного и Волго-Вятского экономических районов) // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: изд-во МГУ. 1992.

Белоцерковский М.Ю., Бушусва О.Г., Козловская М.Э., Ларнонов Г.А., Пацукевич З.В., Флиппова Т.И. Напряженность эрозионной ситуации на пашне // Проблемы оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. М.: изд-во МГУ. 1993.

Белоцерковский М.Ю. Оптимизация затрат на противоэрозионные мероприятия // Земледелие. 1996. № 2.

Белоцерковский М.Ю., Топунов М.В. Затраты на противоэрозионные мероприятия для сохранения плодородия почв при существующем сельскохозяйственном использовании пахотных земель // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 2. М. 1996.

Бельгибаев М.Е., Долгилевич М.И. О предельно допустимой величине эрозии почв // Труды ВНИИАЛМИ. Вып. 1/61. 1970.

Ганжара Н.Ф., Ганжара Л.Н. Особенности формирования гумусового профиля смытых почв // Оценка и картирование эрозионноопасных и дефляционноопасных земель. М.: изд-во МГУ. 1973.

Геннадиев А.Н., Герасимова М.И., Пацукевич З.В. Скорость почвообразования и допустимые нормы эрозии почв // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 3.

Шикула Н.К., Рожков А.Г., Трехубов П.С. К вопросу картирования территории по интенсивности эрозионных процессов // Оценка и картирование эрозионноопасных и дефляционноопасных земель. М.: изд-во МГУ. 1973.

Wishmeier W.H. and Smith D.D. Predicting Rainfall Erosion losses from cropland East of the Rocky Mountains // Agriculture Handbook, № 282, 1965.

В содержание

С.Н. Ковалев

ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ НА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Одно из первых описаний оврагов в городских условиях дал П.С. Паллас (1770). Об оврагах в городах писали И.И. Лепехин (1795), И.П. Фальк (1824), В.В. Докучаев (1878). Собственно с В.В. Докучаева начинается систематическое изучение оврагов и овражности. При этом подавляющее число научных трудов посвящено овражной эрозии на сельскохозяйственных землях. Причина этого – огромное, более двух миллионов единиц (Рожков, 1981), количество оврагов, наносимый ими прямой или косвенных ущерб сельскому хозяйству, большая, по сравнению с другими формами рельефа, скорость их роста и динамичность развития. В эродированных районах страны овражно-балочные земли занимают 10-17% от общей площади земельных угодий. Овраги, приуроченные к городам или другим типам поселений, вызывали интерес лишь тогда, когда их развитие сопровождалось катастрофическими (или наносящими значительный экономический ущерб) событиями, или они создавали проблемы при техногенном освоении новых территорий. Например в Волгограде овраги, до их частичной засыпки, занимали 23% городской площади. Скорость их роста достигала 7-8 м/год, что в 2 раза больше по сравнению с пригородом, где она оценивалась в 3-4 м/год (Крюков, 1962). В Новосибирске площадь городских оврагов составляет 10% городской территории. Скорость их роста составляет 2-5 м/год, увеличивая ежегодно не пригодную под использование площадь в среднем на 250 га. В Томске и Кисе на 1961 г. было зарегистрировано по 50 крупных оврагов. Однако "рельеф города – прежде всего историко-генетическое образование, с присущими ему природными свойствами и ресурсами; комплексом современных геоморфологических процессов: русловых, склоновой денудации и аккумуляции, овражно-балочной эрозии и других." (Лихачева и др., 1996, с. 94)

В литературе середины второй половины XX века встречаются отрывочные сведения об оврагах в городах во всех природных зонах. В тундре овраги описаны для Воркуты (Сафронов, 1944; Косов, 1959), Салехарда (Косов, 1959), порта Диксон (Тихомиров, 1948); в лесной зоне – для Брянска (Ануфриев, 1955, 1957), Москвы (Дик, 1949), Котласа, Ханты-Мансийска и Тобольска (Косов, 1959), Томска (Радугин, 1956), Хабаровске (Богданов, 1946); в лесостепи – для Кисеа (Каманин, 1936; Чирвинский, 1934, 1935; Личков, 1938; Скородумов, 1955), Курска (Титов, 1958), Нижнего Новгорода (Быков, 1935; Ануфриев, 1955, 1957), Чебоксар (Дурасов, 1959), Тюмени (Орлов, 1958), Новосибирска (Никитенко, 1959; Петрова, 1958; Орлов, 1958; Гусев, 1934; Косов, 1959), Красноярска (Кириллов, 1957), Улан-Удэ (Преображенский и др., 1959), Читы (Солонько, 1958; Климов, 1959; Косов, 1959); в степной зоне – для Волгограда (Страментов, 1956; Ануфриев, 1955, 1957), Ставрополя (Кустанаев (Лавров, 1948), Барнаула (Трепетцов, 1958), Омска,

Павлодара (Косов, 1959). В последние 10-20 лет появились работы об овражной эрозии в зоне освоения нефтяных и газоконденсатных месторождений. Описаний овражности в других типах населенных пунктов практически нет.

Отсутствие внимания к овражности в пределах малых населенных пунктов (деревень, поселков) объясняется тем, что одна часть оврагов попадает в разряд сельскохозяйственных (полевых), другая – техногенных. При этом населенные пункты закладывались не на плодородных землях, а обычно на каких-либо неудобах, в том числе и на уже заовраженных территориях, по возможности ближе к реке или балке. Появление "техногенных" оврагов чаще связано с урбанизацией населенных пунктов*, выражающейся в увеличении числа автотранспортных средств, твердом покрытии дорог (асфальтирование, укладка бетонных плит или засыпка щебень-гравийной смесью основных улиц), создании дренажной сети, прокладке подземных коммуникаций, перепланировке территории. В то же время как раз урбанизация поселений позволяет в какой-то мере пренебрегать наличием оврагов или возможностью их развития – технически возможной сдерживать рост оврагов или уничтожать их.

Первоначально торговые, транспортные и оборонительные потребности заставляли людей основывать населенные пункты на берегах рек. Практические соображения определяли выбор участков, ограниченных с двух – трех сторон глубокими естественными понижениями – узкими долинами небольших рек, балками и оврагами. Первые поселения располагались и строились в тесной связи с рельефом территории, на которой они располагались и чаще всего под его "диктовку". С течением времени поселение превращалось в город, увеличивалась численность городских жителей, возрастали материально-технические возможности. Горожане уже могли позволить себе преобразовывать рельеф в соответствии со своими потребностями и требованиями технического прогресса. Вместе с тем рост городских территорий приводил к все большему конфликту города с рельефом, поскольку оставался зависимым от инженерно-геологических и геоморфологических процессов протекающих на его территории и в непосредственной близости от него. Первоначально используемая в виде естественных границ и рубежей обороны гидрографическая сеть с ростом города все более подчинялась ему – засыпались овраги, используется территория балочных днищ, перераспределяется сток с малых водосборов, исчезают малые реки, регулируется сток магистральных рек. Изменяются орографические, геологические и гидрогеологические условия существования всей флювиальной

* Урбанизация – исторический процесс повышения роли городов и городского образа жизни в развитии общества, который вызывает социально-экономические преобразования города и сельской местности на основе интенсивного развития индустрии, транспорта, жилищного строительства, массовых коммуникаций, отраслей обслуживания путем распространения городского образа жизни, городской иерархии ценностей, форм общения в самые отдаленные сельские поселения." (Лихачева и др., 1996)

сети. От нее остаются лишь названия улиц, когда-то располагавшихся вдоль какого-нибудь оврага, реки, ручьи или наследовавшие их.

XX век характеризовался также бурным ростом городов в связи с их развитием промышленности, требовавшей все больших территорий, большего числа рабочих и увеличения городской площади, необходимой для создания соответствующей инфраструктуры. Конфликт "город – рельеф" переходит на новый уровень: с одной стороны увеличивается разнообразие строительной техники и ее мощность, что позволяет уже в значительной степени преобразовывать рельеф, с другой – этот процесс приводит к резкой активизации эрозионных процессов в пределах города, особенно на первых этапах освоения территории.

Вместе с ростом городов видоизменялись и сельские поселения. Продолжая существовать в относительном согласии с особенностями рельефа, на территории современных сел и деревень изменяется коэффициент стока, происходит его перераспределение, образуются новые рубежи стока, дополнительные источники поступления воды и т.д.

Взаимодействие населенных пунктов и оврагов

По степени и характеру взаимодействия с рельефом все поселения можно разделить, на пять типов или же их соответствующей стадии этого взаимодействия изменяется по мере роста города и развития техники.

1. *Подчиненные рельефу* – все типы строений располагаются в зависимости от типа и форм рельефа; при их возведении рельеф не преобразовывается или преобразуется минимально по объему и площади. К таким населенным пунктам относятся деревни, небольшие поселки, исторически сложившиеся малые поселения, насчитывающие в своей истории несколько столетий или вновь построенные (по возрасту – в пределах нескольких десятилетий), например, дачные поселки или полесые станы, превратившиеся со временем в населенные пункты. Размеры сооружений меньше или соразмеримы с оврагами. Отдельные гражданские постройки занимают площадь до 100 м², инженерные сооружения до 1000 м². Выбор их местоположения чаще всего определялся приближенностью таких поселений к сельскохозяйственным угодьям. Старые деревни на протяжении столетий практически не меняли своего облика. За это время на их территории сложилась определенная система дренирования, десятилетиями не изменялся коэффициент стока. С проникновением в деревню технологий, присущих до недавнего времени только городам, здесь интенсифицируется овражная эрозия. Урбанизация подобных территорий в основном ограничивается укладкой улучшенного дорожного покрытия по улице, прокладка газовых магистралей и водопровода, увеличения автотранспорта – частного и государственного, в том числе большегрузного, тракторов и т.д. Борьба с овражной эрозией малые населенные пункты не могут из-за недостаточности материальных и технических ресурсов. В результате возникает необходимость мириться с проте-

кающими процессами оврагообразования – происходит лишь частичная перепланировка территорий населенных пунктов.

II. *Соподчиненные* – большая часть стросений в населенных пунктах вписана в рельеф; здесь уже на стадии проектирования сооружений учитывались особенности рельефа, или строительство велось по исторически сложившимся схемам. Застройка таких территорий часто производилась, исходя из чисто практических соображений и основывалось на накопленном опыте. Овраги, расположенные в пределах населенных пунктов, вне зависимости от причин их образования, частично используются в различных хозяйственных целях, но отнюдь не как свалки, или частично преобразовываются. Размеры сооружений или их комплексы соответствуют линейным размерам оврагов или незначительно превышают их.

К сожалению, примеров использования рельефа при проектировании целых населенных пунктов на заовраженных территориях в России нет, хотя известны единичные примеры использования овражно-балочных систем в крупных городах.

III. *Подчиняющие рельеф* – населенные пункты, в которых при сооружении объектов происходит частичное преобразование рельефа на всей территории застройки или на значительной ее части. Размеры отдельных сооружений практически равны размерам оврагов, а их комплексы намного превышают размеры отдельных оврагов, соответствуя овражным системам. К этой категории относятся большие населенные пункты, обладающие достаточными ресурсами для преобразования рельефа.

IV. *Подавляющие рельеф* – населенные пункты или их части, крупные промышленные предприятия, в процессе роста которых или уже на стадии их проектирования особенности рельефа не учитываются и строительство ведется с полным преобразованием территории под нужды застройки. Размеры сооружений значительно превышают размеры оврагов и овражных систем. Комплексы сооружений по размерам соответствуют балочным водосборам. Это – крупнейшие города – Москва, Киев, Нижний Новгород, Волгоград и др., занимающие в настоящее время сильно расчлененные территории. Хотя уже изначально они закладывались именно как города, в процессе своего развития в течении столетий они прошли все стадии взаимодействия с рельефом.

Не смотря на все технические и экономические возможности крупных городов, современные овраги продолжают существовать в них и развиваться. Даже уже засыпанные овраги напоминают о себе. Например в Волгограде, в результате засыпки городских оврагов изменилась система дренажирования, что привело к подтоплению многих зданий. Увеличился дебит грунтовых вод в источниках в тыловых швах волжских террас, что привело к активизации старых оползней и возникновению новых.

V. *Паломженные на рельеф* – населенные пункты в районах освоения нефтяных и газовых месторождений в зоне распространения многолетнемерзлых пород. Если предыдущие четыре типа имеют определенную не-

торические предпосылки своего развития и исходное овражное расчленение, то в данном случае овраги, привязанные к населенным пунктам, стали возникать синхронно с поселениями, изначально обладающими большой степенью урбанизации.

Величина горизонтального расчленения здесь приближается к максимальной в естественных условиях (густота овражной сети в некоторых местах достигает 0.6-0.8 км/км², средняя величина – 0.2-0.4 км/км²). Территории обладают своеобразными инженерно-геологическими условиями, определенными в первую очередь наличием мерзлых грунтов. Строительство каких либо зданий в условиях "вечной" мерзлоты на ленточных или других монолитных фундаментах невозможно из-за инженерно-геологических свойств грунтов; ограничения возникают и из-за экологических требований, выдвигаемых при освоении месторождений в этих условиях. Потому все более или менее долговременные сооружения в тундре возводятся либо на сваях, либо на пантонно-свайных конструкциях, обеспечивающих минимальную нагрузку и воздействие на грунты. Часть сооружений возводится на насыпных площадках. Все это создает особые условия для накопления снега, характерного таяния и формирования стока воды на овражных водосборах.

К этому же типу можно отнести территории карьеров, которые расположены в городской черте. Существующие водосборные площади обеспечивают необходимые для развития оврагов объемы стока воды, но уклоны склонов и их дерново-почвенный покров не позволяют образоваться оврагу. При разработке карьеров овраги формируются за счет резкого увеличения глубины базиса эрозии и разрушения дерново-почвенного покрова.

Развитие любого населенного пункта – от малой деревни до большого города – так или иначе связано с особенностями рельефа. Это или вынужденное расположение построек в зависимости от типа и набора форм рельефа или его практически полное преобразование в соответствии с нуждами и материально-техническими возможностями города. Наиболее зависимы от степени поражения овражной эрозией населенные пункты с численностью населения чуть выше средней. Это объясняется тем, что размеры деревень и поселков сопоставимы с оврагами и небольшими овражными системами и располагаются между ними. Большие и очень большие города включают в себя не только овражные системы, но и полностью балочные, значительные части речных водосборов. При этом они обладают материально-техническими возможностями для полного преобразования овражно-балочных систем или их рекреационного использования. Города с населением около 500 тыс. жителей, хотя и занимают целые балочные водосборы, не имеют ресурсов для полного или частичного их преобразования; в них чаще всего балочные системы осваиваются под гражданское строительство и хозяйственные нужды. Поскольку отсутствие ресурсов не позволяет полностью перестроить сток воды с овражных водосборов, частичная или полная засыпка оврагов не приводит к желаемым результатам, овраги во-

зобновляются, появляются новые, а нерациональное использование овражно-балочных систем ведет к росту экологической напряженности городов.

Условия функционирования овражно-балочных систем в городе

Образование оврагов связано с нарушением сложившегося природного комплекса под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия. Однако само их возникновение происходит по законам природных процессов и зависит от совокупности природных факторов, определяющих возможность зарождения и активность последующего развития. Это не исключает вероятности начала оврагообразовательного процесса без антропогенного вмешательства на крупных склоновых водосборах под влиянием экстремальных природных обстоятельств.

Основными природными предпосылками образования оврагов являются гидроклиматические и геолого-геоморфологические условия: осадки летнего периода и запасы воды в снеге перед снеготаянием, глубины базисов эрозии склоновых водосборов, горизонтальная расчлененность территории долинно-балочной сетью, размываемость грунтов, крутизна и форма склонов. Рисунок овражной сети в плане не подчиняется закономерностям строения речной сети и ручейковой сети в верхних притоках отдельных частях склонов (Зорина, 2000).

Несмотря на универсальность распространения оврагов как форм рельефа в самых различных ландшафтных зонах, в каждой из этих зон процесс овражной эрозии имеет свою специфику. Природно-климатические условия определяют типичный набор факторов, обуславливающих интенсивность развития овражно-балочных систем. Точно также для выше перечисленных типов взаимодействия населенных пунктов и рельефа существует свой набор основных факторов оврагообразования. При разном уровне урбанизации каждый из факторов оврагообразования в определенных условиях может стать главенствующим или определяющим степень взаимодействия овражно-балочных систем и поселений.

1. *Населенные пункты, подчиненные рельефу* – это небольшие, в 2-3 улицы, деревни, расположенные на бортах балок или речных долин. Площадь их соразмерна с площадью овражных водосборов. На протяжении столетий уклад жизни в таких деревнях не изменялся – отсутствие твердого покрытия на улицах, дренажной системы и т.д. Достоверно неизвестно, существовали ли здесь овраги изначально, или нет. Часто говорят, что овраги около деревень образовались в послереформенное время. Однако известно, что во многих деревнях, особенно Черноземной зоны, существовала обязанность следить за оврагами. Каждому двору предписывалось укреплять фашинами борта и вершины оврагов, устраивать плотины-ловушки стока твердого материала и т.д. Со временем такая практика борьбы с овражной эрозией прекратилась, да и не везде она существовала. К концу 40-х годов уже отмечается что, "чем больше населенный пункт, расположенный

в балке, чем раньше началось освоение этой территории, тем больше расчлененность склонов овражной сетью, ... И, наоборот, в балках удаленных от населенных пунктов или с небольшими населением, в 10-15 дворов (бывшие хутора), мы совсем не наблюдаем донного вреза оврагов, склоны балок остаются задернованными, байрачные леса не вырубаются" (Марков, Лидов, 1949, с. 126). В первую очередь появление оврагов вблизи от населенных пунктов в это время связано с выпасом довольно больших стад крупнорогатого скота. Прогон стада в несколько десятков голов равноценен проезду тяжелого трактора.

К 90-м годам практически все населенные пункты России имели хотя бы одну улицу или подъездную дорогу с твердым покрытием. Почти повсеместно асфальтируются или выкладываются бетонными плитами площадки возле хозяйственных построек. Результат этого – формирование новых рубезей стока и изменение коэффициента стока. Во многих населенных пунктах отмечается неправильное заложение дюкеров, не просчитывается их диаметр с точки зрения пропускной способности труб. Сконцентрированные в понижениях талые или ливневые воды переливаются через дорогу, вызывая резкую активизацию эрозионных процессов. Не меньший эффект имеют стыки бетонных плит. Помимо изменения коэффициента стока, швы между плитами концентрируют сток. В некоторых местах развитие оврага начинается под плитами. Развивающиеся овраги угрожают разрушением дорогам и постройкам. Например, прокладка асфальтированного дорожного покрытия и организация подъездов к частным дома на центральной усадьбе колхоза "Красный маяк" Павловского района Алтайского края, привели к частичному перераспределению стока на территории населенного пункта. Как результат – безуспешная борьба (попытка засыпать его мусором) с развивающимся оврагом на въезде, который угрожает дороге, образованием серии оврагов на восточной окраине, которые угрожают скотному двору. В окрестностях г. Елабуги на территории, отведенной под дачные поселки, при создании дренажной системы на отдельных участках, происходит перепланировка водосборных овражных бассейнов – объединение водосбросов, концентрация стока. Результат – частичное разрушение дачных участков.

Наиболее разрушительным эффектом в сельских населенных пунктах обладает автотранспорт и гусеничные и колесные трактора, особенно тяжелые. Неурегулированное движение транспорта возле деревень и деревенским улицам часто приводит к формированию целой серии овражных врезов и глубоких промоин на склонах балок. Иногда достаточно единичного проезда тяжелого трактора, чтобы образовалась колея, по которой концентрируется сток воды. Естественно, что в следующий раз трактор проедет рядом. Появляется еще один врез. При этом необязательно непосредственное воздействие на сам склон: достаточно неправильно проложить грунтовую дорогу вокруг поля. Сток воды с поля концентрируется по дороге и прорывает бровку на ее обочине. В этом случае становится возможным об-

разование оврага на небольшом водосборе, сток с которого не может создать в естественных условиях необходимый для образования и формирования оврага объем стока воды. Механическое разрушение обочины дороги в нескольких местах также может привести к образованию серии оврагов. Наиболее характерны такие сценарии развития оврагов для выпуклых склонов балок вблизи населенных пунктов, где движение транспорта наиболее интенсивно (рис. 1).

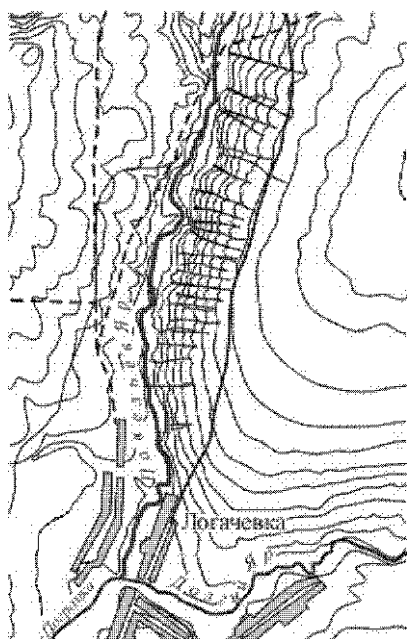


Рис. 1. Образование оврагов при неурегулированном движении автотранспорта. (Тойцкий район Оренбургской области)

Строительство дорог с улучшенным покрытием, связывающих деревни с административными центрами, также приводит к формированию оврагов. В этом случае образуются кюветные овраги. Они встречаются практически везде, где дороги пересекают балки и речные долины.

II. Наверное, яркий пример исторически сложившегося *соподчиненного* взаимодействия поселения и овражных систем можно было, во всяком случае еще 15-18 лет назад, наблюдать в Чувашии. Населенные пункты, расположенные на высоком правом берегу Волги довольно часто пересекаются овражно-балочными системами. Непосредственно к бровке балки или оврага подходят “тылы” дворов – хозяйственные постройки и другие подсобные сооружения. Днище балки используется либо для выпаса домашнего скота или устройства прудов. Все коммуникации, в том числе подъездные дороги, проложены по периферии населенных пунктов, вдали от кромки

бортов балок и оврагов. Сами овраги используются как естественные дренажные системы, и их развитие не наносит вред постройкам.

III. Наиболее сложный тип взаимодействия – населенные пункты, *подчиняющие* овражно-балочные системы. Обычно это – города с населением около 500 тыс. человек, степень урбанизации достигает уровня крупного города, но материально-технические ресурсы не достаточны для решения всех проблем, связанных с функционированием овражно-балочных систем. В некоторых городах (Воронеж, Курск, Нижний Новгород) балки используются как транспортные артерии, в других – овраги засыпаются (Набережные Челны, Елабуга), но везде существует опасность как активизации овражного процесса, так и образования новых оврагов. Практически везде в городах этого типа преобразование рельефа не доводится до конца – вместо того, чтобы устранить причину оврагообразования, безуспешно борются с его последствиями.

Примером такого поселения служит г. Елабуга, на территории которого можно встретить практически все известные случаи взаимодействия города и оврагов. Его местоположение связано с историческими событиями, происходившими на его территории. Первоначально это – военное поселение древних булгар; город разрастался, имея ядром древние постройки, расположенные на крутом берегу Камы. Высокая степень овражного расчленения обусловлена природными условиями, как гидролого-геоморфологическими, так и геологическими.

Условно по фактору взаимодействия с овражными процессами, территорию города можно разделить на три части: 1 – исторически сложившийся город, его центр, территориально тяготеющий к берегу Камы; 2 – новый город в северном секторе; 3 – территории отведенные под садовые участки на береговом склоне к Каме и на северо-востоке. Есть еще и промышленная зона, но она относится уже к другому типу взаимодействия с рельефом – *подавляющему*.

Весь исторический центр Елабуги очень хорошо вписан в существующий рельеф. Исторически сложившаяся застройка, с одной стороны, учитывает особенности овражного расчленения территории и с другой использует, частично преобразовывает рельеф. Новостройки же зачастую следуют этому правилу, но при этом часто принимаемые решения или производимые работы сводят на нет все усилия проектировщиков и рекомендации изыскателей.

Другой пример – г. Брянск. Центральный район города располагается в пределах водосборных бассейнов балочных систем Верхние и Нижние Судки (рис. 2). Их протяженность составляет 2,5-3 км, ширина в устьевой части достигает 500-600 м, при максимальной глубине до 60 м. Днище балки Верхний Судок в устье к настоящему моменту имеет выработанный профиль, сток воды канализован. Однако левый борт от проспекта Ленина до ул. Калинина представляет собой крутой, часто оползневой, осыпной и даже обвально-осыпной склон. По переулку Октябрьскому часть ча-

стных домов подвергается опасности разрушения оползнями. Такие же опасные склоны расположены по левому борту балки и выше проспекта Ленина. Левый борт Верхних Судков до отвершка вдоль ул. Малолавальской имеет крутизну до 45° , эрозийные цирки, врезы и промоины. Располагающиеся на этом участке в непосредственной близости от бровки гаражи в некоторых случаях находятся под угрозой разрушения – уже сейчас у некоторых сооружений подмыты основания, что находится над линейными врезами.

Весь левый борт левого отвершка Верхних Судков вдоль ул. Малолавальской до вершины – крутой, с уклонами свыше 30° ; расположенные здесь вдоль бровки гаражи провоцируют развитие промоин и отступление борта балки, при этом некоторые сооружения уже находятся в предаварийном состоянии. Особое внимание обращает вершина этого отвершка – она находится в активном состоянии и обладает потенциалом роста, причем ее развитие активизируется суффозионными процессами. В значительной степени процессы эрозии и суффозии провоцируются здесь свалкой и в частности сбросом опада листвы, что приводит к оттаиванию грунтов в весеннее время. Поскольку этот участок лишен древостоя со сплошным проективным покрытием, формирование талого стока происходит быстро и в большом объеме, что в совокупности с оттаявшими раньше времени грунтами вызывает размыв вершины и формирование суффозионных воронок.

Правый борт отвершка находящийся под заводской территорией, крутой, с уклонами свыше 40° – 45° , обвально-осыпной, с промоинами. Часть ограждения завода разрушается растущим линейным врезом. В значительной степени это вызвано неорганизованным сбросом воды с заводской территории. Ниже ее правый борт отвершка вымывается. Практически все днище отвершка превращено в свалку, две трети днища отвершка – от устья вверх – заболочены.

Весь левый борт балки Верхний Судок крутой. Крутизна склона увеличивается – 15 – 20° у впадения левого отвершка (вдоль ул. Малолавальской) до 30° и более к вершине. Практически весь борт поражен оплывинами, осыпями и оползнями. Вершинные овраги, расположенные среди дачной застройки обладают признаками активных форм – крутые склоны крутизной свыше 40° , не задернованные, обвально-осыпные. Оба борта балки поражены промоинами и оврагами. На некоторых участках разрушаются постройки.



Рис. 2. Город Брянск. Положение балок Верхний и Нижний Судки.
 1 – городские кварталы, 2 – лесопарковые территории, 3 – улицы, 4 – коренной берег р. Десны, 5 – граница водосбора балок, 6 – территория балок.

Днище балки Нижний Судок в устье также имеет выработанный профиль, сток воды канализирован. Борт балки Нижний Судок от проспекта Ленина до ул. Луначарского представляет собой крутой, часто оплывенный и обвально-осыпной склон. На некоторых участках оползнями и линейными размывами разрушается асфальтовое покрытие на бровках балки (ул. Про-

летарская). Встроенные в склон хозяйственные постройки вызывают образование промоин. В месте сочленения дамбы с правым бортом за счет формирующегося с проспекта Ленина стока воды образовался овраг. Формирование оврага и его развитие происходит за счет талого стока. Предпринимаемые попытки стабилизировать процесс не приводят к положительному результату. Левый борт балки Нижний Судок, как и балки Верхний Судок, крутой, с переменной крутизной от 25° до $30-35^{\circ}$ на разных участках. Вершина балки разветвляется на три отвершка, из которых центральный и правый слабо активизированные.

Ближе к устью балок их днище застроено частными домами и пересечены глухой дамбой, по которой проходит проспект Ленина. Вся водосборная площадь балок занята городскими и промышленными постройками, верхняя часть освоена садовыми участками, а значительная часть прирочной территории отведена под частные гаражи.

Желание городских властей максимально использовать городскую территорию привело к возникновению конфликтной ситуации на нескольких уровнях взаимодействия балок и города. Один из важнейших видов воздействия на балочные системы – инженерные сооружения: жилые и производственные здания, гаражные постройки и дачная застройка.

На левом борту балки Верхний Судок возведены два жилых здания. Они располагаются непосредственно на ее бровке. Вокруг них построены противозрозионные сооружения (система обвода, сбора и сброса воды в виде быстротоков), бровка укреплена бетонными блоками. Однако быстротоки в своей нижней части уже начинают разрушаться, а сами здания имеют трещины. Важное значение имеет не только сам факт возведения многоэтажных зданий в опасной близости от бровки балки, но и производство изыскательских и подготовительных работ при строительстве. Примером этого может служить строительная площадка у дома № 5 по ул. Малолавальской. Площадка располагается между двумя небольшими, овражными формами на высоте 16 м над днищем. Нарушение дерново-почвенного покрова в результате изыскательских работ привело к резкой активизации существующих оврагов и возникновению новых. Существовавшие ранее овраги за 1 год приросли 1-2 м. За этот же год образовалось три новых очень активных оврага. Произведенные здесь противозрозионные работы, в частности, посадка деревьев, не привели к ожидаемому эффекту – процесс линейной эрозии продолжает активно развиваться.

Часто можно наблюдать отрицательное влияние городской планировки. Улицы, следуя понижениям рельефа в верховьях оврагов, впадающих в балку, становятся водосборными коллекторами, где концентрируются талые и ливневые воды. Например, по ул. Фокина разрушение дорожного покрытия и бордюрного камня привело к образованию достаточно крупного оврага, который может угрожать разрушением части ул. Фокина. Сформированный овраг активен и продолжается в виде донного вреза в днище балки глубиной свыше 2 м.

Строительство домов оказывает значительно меньшее влияние на балку, чем строительство большого количества частных гаражей, расположенных, по мнению городских властей, на бросовых землях. Гаражные постройки не только располагаются на бортах балки, но и часто встраиваются в борта. Иногда для этого используются естественные эрозионные понижения, но чаще всего это их «вкапывание» в борт балок, что соответственно разрушает природный объект. Строительство гаражей привело к активному росту оврагов в зоне гаражных построек – идет активный размыв в результате неорганизованного стока вод, как естественного, так и технологического происхождения. Попытки организовать сток и предотвратить размыв борта не приводят к положительному результату. Сооруженные по различной технологии быстротоки разрушаются, и на их месте образуются овраги или глубокие промоины. Иногда процесс размыва усугубляется свалкой, особенно строительным мусором, который перераспределяет сток – это приводит к образованию донного вреза и активизации вершинных оврагов. В верховьях балки Верхний Судок, по левому ее борту, оползнями и в результате роста оврагов уничтожаются деревья специально посаженные здесь для борьбы с овражной эрозией. Посадки датируются 1964 г, но к настоящему моменту от них сохранилось не более четверти. Как сообщают местные жители, наибольшая активизация оползневых и овражных процессов связана со строительством гаражей по бортам отвершков, а отметки днища балки повысились на 2-3 м за счет аккумуляции размытого материала.

Активизация оврагообразовательных процессов привела к возникновению опасности разрушения не только самих гаражных построек, но появилась реальная угроза разрушения близ расположенных жилых зданий.

Другой уровень воздействия – освоение верховий балок под садовые участки. Поскольку эти участки в г. Брянске располагаются близко к центральной части города, то они в значительной степени окружены застройкой и заасфальтированными площадками. Формирующиеся здесь значительные объемы стока талых и ливневых вод направляются на участки. Сами по себе садовые участки, располагающиеся вблизи от бровки склонов и на самих склонах балок, играют определенную противозерозийную роль – значительная часть воды распыляется или задерживается. Но хаотичность застройки и непродуманная попытка борьбы с большими объемами поверхностных вод приводит к образованию новых и возрождению старых врезов. Несмотря на значительную окультуренность бортов балки, занятых под дачи, склоновые процессы не затухают, а в некоторых случаях и активизируются в результате антропогенного воздействия. С другой стороны, владельцы участков расположенных по бортам и, особенно, в днище предпринимают попытки зарегулировать временный сток воды во время половодья или во время ливней. Практически на всем протяжении днища балки от вершины до моста по ул. Крахмалева прокопан своеобразный канал для стока талых и ливневых вод, который, по словам землевладельцев, помогает слабо.

и во время обильных осадков или весной все днище балки покрывается водой. Но если такая форма борьбы с временными потоками приносит хотя бы какой-то результат, то в других случаях непродуманная и стихийная деятельность владельцев участков приводит прямо к противоположному эффекту. Организованный сток по ул. Осовиахима сбрасывается через трубу на правый борт балки – в результате образовался и активно растет овраг, у которого в вершине 4-х метровый уступ. Однако смотря на отрицательные стороны влияния дачных участков на балки, нельзя отрицать и их положительного воздействия на сложившуюся здесь эрозионную обстановку. Дачные участки в некоторой мере сдерживают овражную эрозию в верховьях балок, имеющую здесь большой потенциал. Но их уничтожение и городская застройка верховий балки может привести к активизации оврагообразования, что естественно приведет к значительным капиталовложениям на организацию противоэрозионных мер.

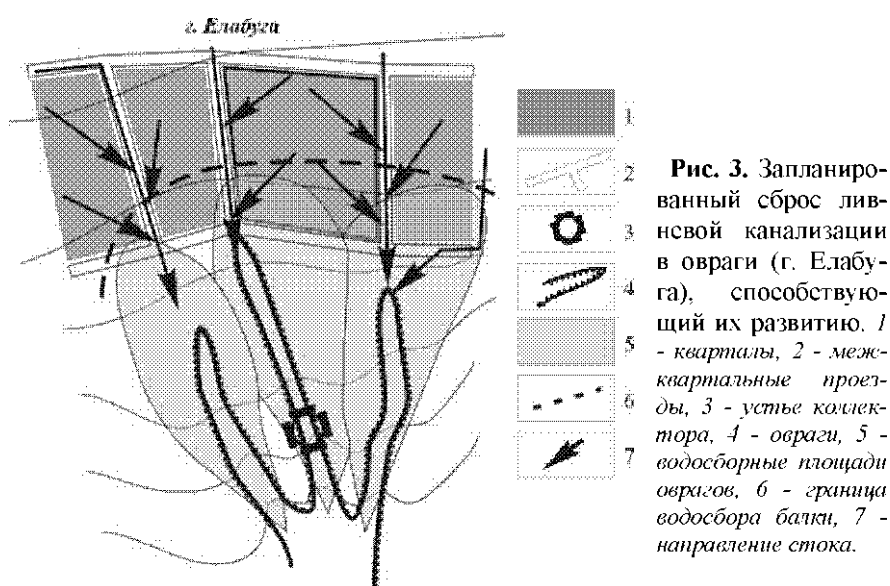
Для населенных пунктов, *подчиняющих рельеф*, наиболее характерен "строительный" тип воздействия на рельеф – то есть воздействие, связанное с возведением и эксплуатацией разного типа сооружений. Уже на этапе планировки городских кварталов часто допускаются ошибки: планируется сброс ливневой канализации в балки и овраги (рис. 3), объединяются несколько водосборов, при подготовке строительной площадки полностью уничтожается почвенно-растительный покров, тяжелая строительная техника при проезде создает новые рубежи стока и т.д.

Принимаемые противоэрозионные меры зачастую недостаточно продуманы – обычная практика строительства быстотоков и лотков водосборов приводит как к их саморазрушению, так и созданию угрозы разрушения защищаемых сооружений.

IV. Развитие городской территории, *подавляющей рельеф*, сопровождается его изменением. Основное направление этого изменения – вертикальная перепланировка, повышение или понижение отметок рельефа.

Повышение рельефа – это, с одной стороны, образование новых положительных форм антропогенного микрорельефа, с другой, заполнение и постепенное исчезновение отрицательных форм как естественного, так и искусственного микрорельефа города. К положительным формам антропогенного микрорельефа относятся: древние насыпные городища, курганы-могильники, военно-крепостные земляные валы, земляные дамбы, плотины, дорожные насыпи, грунтовые отвалы и др. Отрицательными формами антропогенного микрорельефа являются: древние военно-крепостные рвы, дорожные выемки, карьеры и пр. Бурное развитие строительства и городского хозяйства при недостатке городских земель приводит к тому, что под застройку используются и неудобные земли, но с предварительной их вертикальной планировкой и инженерной подготовкой. Овраги и балки в связи с этим террасируются, дренируются, заполняются грунтом и застраиваются, превращаясь в благоустроенные уличные магистрали, скверы, парки, бульвары. О существовании многих оврагов, засыпанных в настоящее

время, напоминают лишь старые топографические планы, геологические разрезы и карты городов. Понижение отметок поверхности вызывается вертикальной планировкой, сопровождаемой срезкой возвышений, уступов и крутых склонов, устройством поверхностных выемок (карьеров, дорожных выемок, рвов, каналов и пр.), а также просадками грунтов и другими явлениями.



Многие современные крупнейшие города на Русской равнине не разрастались от центра, а увеличивали свою площадь путем поглощения отдельных близрасположенных поселений. На одном из древнейших планов г. Киева, видно, что первоначальный город был окружен лесами, а на месте современного Крещатика тянулся глубокий овраг Перевесище. К XIX веку территория города размещалась в пределах трех геоморфологически разных областей – Полесской заливной равнины, Киевского лессового плато и левобережной террасовой низменности. К настоящему времени многие из древних балок и оврагов полностью или частично засыпаны или спланированы (Крещатик, Кловский овраг, Реняхов Яр и др.), превращены в транспортные магистрали (Андреевский, Подольский спуски) (Котлов и др., 1967).

Изменение рельефа города началось в глубокой древности. Начиная с VIII века его территория окружается оборонительными укреплениями – земляными валами и рвами. Киев принадлежит к числу немногих городов, где древние военно-крепостные сооружения не только хорошо сохранились, но и вошли как составной элемент в планировку города и его застройку. В

ряде мест (около Суворовского училища¹) дно сохранившихся рвов заболочено и затоплено атмосферными сточными водами, некоторые участки рвов используются как свалки (Котлов и др., 1967).

Оврагообразование – один из наиболее широко развитых на территории Киева рельефообразующих процессов. Всего на территории города к 1965 г насчитывалось около 50 крупных оврагов. Развитию овражного процесса благоприятствуют большая мощность (около 100 м) толщи легкоразмываемых пород, залегающих выше базиса эрозии (в основном лёссы и пески), значительная амплитуда отметок поверхности города (106 м). В районе лёссового плато условия для оврагообразования более благоприятны, чем в районе распространения задровых песков.

Большая часть оврагов приурочена к долинам Днепра и Лыбеди. Длина оврагов достигает 2,6 км, глубина 53 м, ширина поверху – 1,2 км. В районе лёссового плато склоны оврагов более крутые, чем в задровом районе. Овраги чаще имеют U-образную форму долины, а там, где происходит рост оврагов, – V-образную форму. Наиболее крупные овраги и балки на территории города – это Сырецкая балка, Бабий Яр, Репяхов Яр, Глубокая, Новодницкая, Мышеловская, Совская балки, Мокрый Яр и др.

Возникновение новых оврагов и активизация старых наблюдалась во многих районах Киева. Так, один из отвершков оврага Репяхов Яр – наиболее крупного и интенсивно растущего оврага, образовался в результате аварийного выпуска канализационных вод. При этом было вынесено 10000 м³ лёссовых пород. В системе того же оврага, в районе ул. Пугачева в настоящее время образуется молодой овраг под влиянием выпусков воды из резервуара Смородинской насосной станции. Оба оврага образовались в лёссовых породах, имеют значительную глубину (15-25 м) и вертикальные стенки.

Овраги в районе распространения задровых песков имеют, как правило, меньшую глубину и более пологие склоны, например, в районе Совской балки (Амурская улица) на склоне, прилегающем к территории фабрики «Вторсырьё», в результате выпуска на склон вод (с территории базы) во флювиогляциальных песках образуются молодые овражки. К подножию склона выносятся большое количество песчаного материала, особенно после дождей, отчего, в частности, страдает территория 21-го автопарка, расположенного в устье одного из оврагов. Этот овраг имеет длину 100 м, ширину от 1 до 7 и глубину 1-3 м (1963 г.).

Очень часто развитию оврагов способствует плохая вертикальная планировка местности, отсутствие водостоков. В этом случае интенсивная эрозия приводит к образованию на поверхности земли борозд размыва, которые затем дают начало оврагу. Например, территория на ул. Чешской около дома № 9 была плохо спланирована, отсутствовал упорядоченный

¹ Здесь и ниже названия приводятся по данным на 1990 г, поскольку автор не имеет сведений о произошедших переименованиях.

сток поверхностных дождевых вод. Вода стекала в расположенный неподалеку овраг, размывая поверхность земли. В 1962 г образовавшиеся эрозийные борозды в местах сосредоточений потока привели к возникновению молодых отвершков оврага. Внизу, в тальвеге оврага, образовались обширные конусы выноса.

На ул. Золотоношской, расположенной на склоне, отсутствие водосточков привело к тому, что все поверхностные воды стекали вниз по улице по направлению к склону. Летом 1963 г. в месте выхода улицы на бровку склона образовался овраг, который стал угрожать жилым постройкам, разрушая проезжую часть улицы. Росту оврага в ширину способствовал также интенсивный полив огородов, расположенных на склоне.

Иногда существующая система водосточков бывает столь несовершенна, что не только не оправдывает своего назначения, но и способствует развитию оврагов. Водостоки зачастую благоприятствуют образованию оврага, но при этом, как правило, разрушаются сами.

Очень часто развитию оврагов способствует уничтожение дернового покрова на склонах, на месте тропинок. Тропа быстро размывается, углубляется, возникают эрозийные борозды, которые затем перерастают в овражки. Подобные случаи были отмечены на склоне Черепановой горы у Дворца спорта, на склоне правого берега Днепра и ряде других мест. Способствует росту оврагов и нарушение дернового покрова на склонах, их распашка под огороды.

Вместе с тем человек в значительной мере препятствует росту сети оврагов. Торможение процесса оврагообразования связано с полной или частичной засыпкой оврагов, укреплением их склонов древесной и кустарниковой растительностью, одернованием, регулированием поверхностного стока (водосточные лотки, трубы, колодцы и др.).

Овраги в пределах Киева мешают строительству, благоустройству территории, и нормальной эксплуатации зданий, «съедают» ценные городские земли. В городе имеется большое число засыпанных и спланированных оврагов (например, Крещатик, Кловский овраг, верховья одного из отвершков оврага Респяхов Яр в пределах Еврейского кладбища, в районе ул. Некрасовской, некоторые овраги в Ботаническом саду Киевского университета, овраги в районе улиц Тургеневской, Гоголевской, Чапаева, Ленина, верховья Наводницкой балки, овраги в районе проспекта Дружбы народов и др.). Ряд оврагов заполнен намывными грунтами (Китасевский, Кругляковский, верховья Бабьего Яра).

В местах засыпанных или замытых оврагов процесс естественного оврагообразования полностью прекращен. Но в ряде случаев, из-за плохой вертикальной планировки территории (отсутствие водосточков) наблюдалось вторичное образование оврагов на месте ранее засыпанных или замытых. Это отмечено в Кругляковском овраге, который был заполнен намывными грунтами, а сейчас в них вновь развивается овраг.

Самые большие мощности намывных грунтов в Киеве приурочены к оврагам Бабий Яр (30 м), Кругляковскому (20 м) и Китаевскому (10–15 м). Намыв грунтов в овраги производится с целью сброса в них вскрышных пород, разрабатываемых в карьерах способом гидромеханизации, а также в связи с ликвидацией оврагов при вертикальной планировке и благоустройстве городской территории. Бабий Яр – самый глубокий овраг в Киеве, максимальная глубина его достигает 53 м, протяженность – 2,5 км, ширина у Еврейского кладбища 170–200 м, в устье 60–70 м. Согласно плану реконструкции Киева, Бабий Яр должен быть спланирован, а территория его благоустроена. В течение нескольких лет овраг заполнялся нулевой, поступающей по трубам из рядом расположенных карьеров Петровских кирпичных заводов. Пульпа постепенно заполняла овраг, глубина его уменьшалась, поверхность намывных террас приближалась к отметкам бровок оврага.

Перемещение грунта из карьеров также приводит к формированию оврагов, зачастую борта карьеров и отвалов вскрышных пород полностью поражены линейными врезками. Повышенная размываемость отвалов вскрышных пород связана с нарушением их естественной структуры при разработке, беспорядочной укладкой и отсутствием защитного дернового покрова. В карьере кирпичного завода МПС, расположенном у пл. Дзержинского, развиваются два оврага. Один из них находится еще в начальной стадии развития; он образовался вследствие сброса атмосферных вод в карьер, на дне которого возникло искусственное озеро. В карьере размываются насыпные грунты, лёссы, пески харьковского яруса, суглинок и мергель. В Совкинском карьере образовался овраг глубиной 10–15 и протяжением до 50 м. Несколько оврагов имеется в Сырецких карьерах. Один из них, расположенный в южной части карьера № 2, образовался в 1961–1962 гг. в связи с переброской вод и пульпы из верховьев рядом расположенного Бабьего Яра. Овраг прорезает лёссы, пески полтавского и харьковского ярусов до суглинка.

Антропогенное оврагообразование довольно активно происходит в Корчеватских карьерах. В восточном нагорном откосе карьера в районе ул. Панорамной прослеживается группа оврагов, врезанных в лёссы. Глубина оврагов 20–25, ширина поверху 30–50 м, склоны их обнажены, имеют почти вертикальные стенки, сложенные лёссами. Два растущих оврага своими вершинами уже врезались в сады по ул. Левитана, их рост связан с неотрегулированным поверхностным стоком, направленным в сторону Корчеватского карьера. Глубина оврагов 20, ширина 40–50 м. Дальнейший рост этих оврагов может принести ущерб зданиям и садам, примыкающим к нагорному борту Корчеватского карьера.

Овраги имеются также в Пироговском, Голосеевском и других карьерах. В Голосеевском карьере оврагообразование связано с размывом насыпных грунтов сточными (заводскими) и атмосферными водами. В некоторых карьерах эрозионные процессы идут столь интенсивно, что начинают угрожать зданиям, расположенным недалеко от бровки карьеров.

Эрозионный размыв отвалов вскрышных пород, расположенных на склонах в непосредственной близости от карьерных выемок, сопровождается после ливней и обильных дождей выносом размываемой породы на прилегающие кварталы и улицы. Уличные проезды, расположенные у подножья склонов, заносятся песком и пылевато-глинистым материалом. Явления заноса и заиления мелкодисперсным материалом после ливней наблюдались на улицах Фрунзе, Красноармейской, Демьяна Бедного и др. Так, правая сторона ул. Демьяна Бедного после ливня 15 июля 1963 г была занесена слоем песка толщиной до 20 см на протяжении 1 км (до угла Сырецкой улицы). В июле того же года в результате интенсивных дождей было вымыто более 500 м³ песка, на отдельных участках улица была занесена слоем песка до 50-70 см. Песок выносятся из двух песчаных карьеров в районе улицы Демьяна Бедного. Иногда из-за выноса песка и пылевато-глинистого материала на уличные проезды приостанавливается движение транспорта.

Формирование городской структуры Москвы и ее взаимодействие с рельефом развивалось примерно по такому же сценарию, как и в Киеве. Основное отличие заключалось в том, что на протяжении многих веков в Москве были сосредоточены основные ресурсы государства, позволявшие перестраивать рельеф города для его нужд.

В 1156 г Юрий Долгорукий огородил часть поселения, расположенную наиболее высоко при впадении в р. Москву небольшой речки Неглинной, деревянной стеной и превратил ее в крепость (Кремль), сделав, таким образом, поселение "градом" (Саушкин, 1964). Вокруг крутого кремлевского холма местность была изрыта оврагами. Со временем были освоены "семь" Московских холмов с большим количеством оврагов и прилегающие равнинные территории Замоскворечья, город вышел на Теплостанскую возвышенность, еще более заовраженную, чем его центральная часть. Постепенно, с развитием городской инфраструктуры, подавляющая часть оврагов была засыпана. О размахе деятельности человека по преобразованию рельефа Москвы свидетельствуют такие цифры – засыпано более 100 небольших рек, ручьев и оврагов, десятки стариц, болот, свыше 700 прудов; к 1960 г было перемещено более 210 млн. м³ грунта; антропогенные и техногенные отложения занимают до 70% территории города, их мощность более 4 м (Котлов, 1962). От множества не только балок и оврагов, но и рек остались только названия. К концу XIX века практически вся центральная часть города была преобразована. Овраги, балки были засыпаны, малые реки заключены в трубы (включены в состав системы ливневой канализации) (Лихачева, 1990).

50 годы XX века охарактеризовались бурным освоением территории Теплостанской возвышенности. В этот период в архитектуре главенствовала теория полного покорения природы, что выразилось при градостроительстве полным нивелированием площадей, предназначенных под застройку, зачастую неоправданным. В итоге на Старокаширском шоссе, в Новых Черемушках и многих кварталах юго-запада Москвы "живописный

природный рельеф уничтожался срезками и насыпями – не здания привязывались к местности, а местность к зданиям" (Лихачева, 1990).

1970-е годы охарактеризовались изменением представлений о взаимосвязи рельефа и застройки. Новые районы на юго-западе Москвы уже приспособлялись к рельефу, вписывались в него. На настоящий момент существуют значительные территории (Ясенево, Тропарево и др.), которые не только представляют собой лесопарки – легкие Москвы; здесь сохранились практически в первозданном виде речные и овражно-балочные системы. Эрозионные процессы здесь протекают в естественных условиях. Однако во многих местах непродуманная организация стока ливневых и талых вод приводит к активизации оврагов и образованию новых.

Москва – яркий пример поселений подавляющего типа. На самом деле, в своем развитии город прошел через все типы взаимодействия с рельефом. Первоначальная территория занимала возвышенные территории, изрезанные оврагами. Дальнейшее развитие города происходило на малопересеченной территории и к моменту освоения площадей, отличающихся большим расчленением, город уже обладал огромными материально-техническими ресурсами, которые позволили практически полностью игнорировать особенности рельефа.

V. Природно-климатические условия и особенности функционирования поселений, *наложенных на рельеф* этого типа, создали особые условия развития овражно-балочных систем. Во-первых, это уже изначально урбанизированные территории; во вторых, как отмечалось выше, величина горизонтального расчленения для этих территорий (в основном это относится к заполярным территориям Западной Сибири, в частности Ямалу) приближается к максимальной в естественных условиях. Хотя многие исследователи, занимавшиеся овражной эрозией в условиях многолетнемерзлых пород (Григорьев, 1956; Коржув, 1964 и др.), приходили к категоричному выводу о невозможности овражной эрозии в этих условиях, мотивируя это – 1) "скалоподобностью" многолетнемерзлых пород; 2) малой (2,0-2,5 мес.) продолжительностью периода эрозионной деятельности временных водотоков; 3) небольшим количеством осадков за теплый период; 4) ничтожной деятельностью талых весенних вод. Другие исследователи (Косов, 1959, 1970 и др.) считают, что овражный процесс не только возможен, но наличие мерзлых пород даже способствует возникновению и быстрому развитию овражности. Ими отмечается, что интенсивному развитию оврагов способствует: 1) близкое залегание водоупора, задерживающего инфильтрацию атмосферных вод вглубь и сохраняющего поверхностные слои грунта в переувлажненном состоянии; 2) высокая (до 90%) относительная влажность воздуха, что ограничивает испарение; 3) морозобойные трещины и солифлюкция; 4) замедленное таяние снежников, создающими дополнительные источники воды в теплый период.

В последние десятилетия активные разработки газо- и нефтеместорождений в заполярных областях привели к формированию новых оврагов.

приуроченных к вахтовым поселкам и скважинным сооружениям. Отсыпка насыпей под дороги, кусты скважин, вахтовые поселки, разработка карьеров создают новые водосборные площади, объединяют несколько уже существовавших, концентрирует ранее распыленный поверхностный сток. Особенно это относится к территориям поселков, которые обычно располагаются на приводораздельной части, в верхней части водосборных площадей. Можно наблюдать как в течение одного сезона в результате работ по благоустройству нераспределяется сток то в вершину одного оврага, то другого. Этому же способствует достаточно неупорядоченное движение авто-тракторной техники – образовавшиеся колес также нераспределяют сток и самое главное способствуют его концентрации. Дорожные насыпи не только концентрируют сток и способствуют возникновению кюветных оврагов и оврагоподобных врезов, но и, преграждая сток с водосбора, частично перебрасывают его на соседний водосбор.

Строительство вахтовых поселков, сооружений эксплуатационной поддержки кустов скважин приводит к значительной концентрации снега на этих территориях. Здания на свайном фундаменте создают востровую тень, снег скапливается под ними и уплотняется. В естественных условиях весенний сток зависит от типа весны. В весны солярного типа происходит быстрое таяние снега на водосборе, вода "скатывается" по еще не оттаявшему грунту, чаще всего по скопившемуся и уплотненному снегу в оврагах, производя при этом минимум эрозионной работы, размывая лишь борта оврага. Наличие сконцентрированного на территориях поселков снега нивелирует разницу в снеготаянии в зависимости от типа весны. Когда на водосборе уже стаял снег, а в овраге в значительной степени оголился грунт как по бортам, так в днище, с территорий поселков продолжается поступление воды. В этих условиях грунт уже несколько оттаял, но еще не успел изменить свои механические свойства, и поэтому легко поддается размыву. В некоторых случаях при значительном переувлажнении и непосредственном воздействии водного потока происходит массовое движение грунта не только на бортах оврага по направлению к днищу, но и по тальвегу, создавая своеобразные микро сели.

Местное население, занимающееся оленеводством, часто прогоняет свои стада рядом с вахтовыми поселками. Передвижение относительно немногочисленного стада оленей и сопровождающих их на нартах людей при пересечении ими балок в значительной степени нарушает дерново-почвенный покров как на склоне балок, так и на значительном расстоянии от бровок. Ширина зоны нарушения сплошности дерново-почвенного покрова, по наблюдениям, составила до 8 м. По степени причиненного вреда это можно сравнить с проездом вездехода. Особенности движения животных – двигаться след в след за вожак – приводит к сильному воздействию на дернину за краткий промежуток времени. Особенно сильно это воздействие на крутых, чаще всего прибровочных участках склона. Это нарушение приво-

дит к образованию небольших ручейков, закрепляющих факт разрушения дернины.

Экологическое состояние овражно-балочных систем на урбанизированных территориях

Один из аспектов ухудшения современной экологической обстановки в населенных пунктах – совокупный результат пренебрежения экологическими нормами, рельефообразующими процессами и иррациональным использованием геоморфологических условий территорий, в первую очередь овражно-балочных систем. Влияние оврагов на экологическое состояние территорий разнообразно. Основной вид ущерба, обусловленного современной овражной сетью, это, в первую очередь, сокращение площадей, пригодных для хозяйственного использования. Рост оврагов вызывает необходимость дополнительных капиталовложений как непосредственно на борьбу с овражной эрозией, так и на гидротехнические сооружения при строительстве сооружений, прокладке дорог, трубопроводов, других видов коммуникаций. Овраги служат каналами, по которым в водные объекты поступают выносы с промышленных предприятий и бытовые отходы; нередко овраги используются как места свалок и захоронений вредных и ядовитых веществ.

С одной стороны, крупным городам свойственен быстрый рост числа и объемов химических загрязнителей, с катастрофической скоростью заражающих окружающую среду; при этом скорость их накопления в водных объектах, грунтах и воздушном бассейне намного превышает время их естественной переработки и нейтрализации. С другой стороны, овражно-балочные системы, особенно крупные, соразмеримые по размерам с городом или его значительной частью, и их хозяйственное освоение создают дополнительные условия для накопления, частичного захоронения загрязнителей и возникновения новых путей их перемещения. Во многих городах и населенных пунктах, расположенных на заовраженных территориях, овраги и балки превращаются в свалки. Иногда это – целенаправленное и узаконенное отведение оврагов под свалки, в других случаях – это попытка таким способом бороться с ростом оврагов. В малых населенных пунктах (*подчиненные рельефу и соподчиненные*) это не наносит значительного вреда окружающей среде и в некотором смысле, способствует более или менее рациональной (и не требующей затрат) форме утилизации бытовых и строительных отходов. Проникновение новых технологий и приемов в сельском хозяйстве и, соответственно, новых типов и комплексов строений также может привести к возникновению опасных экологических ситуаций.

При прокладке дорог по пересеченной местности часто не только не учитывается возможность образования оврага, но и тем более их аккумулярующая способность. Большую часть автотранспорта составляют автомобили, работающие на бензине. Для уменьшения детонации двигателя исполь-

зустся, в основном, тетраэтил-свинец. Один автомобиль выбрасывает в воздух в среднем около 1 кг свинца в год (Никифорова, 1979). Выбрасываемый вместе с выхлопными газами свинец больше всего загрязняет придорожную полосу на расстоянии 1-5 м от полотна дороги. Здесь его содержание в почвах достигает 185,3 мг/кг, что в 9,6 раза выше фонового, прослеживаясь на глубину до 1 м. В полосе 2-5 м вдоль автодорог, где обычно закладываются кюветы, концентрируются значительные расходы воды при талом и дождевом стоке. Под действием потоков, имеющих значительные скорости, в кюветах, открывающихся в балки, образуются кюветные овраги. При этом водные потоки смывают незначительное количество свинца, так как на поверхности он сорбируется растениями; основное его поступление идет за счет разрушения почвогрунтов, где в интервале 0,05-1,0 м накапливается свинец от 92,2 до 246,9 мг/кг. При образовании 100-метрового кюветного оврага может быть вынесено до 0,2-0,4 кг свинца. В лучшем случае этот свинец будет разубожен и отложениях. Если же придорожный овраг расположен на склоне балки, то весьма вероятно его накопление в каком-либо водосме. При использовании воды при поливе или для водопоя скота свинец может оказаться в продуктах питания или быть вынесенным в более крупную водную артерию. Обычно рекомендуется располагать селения и культурные угодья в 100-500 м от автомагистралей. В случае заовраженности территории, в частности, при образовании придорожных оврагов, эти рекомендации теряют смысл.

Безусловно, не только свинец и его соединения попадают в водотоки. Даже в небольших поселках возможно отравление естественных и искусственных водоемов опасными химическими веществами. Часто на окраинах поселков устраиваются склады химических удобрений и хранилища ГСМ. Их расположение приурочивается к неудобьям – приовражным или прибалочным землям. Утечки ГСМ или смыв удобрений, пестицидов практически неизбежны. Вредные химические вещества попадают в водотоки и водосмы, включаясь в оборот используемой для технических и бытовых нужд воды.

В крупных городах (*подчиняющих* и *подавляющих* рельеф), где располагаются производства использующие, экологически опасные вещества или образующиеся, как побочный продукт, возможны стихийные или не-санкционированные сбросы вредных веществ в балки и овраги, хотя сами города обладают всеми возможностями для очистки стоков. Часто при проектировании ливневой канализации умышленно закладываются варианты сброса воды в овражно-балочные системы. В Москве на территории музея-заповедника "Коломенское" в балку, находящуюся на южной его окраине, организован сток с проспекта Андропова. В верховьях балки, в пределах ее водосборной площади, располагается онкологический центр РАМН. С его территории сточные воды также попадают в балку. При обследовании овражно-балочных систем в 1996 г на территории заповедника было обнаружено, что в днище этой балки, близ русла располагается "святой" источник.

Само истечение воды в источнике происходит из дна ручья и накапливается в искусственном водосме. При повышении уровня воды в ручье в днище балки, его вода смешивается с родниковой. Население же прилегающих кварталов использует воду из источника и как для питья, так и для "лечебных" целей. В 1999 г этот источник был внесен в список одних из самых загрязненных в Москве.

Наиболее уязвимы в экологическом отношении овражно-балочные системы в относительно небольших городах (*подчиняющих* рельеф). В таких городах в первую очередь вступают в конфликт потребности городской инфраструктуры и возможности города обезопасить овражно-балочные системы от загрязнения. Овраги и балки в этих условиях становятся источниками загрязнения окружающей среды в пределах самого города, выполняют роль транспортных каналов, выносящих загрязнители за пределы городской территории. Например, на окраине г. Смоленска верховья достаточно крупной балки используются для утилизации люминесцентных ламп, в люминофорном покрытии которых содержится ртуть. Залужи битых ламп промываются сточными водами, поступающими из ливневой канализации. Сюда же попадают сточные воды с территории автобазы, в которых присутствует значительное количество нефтепродуктов. В результате в Днепре обнаружено повышенное содержание ртути, а в застойных водоемах в днище балки вода расцвечена "всеми цветами радуги".

В принципе город и овражно-балочные системы представляют собой единый природно-архитектурный комплекс: городские кварталы располагаются и на бортах балки, и в ее днище и на водораздельных пространствах. Естественно, что город вторгается в балочную систему, разрушая ее; с другой стороны овражно-балочные системы сами диктуют архитектурный облик значительной части города, а эрозийные процессы вызывают необходимость учитывать возможные последствия развития оврагов.

Хозяйственное освоение овражно-балочных систем в г. Брянске привело к превращению их в одну большую свалку. Практически полное отсутствие коммунальной системы вывоза бытового мусора с территории частной застройки привело к тому, что везде, где кварталы частных домов близко подходят к бортам балок или вершинам отворшков, они засыпаны бытовым мусором. Но частный сектор не является основным поставщиком отходов; городские службы и предприятия вносят свой вклад в замусоривание балок и оврагов Брянска. Например, городской рынок в 2001 г был оштрафован на 4 млн. руб. за сброс мусора в балку. В верховьях левого отворшка Верхних Судков практически узаконена свалка городского мусора. Особую лепту вносят гаражные постройки, с территории которых поступает не только разнообразный мусор (старые покрышки, емкости из род масел и лакокрасочных изделий, разбитые аккумуляторы и т.п.), но стоки, загрязненных ГСМ вод. Распологающиеся в верховья балок дачные поселки добавляют к этому, помимо разнообразного мусора, еще и бытовые стоки. С

их же территории в балку попадают разнообразные удобрения и ядохимикаты. Вообще "свалкоопасными" являются две трети длины балок.

Отсутствие ливневой канализации привело к тому, что основная часть стока поверхностных вод центрального Советского района попадает в балки и далее в грунтовые воды и в р. Десну. Устьевые части балок застроены частными домами. Многие жители этих кварталов пользуются колодцами, расположенными в днище балки. Помимо этого, здесь отсутствует канализация. Все отходы также "отправляются" в постоянные водотоки – ручьи на дне балки. Ближе к устьевым частям балок наилот приобретает черный цвет, а в руслах почти полностью отсутствует водная растительность.

Значительную роль в загрязнении окружающей среды играют овраги, развивающиеся в районах нефтедобычи в условиях многолетнемерзлых грунтов. Все сооружения возводятся на насыпных площадках, которые повышают базис эрозии, что в условиях предельного водообеспечения и особенностей формирования стока с их территорий, приводит к возникновению новых оврагов и активизации роста уже имевшихся оврагов. В результате в тундру поступает большое количество горюче-смазочных материалов и промывных вод, наносящих значительный, чаще всего неустраняемый вред, природе. В некоторых случаях рост оврагов приводит к разрушению хвостохранилищ, в водах и осадках которых содержится большое количество нефти.

Разрушающее воздействие оврагов на населенные пункты, сокращение полезной площади, химическое загрязнение территории, спровоцированное нерациональным использованием овражно-балочных систем, или недооценка потенциала роста оврагов – это прямое их воздействие на экологическое состояние населенных пунктов. Овражно-балочные системы играют значительную роль в формировании подземного стока, являясь естественной дренажной системой. При засыпке оврагов изменяются гидрогеологические условия территории. Как говорилось выше, в г. Волгограде, в результате засыпки городских оврагов, изменилась система естественного дренирования, что привело к подтоплению многих зданий. Увеличился дебит грунтовых вод в источниках в тыловых швах волжских террас, что спровоцировало активизацию старых оползней и возникновению новых.

В 1968 г в Москве по ул. Академика Волгина под недавно сданным в эксплуатацию домом произошел суффозионный провал. Жилой дом был построен непосредственно в вершине оврага, в днище и бортах которого выходили подземные воды, в некоторых местах напорные. При строительстве естественное понижение было использовано в качестве котлована. Однако не были учтены с одной стороны гидрогеологические условия территории, с другой засыпка оврага и ленточный фундамент сделали их непредсказуемыми. В результате целая секция 9 этажного дома повисла в воздухе. Для спасения дома понадобилось больше 100 м³ бетона. Возникновение подобных ситуаций на Тенгостанской возвышенности в 1970-е годы не ред-

кость, хотя и отмечается, что градостроители впервые в Москве начали учитывать и использовать рельеф и его особенности (Лихачева, 1990).

Заключение

Населенный пункт – от деревни до большого города – и их природная среда (рельеф) представляют собой единое целое. Они взаимосвязаны и взаимообусловлены на всем протяжении своего существования. Территория населенного пункта – это его материальная основа: от того, насколько правильно она выбрана для основания поселения, рационально используется с учетом особенностей природных факторов и видоизменяется под воздействием хозяйственной деятельности человека зависит его устойчивость. Овражно-балочные системы, как одни из самых быстро развивающихся и видоизменяющихся (переход оврагов в балки) элементов рельефа, играют большую роль в существовании любого населенного пункта. В зависимости от размеров населенного пункта и его развития во времени взаимосвязь овражно-балочных систем и поселения видоизменяется.

Населенные пункты *подчиненного* рельефу типа вынуждены постоянно изменять свою территорию в зависимости от происходящих в овражно-балочных системах процессов. При этом чем увеличение степени урбанизации для этого типа поселений может привести к значительной активизации овражных процессов, т.е. к значительному изменению территории населенного пункта, разрушению построек и инженерных коммуникаций. В этом случае необходимо вкладывать материальные средства не на ликвидацию оврагов, активизация развития которых чаще всего вызвана самими людьми, а на создание условий функционирования населенного пункта исключая саму возможность активизации и возникновения оврагов.

Овражно-балочные системы в населенных пунктах *соподчиненного* рельефу типа, хотя и наиболее устойчивы и мало подвергаются антропогенному воздействию, изменяются под воздействием природных влияний. Соответственно изменяются ее габариты и поселение не может не реагировать на эти изменения. Но поскольку это происходит очень медленно взаимодействие поселения и овражно-балочных систем квазистабильно, поселение успевает измениться, уже подстраиваясь под новые условия сосуществования с оврагами и балками без каких либо потрясений.

Наиболее сложны взаимоотношения между овражно-балочными системами и городом для населенных пунктов, *подчиняющих* рельеф. Процессы, протекающие на балочном водосборе, входят в полное противоречие как с потребностями развития города, так и изменениями в состоянии овражно-балочной системы, естественных или вызванных к жизни антропогенным воздействием. Пытаясь использовать балочный водосбор, город неизбежно вызывает ответную реакцию овражно-балочной системы, чаще всего выражающуюся в активизации овражных процессов и в изменении инженерно-геологических и гидрогеологических условий не только в пре-

делах балочного водосбора, но и на прилегающих территориях. Невозможность полностью изменить рельеф из-за отсутствия материально-технических средств или особенностей рельефа территории, города этого типа вместо того, чтобы использовать ситуацию, пытаются, в меру своих возможностей, бороться с процессами, протекающими на балочном водосборе и не используют особенности рельефа.

Не так все просто и в очень больших городах. При всех огромных возможностях города по подчинению рельефа своим потребностям, они сталкиваются с косвенными последствиями изменения рельефа. При частичной нивелировке оврагов и их засыпке происходит изменение гидрогеологических условий и соответственно подтопление зданий. Насыпной грунт имеет совершенно иные физико-механические характеристики, по сравнению с естественными грунтами, что требует особых приемов закладки фундаментов. Превращение оврагов и балок в свалки (что часто бывает на окраинах города или вблизи городской черты) приводит к тому, что профильтрованные через свалку атмосферные осадки попадают в городские водосмы. Непродуманное вторжение в балочные системы приводит к изменению экосистем балок – изменению и уничтожению видового состава растительности и животного мира. Изменение экологического состояния овражно-балочных систем имеет непосредственное влияние на экологию города.

Таким образом:

- овражно-балочные системы видоизменяясь во времени зависят от развития связанного с ними населенного пункта и в то же время оказывают сильное влияние на него;
- непродуманное воздействие на овражно-балочные системы и процессы, протекающие на их водосборе, приводит к ответной реакции, выражающейся чаще всего в активизации овражных процессов, создающих непосредственную угрозу разрушения сооружений различного типа и коммуникаций;
- овражно-балочные системы при использовании их в качестве мест свалок отходов могут сами создавать угрозу заражения окружающей среды или служить каналами перемещения вредных загрязнителей;
- нет необходимости "бороться" с оврагами – их можно и необходимо использовать для нужд города, в качестве рекреационных зон и природных заповедников;
- функционирование овражно-балочных систем в населенных пунктах еще недостаточно изучено и, как представляется, изучение процессов, протекающих в них, может принести вполне конкретные практические результаты.

ЛИТЕРАТУРА

- Ануфриев В. Е. Борьба с оползнями на городских территориях. М. 1955.
- Ануфриев В. Е. Городские гидротехнические сооружения. М. 1957.
- Богданов П. Д. Землеустройство в природной зоне. Газета «Тихоокеанская звезда». Хабаровск. 1946. 5 мая.
- Быков Д. Оползни г. Горького и борьба с ними // Труды I Всесоюз. оползн. совещ. М.-Л. 1935.
- Гусев А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Томск. 1934.
- Дик Н. Е., Лебедев В. Г., Соловьев А. И., Спиридонов А. И. Рельеф Москвы и Подмосковья. М. 1949.
- Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб. 1878.
- Рубцы на земле. Газета "Советская Россия". 1959. 13 ноября.
- Каманин Л. Г. К геоморфологии оползневого побережья Днепра в Кисеве // Изв. Гос. геогр. обва. 1936. Том 68. вып. 4.
- Кириллов М. В. Краткая характеристика истории формирования современных физико-географических условий в районе г. Красноярск. Уч. зап. Красноярск. пед. ин-та. Том. 8. 1957.
- Климов А. И. Смыв и размыв почвы на территории Читинской области. Матер. I совещ. геогр. Сибири и Дальнего Востока (Иркутск. 18- 24 сент. 1959). Тезисы докладов. Иркутск. 1959.
- Коржув С. С. О естественной эрозии в зоне многолетней мерзлоты // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 3.
- Косов Б. Ф., Константинова Г. С. Особенности овражной эрозии в тундре // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. М.: изд-во МГУ. 1970.
- Косов Б. Ф. Овражная эрозия в зоне тундры. // Научные доклады высшей школы. Геолого-геогр. науки. 1959. № 1.
- Косов Б. Ф. Географические исследования овражной эрозии в различных природных зонах СССР. // Методы географических исследований. М.: Географгиз. 1960.
- Косов Б. Ф. Овражная эрозия в зоне тундры // Научные докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки. 1959. № 1.
- Котлов Ф. В., Брашина И. А., Сипягина И. К. Город и геологические процессы. М.: Наука. 1967.
- Котлов Ф. В. Изменения природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение. М.: Изд-во АН СССР. 1962.
- Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северотургайской равнины. Алма-Ата. 1948.

- Лепехин И. И. Дневные записки путешествия по различным провинциям Российского государства 1769 и 1770 гг. СПб.: 1771-1780.
- Лихачева Э. А. О семи холмах Москвы. М.: Наука. 1990.
- Лихачева Э. А., Тимофеев Д. А., Жидков М. П. и др. Город-экосистема. М.: ИГРАН. 1997.
- Личков Б. Л. Допитания про режим эсувовых явыщ в райони розштатування м. Кыива и його околиць // Геол. журнал АН СССР. 1938. Вып. 4.
- Масальский В. В. Овраги черноземной полосы России. их распространение, развитие и деятельность. СПб.: 1897.
- Никитенко Ф. А. Овраги района Новосибирска // Изв. Всес. геогр. общ-ва. 1959. Том 91. Вып. 4.
- Орлов В. И. Некоторые данные об оврагах Западно-Сибирской низменности // Геогр. сб.. М.: 1958. Вып. X.
- Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российской империи в 1770 г.. СПб.: ч. II. кн. I. 1786.
- Петрова Н. И. К вопросу о происхождении оврагов на территории города Новосибирска и его окрестностей // Уч. зап. Новосиб. нед. инст. Том. 14. 1958.
- Попов И. В. Инженерная геология. М. 1959.
- Преображенский В. С., Фадеева Н. В., Мухина Л. И., Томилов Г. М. Типы местности и природное районирование Бурятской АССР. М.: 1959.
- Радугин К. В. Новая серия четвертичных отложений близ г. Томска // Труды Томск. ун-та. Том 133. 1956.
- Родионов В. Е. Основные причины образования и развития оползней на территории Северного Кавказа и географическое распределение их // Труды I. Всесоюз. оползн. совещ. М.-Л. 1935.
- Розов Н. А. Овраги Украины. Материалы по песчано-овражному вопросу на Украине. Харьков. 1927.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М. 1939.
- Скородумов А. С. Эрозия почв и борьба с ней. М.-Киев. 1955.
- Соболев С. С. Почвенно-эрозионное районирование Европейской равнины СССР // Проблемы советского почвоведения. Сб. XI. М.-Л. 1940.
- Солонько В., Шамсутдинов В. На борьбу с оврагами. Газета «Забайкальский рабочий». Чита. 1958. 10 сентября.
- Страментов А. Е. Инженерные вопросы планировки городов. М.: 1955.
- Страментов А. Е., Бутягин В. А. Планировка и благоустройство городов. М.: 1956.
- Титов В. И. Овраги и меры борьбы с ними (на примере Стрелецкого района Курской области) // Уч. Зап. Курск. пед. ин-та. Вып. 10. 1958.

Тихомиров Б. А. Явления эрозии в Арктике в связи с растительным покровом // Проблемы Арктики. Л.-М. 1948.

Трепетцов Е. В. Развитие оврагов Приобья // Почвоведение. 1958. № 5.

Фальк И. П. Записки путешествия академика Фалька. Полн. собр. учен. путешествий по России. Том 6. СПб. 1824.

В содержание

БАССЕЙН РЕКИ

Н.В. Хмелева, Н.Н. Виноградова, Б.Ф. Шевченко

О ВЗАИМОСВЯЗЯХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЧНОМ БАССЕЙНЕ (РЕЗУЛЬТАТЫ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В литературе проблема взаимосвязей экзогенных процессов в речном бассейне освещена недостаточно. Необходимых для ее решения прямых наблюдений за развитием экзогенных процессов, действующих в границах одного бассейна, пока мало. Чаще для разработки теоретических основ проблемы привлекаются результаты наблюдений за отдельными процессами, нередко выполняемых в разное время и в территориально разобщенных речных бассейнах. Между тем с ней связано решение многих вопросов обеспечения экологической безопасности, природопользования, прогноза катастрофических явлений и борьбы с ними. Условиями для ее успешного решения являются длительные периодические одновременные наблюдения за экзогенными процессами, действующими в одном речном бассейне. Этим требованиям отвечают наблюдения на стационарах.

В статье представлены итоги почти 30-летних стационарных исследований особенностей и закономерностей развития комплекса экзогенных процессов, действующих в бассейне горной реки, их взаимосвязей в системе "бассейн – русло реки". Объектами ежегодных наблюдений (1963-1990 гг.) служили экзогенные процессы, функционирующие в различных звеньях бассейна – на склоне, в малых временных водотоках и крупной реке. Они располагались на южном склоне Западного Кавказа, примыкающего к Черноморскому побережью. Бассейновый принцип выбора этих объектов позволял выявлять механизм развития экзогенных процессов в каждом звене и оценить их роль в формировании и транспорте наносов от склонов по сети временных водотоков до среднего и нижнего течения крупной горной реки.

Одним из источников питания рек наносами в районе исследований являются гравитационные процессы, интенсивно развивающиеся на крутых склонах. Формирование на таких склонах осыпей изучалось на примере одной из них в долине р. Жозквары. Вторым их источником являются наносы, поступающие из временных водотоков, дренирующих горные склоны. Наблюдения велись на объектах, включающих промоину, овраг, балку и малую реку. Изучаемая осыпь и формы временных водотоков располагались на расстоянии 10-15 км друг от друга вблизи бассейна р. Бзыби и являлись типичными для него. В среднем и нижнем течении этой реки наблюдения велись за динамикой русловых форм на участках русла горного типа с развитыми аллювиальными формами и полугорного с врезаемыми меандрами и разветвленным на рукава (по классификации Р.С. Чалова, 1996).

Состояние объектов на момент наблюдений фиксировалось с помощью тахеометрической и фототодолитной съемок. Для определения перемещения наносов использовалась маркировка обломков, гранулометрический состав изучался методом площадок.

Особое внимание уделялось изучению причинно-следственных связей между факторами и процессами в бассейне реки. Основными действующими факторами рельефообразования являются сейсмическая активность и повышенная увлажненность. Изменение режима каждого из них устанавливалось по годовым интервалам между стационарными наблюдениями, для чего привлекались данные наблюдений за факторами на близрасположенных сейсмических станциях, гидрометеорологических постах и станциях. Сейсмическая активность рассчитывалась по методике ИФЗ АН СССР (Ризниченко, 1964). Обработка данных об атмосферных осадках (увлажненности) и гидрологическом режиме реки производилась по специально разработанной методике. Она заключалась в типизации интервалов между наблюдениями (периодов) за процессами по каждому из этих факторов. Это было достигнуто в результате анализа сведений по отдельным характеристикам осадков и гидрологического режима реки, включающих среднесноголетние, годовые и суточные значения. Особое внимание уделялось учету данных краткосрочных наблюдений для выделения тех характеристик факторов, которые по существующим представлениям оказывают наибольшее влияние на интенсивность экзогенных процессов. Так, при анализе атмосферных осадков учитывалось число, интенсивность и продолжительность ливней, в том числе ливней редкой (1-5 %) обеспеченности, соотношению обложных и ливневых осадков и т.п. При характеристике стока воды и наносов принимались во внимание не только их расходы, но и число паводков, интенсивность подъема уровней во время их прохождения, повторяемость и обеспеченность ежедневных расходов воды, в том числе в интервале руслоформирующих, мутность потока и т.п. Разработанная методика позволяет относить каждый период наблюдений к тому или иному типу увлажненности и гидрологического режима реки и судить о деятельности факторов, определяющих проявление экзогенных процессов. В итоге были выделены три типа деятельности каждого из этих факторов: близкий к норме, повышенный и пониженный.

Характеристики отдельных процессов устанавливались путем стереофотограмметрической обработки фототеодолитных снимков, а также в результате непосредственных измерений на объектах с помощью других методов. Учитывая, что деятельность отдельных экзогенных процессов в каждом звене проявляется не всегда синхронно, на первом этапе важно было выявить механизм процесса и изменение его интенсивности. Для этого было необходимо: 1) установить для каждого звена комплекс параметров процессов с учетом их среднесноголетних величин, типичных для всего этапа наблюдений; 2) выявить изменения во времени в механизме каждого процесса и причинах, их вызывающих.

Результаты изучения механизма развития отдельных процессов опубликованы: по осыпи (Никулин и др., 1971; Хмелева и др., 1974; Хмелева, Шевченко, 1986; Хмелева, Шевченко, 1992), временным водотокам (Маккавцев и др., 1977; Хмелева, Шевченко, 1978; Хмелева и др., 1978;

Хмелева и др., 1988), русловым процессам (Виноградова и др., 1979; Виноградова, 1987; Хмелева и др., 1990; Виноградова, 1995). Поэтому здесь ограничимся их кратким изложением.

Осыпь в долине р. Жозквары принадлежит к типу осыпей шлейфа подножья. Источником ее питания служит известняковый уступ высотой от 50 до 150 м. Формирующийся в результате разрушения уступа шлейф осыпи опирается на пойму реки. По гранулометрическому составу обломков осыпь является щебнисто-глыбовой. Для определения закономерностей ее формирования определялись следующие среднегодовые характеристики: скорости отступления уступа, объемы продуцируемого им обломочного материала, средняя крупность обломков и площади, занятые обломками разной крупности, суммарный объем обломочного материала на шлейфе и др. Гравитационный процесс на шлейфе осыпи проявляется в смещении поступающих с уступа обломков и сопровождается их сортировкой. Скорость смещения обломков по годам зависит от характеристик основных факторов. В годы пониженной увлажненности возрастает сыпучесть осыпи. В годы с повышенной сейсмической активностью или увлажненностью, а также с повышенными значениями обоих факторов наблюдается резкое увеличение (до 30-50 %) объемов поступивших с уступа обломков. В изменении объема шлейфа зафиксировано два этапа. В первую половину стационарных наблюдений отмечается его нарастание, во вторую – убывание. При этом было установлено, что в первом случае шлейф осыпи не контактировал с рекой, во втором граница шлейфа смещалась на пойму и во время мощных паводков осыпной материал поступал в реку.

Временным водотокам, дренирующим горные склоны, принадлежит ведущая роль в формировании наносов рек. Из них значительная доля приходится на влекомые наносы. Деформации русел этих горных водотоков изучены слабо. При отсутствии режимных наблюдений за водностью и стоком наносов на них важно было установить условия возникновения временных потоков в зависимости от разных типов увлажненности и выявить особенности формирования и транспорта наносов по водотокам разных порядков. Эта задача решалась на основе сопоставления инструментально измеренных продольных профилей, изучения крупности аллювия и ее дифференциации по длине, единичных измерений скоростей потоков и расходов воды и т.д. Специфической особенностью этих форм является большая крутизна продольного профиля, преобладание порожисто-водопадного типа русла. Вследствие глубокого врезания их тальвегов на большей части площади обнаженных склонов их долин наблюдается интенсивное развитие гравитационных процессов, протекающих подобно осыпи в долине р. Жозквары. Деятельность временных, эпизодически возникающих водотоков определяется степенью распространения в бассейне увлажненности того или иного типа, на фоне которой решающая роль принадлежит ливням. В зависимости от их интенсивности и повторяемости они охватывают различные части или весь бассейн. Формирование наносов во временных водотоках

зависит от соотношения длительности подготовки на склонах обломочного материала и прохождения руслоформирующих паводков. В маловодные паводки происходит перераспределение наносов по крупности, которое неодинаково в руслах со скальным ложем и зависит от морфологии и их дна. Деятельность мощных паводков сопровождается выносом накопленных наносов, вплоть до полного очищения от них скального ложа (при экстремальных паводках селевого типа). Воздействие мощных паводков возрастает с увеличением размера водотока. Селевые паводки не всегда синхронно возникают во временных водотоках, особенно в малых, расположенных на расстоянии 3-5 км друг от друга.

В развитии русловых процессов в среднем и нижнем течении р. Бзыби основная роль принадлежит ее водности и транспорту наносов, которые опосредованно связаны с колебаниями увлажненности и интенсивностью экзогенных процессов в ее бассейне. Наблюдения велись за побочными и осередками на участках с разными типами русла. По водному режиму Бзыбь относится к рекам с растянутым весенне-летним половодьем и частыми (до 20-30 в год) дождевыми наводками. При их прохождении осуществляется основной транспорт наносов. Русловые формы сложены валунно-галечным аллювием с преобладанием частиц размером 5-10 см (крупная галька). Скорости течения в паводки достигают 3,5-4,5 м/с и более, обеспечивая транспорт крупных обломков. Современное положение побочной и осередков определяется рельефом скального ложа. Анализ данных буровых работ на русловых формах этого типа в других районах (Виноградова и др., 1999) показывает, что чередующиеся повышения и понижения скального ложа, будучи перекрытыми наносами, образуют современные побочные, перекаты, осередки. Следствием этого является их постоянное положение на реке. Горизонтальные деформации горного и полугорного русел с врезанными излучинами выражаются в небольших намывах или размывах вдоль приустьевой части побочной. В русле, разветвленном на рукава, происходит отторжение побочной, превращение их в осередки и постепенное приращение к берегам. Изменения поверхности этих форм отражают местные вертикальные деформации, различающиеся в зависимости от типа русла. Их показателем является изменение мощности активного слоя, т.е. слоя размыва или аккумуляции наносов на поверхности русловых форм, их площади, которые связаны с крупностью наносов, регулируемой, в свою очередь, транспортирующей способностью потока. Большой информативностью при этом обладают данные об изменении соотношения крупности отложения и наносов, залегающих под ней, составляющих аллювиальную толщу. За весь период наблюдений среднегодовые величины этого отношения были больше в горном русле и меньше в полугорном, разветвленному на рукава. В этом же направлении возрастают среднегодовые величины мощности активного слоя (таблица).

Среднегодовая величина слоя размыва возрастает в 2 раза от горного русла с развитыми аллювиальными формами к полугорному, разветвлен-

ному на рукава. Среднегодовые за все время наблюдений величины слоя размыва и аккумуляции наносов для каждого типа русла практически равны, свидетельствуя об определенном диапазоне мощности поверхностного слоя наносов, в котором происходит его переработка. Распределение зон размыва-аккумуляции на поверхности русловых форм характеризуется следующими особенностями. На побочнях в русле горного типа размыв или аккумуляция охватывают всю их поверхность; в полугорном русле с врезанными меандрами по длине побочня наблюдается чередование зон размыва-аккумуляции; на побочнях и осередках в полугорном русле, разветвленном на рукава, картина распределения зон размыва-аккумуляции более сложная. Баланс наносов, рассчитанный для каждой русловой формы, показывает, что при отрицательных его значениях (преобладающем размыве) на русловых формах происходит укрупнение наносов; при положительном балансе (преобладающей аккумуляции) – уменьшение их крупности. Преобладающий размыв побочней и осередков происходит в периоды с повышенным стоком взвешенных наносов, когда увеличивается транспорт и вынос влекомых наносов. В периоды повышенного стока взвешенных наносов отмечается тенденция к увеличению слоя размыва с последующим ростом мутности потока. В эти же периоды увеличиваются и расходы влекомых наносов; они, наоборот, уменьшаются при пониженном стоке взвешенных наносов. Логично предположить, что увеличение транспортирующей способности потока, интенсифицирующей транспорт влекомых наносов, является следствием повышенной водности реки. Последняя, в свою очередь, связана с увлажненностью в бассейне, определяющей вынос из гидросети в реку продуктов денудации. Выделяется несколько вариантов, отвечающих условиям повышенной водности реки и интенсификации выносов наносов, в первую очередь, взвешенных, с территории бассейна. Первый соответствует повышенной увлажненности, охватывающей территорию всего бассейна. Второй вариант имеет место через год после повышенной увлажненности по всему бассейну или в одной из высотных зон (горной или приморской). Третьему варианту предшествует близкая к норме увлажненность по всему бассейну или в одной из зон.

Значительно сложнее, по сравнению с изучением взаимосвязей между отдельными процессами, учет действия всего комплекса экзогенных процессов в бассейне реки. Если это делается по годовым интервалам стационарных наблюдений, то из-за большой variability характеристик факторов и отдельных процессов, получается большой их разброс. Более четкие зависимости выявляются для более длительных интервалов времени, в частности соответствующим различным фазам в развитии экзогенных процессов (Хмелева и др., 2000). Первая из них охватывает интервал времени в 12 лет с начала стационарных наблюдений (1963 г.) до 1975 г. Сменяющая ее вторая фаза продолжается с 1975 г. до окончания исследований в 1990 г. Фазы различаются по проявлениям основных факторов и определяемой ими интенсивности процессов. Так, во вторую фазу, по сравнению с

первой, характеристики сейсмической активности, продолжительности ливней и некоторых других факторов увеличиваются в 1,5-3 раза, на 23-30 % – среднегодовые расходы взвешенных наносов. Фазы различаются по условиям стокообразования в бассейне в зависимости от охвата разными типами увлажненности высотных зон, что отражается в интенсивности экзогенных процессов. Меняется по фазам и тенденция изменения деятельности факторов. Первой из них свойственно относительно равномерное изменение факторов с небольшими отклонениями от нормы годовых сумм осадков, сейсмической активности и др. Вторая фаза характеризуется большими колебаниями факторов и резким увеличением их максимумов. С этими изменениями коррелируется направленность экзогенных процессов.

Таблица. Изменение среднегодовой (за время наблюдений) мощности активного слоя наносов на нобочнях и осередках р.Бзыби в руслах различного типа.

Тип русла	Мощность активного слоя, м	
	размыва	аккумуляции
Горное с развитыми аллювиальными формами	0,22	0,19
Полугорное с врезанными меандрами	0,27	0,31
Полугорное, разветвленное на рукава	0,45	0,43

Выявление взаимосвязей в бассейне реки осуществлялось на примере бассейна р.Бзыби. По нему были установлены типы увлажненности для высотных зон и гидрологического режима р.Бзыби, определяющие особенности динамики русловых форм в ее среднем и нижнем течении, где велись наблюдения за ними. Деятельность низких звеньев – склонов и временных водотоков реконструировалась с учетом наблюдений за таковыми, расположенными вблизи него.

Взаимосвязи между экзогенными процессами в бассейне реки выявлялись по годовым интервалам изменения характеристик процессов с учетом сейсмической активности, увлажненности и гидрологического режима реки. Обращалось внимание на синхронность и асинхронность процессов по звеньям в зависимости от их интенсивности, соотношения деятельности по периодам основных факторов, продолжительности процессов, реакции на действие факторов, времени релаксации форм и т.п. В итоге в зависимости от продолжительности времени проявления связей выделено два их ранга. Первый – длительный, охватывает интервал времени, соответствующий выделенным фазам развития процессов, когда преобладающее воздействие факторов на комплекс процессов определяло их одностороннюю направленность: аккумуляцию в первую фазу и эрозию во вторую. Второй ранг взаимосвязей, действующих в обеих фазах, хотя и связан с проявлением факторов, но приоритет приобретают те из них, которые определяют механизм отдельных процессов. В этом случае взаимосвязи выра-

жаются в саморегулировании – восстановлении деятельности процесса, нарушенного под влиянием факторов. Оно проявляется в прямых и обратных связях, роль которых сводится к поддержанию определенного соотношения между факторами, определяющими механизм процесса (прямые связи), или их изменениями, сопровождаемыми локальными проявлениями аккумуляции или эрозии (обратные связи). Таким образом восстанавливается соотношение между факторами, определяющими развитие процессов, действовавших до их нарушения, предшествующих этому нарушению или в результате кратковременной перестройки роли его отдельных проявлений во взаимосвязях. В течение первой фазы по периодам преобладают прямые связи, во вторую – усиливается роль обратных.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Применение фототодолитного метода для изучения русловых форм на реках Абхазии // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 7. М.: изд-во МГУ. 1979.

Виноградова Н.Н. О роли побочной и осередков в транспорте наносов горных рек // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. №6.

Виноградова Н.Н. Изменения гранулометрического состава руслообразующих наносов на побочиях горных рек и определяющие их условия // Геоморфология. 1995. №1.

Виноградова О.В., Виноградова Н.Н., Хмелева Н.В. К вопросу о деформациях русловых форм горных и полугорных рек // Геоморфология. 1999. №3.

Маккавеев Н.И., Никулин Ф.В., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Результаты стационарных исследований эрозионных и склоновых процессов в Абхазии // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1977. №2.

Никулин Ф.В., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Об изучении движения осыпей фотограмметрическим методом // Геоморфология. 1971. № 1.

Ризниченко Ю.В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1964. №7.

Хмелева Н.В., Никулин Ф.В., Шевченко Б.Ф. Движение обломков в поверхностном слое осыпи // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. М.: изд-во МГУ. 1974.

Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Развитие продольного профиля временных водотоков в условиях горных массивов Черноморского побережья Абхазии (по многолетним данным) // Геоморфология. 1978. №3.

Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф., Никулин Ф.В., Пантюлина Е.В. О влиянии некоторых факторов рельефообразования

на гравитационные и эрозионные процессы. // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 6. М.: изд-во МГУ, 1978.

Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Обвалы и осыпи // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1986.

Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Шевченко Б.Ф., Самойлова А.А. Денудация и наносы горных рек Черноморского побережья Грузии // Геоморфология. 1988. №1.

Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф. Условия формирования стока наносов горных рек и динамика их русловых форм (итоги стационарных исследований) // Земельные и водные ресурсы: противоэрозионная защита и регулирование русел. М.: изд-во МГУ, 1990.

Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Результаты 25-летних наблюдений осыпи в долине р. Жозквара (Абхазия) // Геоморфология. 1992. №1.

Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Шевченко Б.Ф. О короткопериодической цикличности развития эрозионно-аккумулятивных процессов в речном бассейне и ее причинах // Геоморфология. 2000. №2.

Чалов Р.С. Типы русловых процессов и принципы морфодинамической классификации речных русел // Геоморфология. 1996. №1.

В содержание

В.Н. Голосов

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАНОСОВ В ВЕРХНИХ ЗВЕНЬЯХ ФЛЮВИАЛЬНОЙ СЕТИ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИХ РЕГИОНОВ: ТЕОРИЯ ВОПРОСА И ОПЫТ РЕГИОНАЛЬНОГО АНАЛИЗА
(на примере равнин умеренного пояса)*

Постановка проблемы

Интенсивное освоение земель привело к резкому увеличению темпов эрозионно-аккумулятивных процессов и выдвинуло их в число ведущих экзогенных процессов в пределах равнин суши. Наиболее значимое влияние на усиление интенсивности эрозионных процессов на склонах речных водосборов оказывает сведение лесов и распашка земель. В отличие от гор и предгорий, где денудационные процессы при современных климатических условиях достигают значительных величин, способствуя массовому поступлению наносов в русла рек, особенно в субнивальной зоне, естественная эрозия на равнинах, как и большинство других склоновых процессов, проявляется локально. Средние темпы смыва в естественных условиях даже в зонах с недостаточным увлажнением, как показывают наблюдения за стоком наносов на многолетних травах, в основном не превышает 0,01 т/га в год (Барабанов, 1993; Литвин и др., 1998). Только в районах с экстремально значительным слоем осадков (более 1000 мм в год) или в пределах крайне засушливых территорий темпы смыва могут быть несколько выше. Максимум естественной эрозии приходится на полупустыни, где разреженная растительность не способна защитить почву от размыва при выпадении сравнительно редких ливней (Schumm, 1969). Суммарный вклад эрозии и других склоновых процессов в сток взвешенных наносов равнинных рек ничтожно мал. Он не приводит к существенным отличиям по различным климатическим поясам мира в слабо трансформированных речных бассейнах (табл.1). Различия в стоке наносов могли бы быть ещё более сгладжены, если бы удалось выделить абсолютно "девственные" речные бассейны в каждом из климатических поясов. Таким образом, в естественных условиях весьма трудно установить вклад склоновой эрозии и других экзогенных процессов, как источника наносов для равнинных рек. Основной сток наносов рек, протекающих в пределах ненарушенных равнин, формируется за счёт русловых перестроений, что отражается в пропорциональном нарастании стока наносов по мере увеличения площади водосбора (Чалов, 1979).

Совершенно иная картина выявляется при сопоставлении стока взвешенных наносов равнинных рек, дренирующих сильно освоенные в хозяйственном отношении бассейны (табл.1). Во-первых, модуль стока наносов по различным ландшафтным

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64503) и программы поддержки ведущих научных школ (проект № 00-15-98512)

Таблица 1. Зависимость модулей стока взвешенных наносов от степени хозяйственной освоенности бассейнов рек различных климатических поясов мира (по А.П. Дедкову и В.И. Моэжерину, 1984).

Пояса	Зоны	Слабо хозяйственно освоенные бассейны ¹				Сильно хозяйственно освоенные бассейны ²			
		Зональные реки $S_{\text{вод.}} < 5\,000$ км^2		Азональные реки $S_{\text{вод.}} > 5\,000$ км^2		Зональные реки $S_{\text{вод.}} < 5\,000$ км^2		Азональные реки $S_{\text{вод.}} > 5\,000$ км^2	
		N ³	г ⁴	N	г	N	г	N	г
Субарктика	Тундра и лесотундра	26	5,8±3,6	5	11±4,7	-	-	-	-
Умеренный	Тайга и смешанный лес	116	10±8,5	163	6,5±0,8	103	57±20	18	25±25
	Пироклиственный лес	26	7,4±4,1	3	1,8±1,1	218	140±24	58	91±40
	Лесостепь	3	17±30	1	1,2	64	88±29	27	50±57
	Степь	4	4,4±3,1	-	-	116	100±40	59	36±16
	Полупустыня	41	5,8±4,5	23	2,4±1,5	3	20±6,8	1	53
Субтропический	Лес	10	37±11	1	19	17	850±240	9	90±49
Тропический	Саванна	1	15	4	14±6,9	20	150±45	3	86±23
	Тропический лес	-	-	1	100	3	440±410	4	620±520

Примечание: ¹ – в лесных зонах затесённость более 70%, в преимущественно степных зонах распаханность менее 30%; ² – затесённость менее 30% или распаханность более 70%; ³N – число речных бассейнов; ⁴г – среднеегодовое модуль стока взвешенных наносов т/км² в год

зонам возрастает в 5-25 раз, а во-вторых, гораздо отчетливее проявляются зональные отличия, обусловленные, прежде всего, неодинаковой структурой и слоем осадков (Ludwig, Probst, 1996). Подобный прирост материала, транспортируемого речными потоками, обусловлен значительным увеличением темпов эрозионных процессов вследствие сведения лесов и распашки

земель. При этом сток взвешенных наносов горных рек в естественных условиях превышает сток наносов зональных, равнинных рек умеренного климатического пояса в 5-16 раз (табл.2), при высокой антропогенной нагрузке на водосбор выше всего в 2-5 раз (табл.3). Это неудивительно,

Таблица 2. Модули стока взвешенных наносов гор и равнин зон в речных бассейнах со слабой степенью изменения ландшафтов (по А.П. Дедкову и В.И. Мозжерину, 1984)

Ландшафтная зона	Зональные реки $S_{\text{вод}} < 5\,000 \text{ км}^2$			Азональные реки $S_{\text{вод}} > 5\,000 \text{ км}^2$		
	r_m	r_p	r_m/r_p	r_m	r_p	r_m/r_p
Субнивальная	340	5,8	59	96	11	8,7
Тайга и смешанный лес	53	10	5,3	21	6,5	3,2
Широколиственный лес	120	7,4	16	78	1,8	43
Лесостепь	140	17	8,2	-	-	-
Степь	50	4,4	11	-	-	-
Полупустыня	43	5,8	7,4	36	2,4	15
Субтропический лес	220	37	5,9	-	-	-
Саванна	140	(15)	9,3	72	14	5,1
Тропический лес	-	-	-	420	100	4,2

Таблица 3. Модули стока взвешенных наносов гор и равнин зон в речных бассейнах с сильной и средней степенью изменения ландшафтов (по А.П. Дедкову и В.И. Мозжерину, 1984)

Ландшафтная зона	Зональные реки $S_{\text{вод}} < 5\,000 \text{ км}^2$			Азональные реки $S_{\text{вод}} > 5\,000 \text{ км}^2$		
	r_m	r_p	r_m/r_p	r_m	r_p	r_m/r_p
Тайга и смешанный лес	180	57	3,1	(88)	25	3,5
Широколиственный лес	325	140	2,3	240	91	2,6
Степь	140	29	4,8	88	12	7,3
Полупустыня	320	11	29	190	9,9	19
Субтропический лес	1400	449	3,1	160	84	1,9
Саванна	620	54	11,5	610	75	8,1
Тропический лес	280	440	0,63	(660)	620	1,1

поскольку современное землепользование в горах в ряде случаев снижает потери почвы. Так проведение противоэрозионных мероприятий, таких как террасирование склонов, создание наносоулавливающих резервуаров в днищах верхних звеньев гидрографической сети и ловушек наносов на речных поймах, способствует задержанию значительной части наносов склоно-

вого происхождения. На наиболее эрозионно-опасных склонах проводится восстановление лесов. Обратная картина наблюдается только для зональных рек полупустынь, что связано с преобладанием экстремального стока в данной ландшафтной зоне (Schumm, 1969).

При современных климатических условиях водные потоки являются одним из основных агентов денудации суши и наряду с рельефом определяют интенсивность трансформации поверхности в большинстве природно-климатических зонах мира (Маккавеев, 1982). Отсутствие сети режимных наблюдений на ряде крупных рек мира не позволяет достоверно определить суммарный вынос речных наносов за пределы суши. Существует несколько вариантов расчёта суммарного стока взвешенных наносов рек мира в моря и океаны, которые оценивают его от 8,3 (Mackenzie, Garrels, 1966) до 51,1 млрд. тонн в год (Fournier, 1960). Большинство оценок находится в интервале от 12,7 (Лопатин, 1952) до 26,7 (Jansen, Painter, 1974) миллиардов тонн в год. Вклад остальных составляющих глобального баланса вещества несопоставимо меньше. Сток растворённых веществ оценивается в 3,0-4,0 миллиарда тонн в год (Walling, Webb, 1987). Воздушными потоками переносится не более 2,6 миллиардов тонн в год (Лосев, 1989), а вклад ледников и абразии в суммарное поступление минеральных частиц близок по величине и составляет по 0,3-0,4 млрд. тонн в год (Лосев, 1989). Следовательно, годовое количество продуктов механической денудации, доставляемых с суши в океан речным стоком, составляет около 70% от суммарного выноса в океан всеми агентами денудации (Маккавеев, 1982).

Сток наносов рек в наибольшей мере является функцией рельефа, слоя и интенсивности осадков и их распределения во времени, а также зависит от площади данной ландшафтной зоны. Поэтому 40% от суммарного стока взвешенных наносов рек формируется во влажных тропиках, 21% – во влажном умеренном климате, 5% – в районах с полярным климатом и, наконец, 34% – в сухих тропиках и бассейне р. Хуанхэ, принадлежащем к умеренной климатической зоне, но по характеру выпадения осадков более близкому к сухим тропикам (Ludwig, Probst, 1996). Согласно последним оценкам суммарные потери почвы вследствие развития различных видов эрозии на сельскохозяйственных землях составляют по максимуму 75 млрд. тонн в год (Pimental et al, 1995). Данная величина получена исходя из ежегодного прироста площадей смытых почв. Тем самым она автоматически включает и результаты воздействия ветровой эрозии почв, доля которой достаточно велика, особенно в степных и полупустынных районах. Вероятно, и темпы смыва почв несколько завышены. Так, по более ранним оценкам Л. Брауна (Brown, 1984) ежегодные потери почв с пахотных земель составляют около 26 млрд. тонн. Наконец, исследования, проведённые в рамках программы GLASOD, позволили оценить суммарные потери почвы в 50 млрд. тонн в год. Поэтому для достаточно грубой оценки коэффициента доставки наносов с освоенных склонов в Мировой океан правомерно проводить сопоставления между суммарными потерями почвы с пахотных зе-

мель и 50% суммарного выноса реками взвешенных наносов. Принимая во внимание крайние из средних оценки суммарного стока рек мира (Лопатин, 1952; Jansen, Painter, 1974), коэффициент доставки наносов составит в этом случае 13,5–20%, что как минимум вдвое превышает имеющиеся представления о коэффициентах доставки наносов в крупные реки (Маккавцев, 1955; Walling, 1983). Следует учитывать, что коэффициенты доставки наносов со склонов в речные русла в горных районах или на сильно расчленённых плато близки к 100% (Walling, 1983). Вклад рек, дренирующих данные территории, в суммарный сток взвешенных наносов никак не меньше 50%. Следовательно, коэффициенты доставки наносов в моря и океаны для крупных рек равнин и низменностей едва ли превышают 8%.

Таким образом, в пределах равнинных территорий подавляющая часть продуктов денудации, и в первую очередь наносы эрозионного происхождения, аккумулируется в пределах речных водосборов. Доля наносов, отлагающихся на пути транспортировки со склонов в русло реки, функционально зависит от площади водосбора (Walling, 1983). Соотношения несколько изменяются от региона к региону, но связь в каждом конкретном речном бассейне остаётся устойчивой для рек с площадью бассейна свыше 100 км². Она обусловлена закономерным изменением гидравлических характеристик водных потоков по мере увеличения водности в конкретных ландшафтных условиях данного водосбора. Но для малых рек и ручьёв с площадью водосбора менее 100 км² подобная связь практически отсутствует. Предполагается, что для таких водосборов на первый план выходят другие факторы, в первую очередь, доля пашни и тип севооборота, взаимодействие которых и определяет соотношение эрозии и аккумуляции в данных бассейнах (Маккавцев, 1955). Между тем, именно водосборы небольших водотоков составляют основную площадь водосбора более крупной реки (Нежиховский, 1971) и тем самым определяют сток наносов в её бассейн. Так протяжённость долин (включая долины с отсутствием постоянного стока) первого-второго порядков составляет в различных речных бассейнах южного мегасклона Русской равнины более 70–80% (рис.1). Поэтому необходимо более тщательно исследовать особенности накопления продуктов денудации в пределах малых речных бассейнов.

Общие закономерности перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети

Наносы, формирующиеся при смыве и размыве почв на склоновых водосборах, могут достигать речных долин различными путями. Чаше они доставляются не прямо в речную долину, но проходят несколько промежуточных звеньев флювиальной сети. Можно выделить четыре основных пути доставки наносов с распаиваемых склонов междуречий в днища долин.

1. Наносы поступают со склонов через систему ложбин в днища субдольных долин.

При этом происходит частичное переотложение наносов в пределах пашни, на её границе с нераспахиваемым участком склона на бортах долин.

Повторная мобилизация наносов на нераспахиваемых бортах долин может осуществляться только при формировании бортовых овражных врезов.

2. Наносы с распахиваемых склонов поступают к их подножиям без концентрации в чётко выраженных понижениях рельефа, и их значительная часть пересоткадывается непосредственно по краю пашни, но некоторая часть транспортируется в днища долин с частичной аккумуляцией по их бортам.

3. Наносы со склонов поступают в вершину активного склонового или бортового оврага и совместно с продуктами овражных размывов доставляются в днища долины. При этом на определённом этапе развития овраг начинает трансформироваться в аккумулярующее наносы понижение (балку, лог, ложину и т.п.).

4. Наносы со склонов поступают непосредственно в днище долины, если её склон распахан до дна.

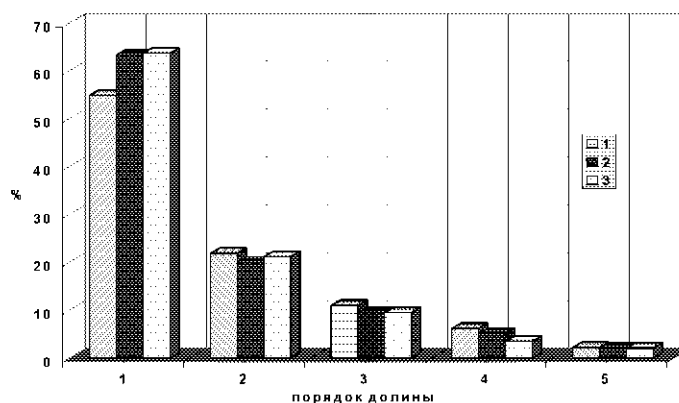


Рис. 1. Протяжённость речных долин 1-5 порядка в различных речных бассейнах южного мегасклона Русской Равнины:

1 – Верхнего Дона до слияния с Красивой Мечей; 2 – Хопра; 3 – Северского Донца.

Наконец, при определённом удалении пашни на склонах междуречья от линейных флювиальных форм все наносы, смываемые со склонов, могут аккумулироваться на задернованных участках склонов междуречий, отделяющих пашню от овражно-балочной сети. Доля наносов, отложившихся по пути транспортировки со склонов в днище долины, может быть оценена из уравнения:

$$\Delta W = W_e - W_a \quad (1)$$

где ΔW , м^3 – доля наносов, отложившихся по пути транспортировки наносов со склонов в днище долины; W_e , м^3 – объём эродированных наносов; W_a , м^3 – объём аккумулярованных наносов.

Дальнейший транспорт наносов в долинной сети протекает поразному в зависимости от наличия или отсутствия руслового вреза в днище долины, его обводнённости и морфологических характеристик. Параметры русла верхних звеньев речной сети в ненарушенном состоянии характеризуются соотношением глубины плёсовых ложин к ширине русла 0,08-0,16 (Ржаницын, 1985), которые соответствуют среднегодовым расходам воды для территории с заданной увлажнённостью. Так в умеренной климатической зоне выделяются зоны избыточного и недостаточного увлажнения, в пределах которых структура постоянной гидрографической сети существенно отличается. Для зоны избыточного увлажнения, где важную роль в питании водотоков первого порядка играет внутрипочвенный сток, постоянный сток в русле часто сохраняется даже при условии заиливания родников, т.е. выходов на поверхность грунтовых вод. Но в этом случае параметры русловых врезов изменяются в сторону резкого снижения глубины. В результате пропускная способность русла становится ничтожно малой, и даже незначительное изменение водности ведёт к затоплению пойменных уровней. По существу механизм транспорта наносов в таких потоках несущественно отличается от транспорта наносов в суходольных долинах, где постоянный сток воды в течение года отсутствует. Суходольные долины более характерны для зоны с недостаточным увлажнением, хотя они встречаются и на территориях с избыточным увлажнением. Их происхождение может быть связано с общим изменением увлажнения территории при колебаниях климата и/или изменениями режима стока воды и наносов ввиду распашки водосбора. Таким образом, суходолы и долины с сильно трансформированным русловым врезом постоянного водотока могут быть выделены как самостоятельный элемент гидрографической сети. Он находится на пути транспортировки наносов с пахотных склонов в речные русла и, являясь самостоятельным звеном, значительно влияет на долю наносов бассейнового происхождения в речном стоке. Подобные долины в дальнейшем мы назовём верхними звеньями флювиальной сети, понимая под этим термином линейные понижения, обладающие чертами долины (чётко выраженное днище с возможно различными уровнями или наличием вторичных врезов). Подобные долины имеют различные местные названия – лог, балка, суходол, dry creek (сухая долина), и тому подобные, но по своему функциональному значению в системе доставки наносов со склонов в русла рек принадлежат к единой группе.

Речной бассейн следует рассматривать как каскадную систему, состоящую из серии подсистем, динамически связанных потоками массы и энергии (Chorley, Kennedy, 1971). Система речного бассейна с постоянным водотоком является наиболее устойчивой в пространственно-временном аспекте, поскольку в её пределах сток воды, наносов и растворённых веществ происходит непрерывно (Алексеевский, 1998). Она состоит из вложенных друг в друга подсистем верхних звеньев флювиальной сети, склоновых водосборов и отдельных склонов и их частей, как элементарных

морфологических единиц (Тимофеев, 1984). Перераспределение вещества на склонах подчиняется закону гравитации и всегда направлено в сторону максимального уклона. При однородном использовании водосбора представляется возможным выделить только гипсометрически верхние границы, которые располагаются на участках смысли направления вектора силы тяжести на диаметрально противоположенный. Однозначно определить нижние границы элементарных морфологических единиц (ЭМЕ) склонов, исходя из их морфологии, не представляется возможным. Поэтому сочетание склонов, объединённых в склоновый водосбор можно рассматривать как литодинамическую подсистему первого порядка, то-есть совокупность взаимосвязанных вещественными, энергетическими и информационными связями компонентов. Интенсивность процессов перераспределения наносов в пределах пашни и на участке от границы пашни до бровок крупных эрозионных форм определяется типами сочетаний между отдельными компонентами или литодинамическими зонами, индивидуальными, структурно однородными, неделимыми поверхностями, отличающимися особенностями проявления эрозионно-аккумулятивных процессов. Индивидуальность литодинамических зон или элементов склонового рельефа заключается в строго определённом географическом положении и определённых морфометрических характеристиках – форме, размерах, площади, продольном и поперечном профиле, уклоне.

Структурная однородность заключается в сходимости в любой точке литодинамической зоны (ЛДЗ) её составляющих – подстилающих пород, почв и растительности. неделимость – есть невозможность разделить ЛДЗ на две или более подобных ЛДЗ. При этом ЛДЗ может быть не только элементарной поверхностью, но и формой рельефа (ложбина, потяжина и т.п.). Литодинамические зоны отделены друг от друга переходными зонами или литодинамическими границами, в пределах которых происходит трансформация эрозионно-аккумулятивных процессов, которые можно считать частным случаем структурных линий, являющихся основой геоморфологического землеустройства (Тимофеев, 1994). Поскольку эрозионно-аккумулятивные процессы направлены от высоких гипсометрических уровней к более низким, то литодинамические системы можно отнести к системам потокам (Симопов, 1988). Отсюда, литодинамическая граница – это полоса минимальных гипсометрических отметок литодинамической зоны, в пределах которой происходит трансформация эрозионно-аккумулятивных процессов, или граница между соседними литодинамическими зонами, находящимися гипсометрически одна выше другой. Если две литодинамические зоны контактируют в любом другом соотношении, то граница между ними не является границей, через которую идут потоки вещества, движимые эрозионно-аккумулятивными процессами. Такие границы несут лишь энергетическую и информационную нагрузку, распределяя осадки, тепло и т.п.; представляют собой разнорядковые водоразделы, и могут быть названы структурными линиями (Тимофеев, 1994).

Таким образом, рассмотрев составляющие литодинамической системы (ЛДС), можно сделать вывод о её структуре. ЛДС – это совокупность литодинамических зон и разделяющих их литодинамических ЛДГ границ и структурных линий СЛ. Так как ЛДГ и водоразделы – носители вещественно-энергетических и информационных связей, то они могут быть отнесены к структуре ЛДС, поскольку связи между составляющими есть неотъемлемый элемент структуры (Симонов. 1988). Литодинамическая подсистема склонового водосбора, может рассматриваться как составная часть более крупных ЛДС: верхних звеньев флювиальной сети или речного водосбора. Для оценки функционирования ЛДС применима модель “белого ящика”, которая предусматривает рассмотрение процессов во всех компонентах, их взаимосвязях и в системе в целом (Walling, 1983).

Все литодинамические границы по происхождению можно разделить на три типа: естественные, техноплагенные (Розанов, 1980) и техногенные. К числу естественных границ относятся все возможные сочетания переходов от одной ЛДЗ к другой, если установлено, что образование элемента рельефа, например, ложбины, балки и т.д. произошло только вследствие природных процессов без вмешательства человека. На практике в пределах территорий с интенсивным сельскохозяйственным освоением большинство эрозионных форм образуется при прямом (техногенные границы) или косвенном (техноплагенные) воздействии человека.

Все литодинамические зоны по преобладанию процессов эрозии или аккумуляции могут быть достаточно условно разделены на различные типы: эрозионные, аккумулятивные и транзитные. Для эрозионных ЛДЗ характерен вынос материала за их пределы, в результате чего происходит понижение поверхности относительно равномерное в случае преобладания плоскостного смыва или избирательное при развитии линейных эрозионных форм. Аккумулятивные ЛДЗ характеризуются итоговым накоплением отложений, отражающимся в рельефе в виде регулярного повышения абсолютных отметок. Степень равномерности отложения наносов изменяются в зависимости от источников поступления и их пространственного положения относительно различных частей данной ЛДЗ. Транзитные ЛДЗ характеризуются сопоставимыми величинами поступления материала и его выноса за пределы зоны. В результате не происходит существенных изменений высоты поверхности данной зоны. Очевидно, что в процессе развития рельефа конкретного водосбора непрерывно происходит трансформация границ отдельных ЛДЗ, пространственно привязанных к определённым элементам рельефа; в отдельных случаях изменяется и тип ЛДЗ. В качестве примера можно привести ложбины, часто встречающиеся на пахотных склонах. В момент и в течение некоторого времени после образования, если их происхождение было обусловлено распахкой, они относятся к эрозионному типу, поскольку происходит вынос материала. Однако через некоторое время доминирующим процессом становится транзит наносов, а при определённых условиях формирования стока наносов на склоне может наблюдаться и пре-

обладание аккумуляции. При этом во всех случаях ложбина выделяется как самостоятельный элемент рельефа.

В свою очередь литодинамические границы ЛДГ можно подразделить на консервирующие, где аккумулируется более 90% проходящих через неё наносов; аккумулятивные (90-50%); транзитные (50-5%); активные (менее 5% аккумуляции или эрозия).

Литодинамические зоны и литодинамические границы, их разделяющие, выделяются при крупномасштабном геоморфологическом картографировании территории и пространственно совпадают с различными элементами рельефа исследуемого водосбора. Соответственно при количественной оценке перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети основная задача состоит в выявлении доли материала, доставленного или удаленного, для каждой литодинамической зоны, входящей в данный водосбор, за определенный промежуток времени. Соотношение наносопоставляющих и наносоконсервирующих ЛДЗ определяет в итоге долю склоновых наносов, доставляемых в речное русло конкретного водосбора.

Анализ трансформации стока наносов в верхних звеньях флювиальной сети равнин умеренного пояса

В наибольшей мере деятельностью человека затронуты ландшафты умеренного климатического пояса (Рябчиков, 1972), в пределах которого распространены наиболее плодородные черноземные почвы. Равнины умеренного климатического пояса являются основной сельскохозяйственной зоной мира и одним из наиболее плотно заселенных районов на Земле, что предопределяет повышенное внимание как к сохранению продуктивности почв, так и к качеству поверхностных вод, которое во многом зависит от интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов на речных водосборах. Учитывая, что именно на равнинах умеренного пояса наиболее широко используются современные технологии обработки земель и повышения плодородия почв, представляется чрезвычайно важным иметь ясное представление о существующих потерях питательных веществ и возможных потерях в будущем. В частности более 75% фосфора (Савенко, 1999) и 95% ¹³⁷Cs транспортируется исключительно с почвенными частицами (Walling, 1998).

Согласно физико-географическому районированию умеренный климатический пояс в северном полушарии охватывает центральные части североамериканского и евразийского континентов и южную оконечность Южной Америки. Значительную его часть занимает тайга, в пределах которой воздействие деятельности человека на сток наносов малых рек обусловлено вырубкой и трелевкой леса, развитием добычи полезных ископаемых и другими локальными нарушениями. Обширные площади на западе США, в центральной Азии и в Южной Америки занимают полупустыни и пустыни. Здесь из-за недостатка влаги постоянный сток отмечается только на крупных реках, а земледелие – только очаговое и орошаемое. Наконец, значительные площади в центре Европы, Сибири, Средней Азии и запада и вос-

тока США занимают высокогорные и горные территории. Оставшаяся часть умеренного пояса, а именно зоны смешанных и широколиственных лесов, лесостепей и степей (прерий) в США, Канаде, Европы, на юге Сибири и в восточной части Китая, является основным сельскохозяйственным и сельскохозяйственным районом мира

Земледельческое освоение отдельных регионов в пределах равнин умеренного климатического пояса началось около 5-6 тысяч лет назад (Starkel, 1987; Evans, 1993; Сычева и др., 1998). На этот период пришлось широкое освоение Великой Китайской равнины. В остальных регионах – в пределах предгорных равнин и межгорных котловин Центральной и Западной Европы, на юге лесной и в лесостепной зонах Русской равнины – развивалось очаговое земледелие (Starkel, 1987). Только в эпоху позднего неолита сведение лесов в лесовых регионах Европы затронуло около 15% речных бассейнов (Kruk, 1988), что сказалось на усилении аккумуляции наносов в речных долинах и озёрных котловинах (Starkel, 1987). Аналогичный всплеск эрозии пришёлся на конец Бронзового века, когда произошло сведение смешанных лесов (Starkel, 1987). Но только 800-1000 лет назад началась массовая распахка земель в пределах равнин Западной и Центральной Европы (Starkel, 1987; Bork, 1989), которая была связана с ростом численности населения и совершенствованием технологий обработки почвы. В этот период начался рост площади пашни на юге лесной зоны Русской равнины, достигший своего максимума в XV-XVI веках. Интенсивная распахка земель большей части лесостепной и степной зон юга Сибири, Русской равнины и Великих американских равнин, начавшись 200-250 лет назад, завершилась только к середине XX века (Иванова и др., 1996; Watson et. al, 1997).

Помимо длительности земледельческого освоения важной характеристикой, определяющей интенсивность перераспределения наносов в пределах верхних звеньев флювиальной сети, является рельеф. В самом общем виде выделяются платформенные и предгорные равнины и межгорные котловины. Общей чертой данных территорий является наличие покрова рыхлых четвертичных отложений различного происхождения, перекрывающих слои различной мощности дочетвертичные отложения преимущественно осадочного происхождения. Все равнины умеренного климатического пояса могут быть разделены по времени сельскохозяйственного освоения и положению в рельефе на следующие группы (рис.2). В начале были освоены предгорные равнины и межгорные котловины, и только затем платформенные равнины. Такая последовательность интенсивного сельскохозяйственного освоения, обусловлена, вероятно, климатическими и социально-историческими причинами.

Зона древнейшего земледельческого освоения с продолжительностью освоения более 2 000 лет в пределах умеренного климатического пояса расположена на Северо-Китайской равнине, которая сформировалась на дифференцированно опускающихся блоках Синийской платформы. В дои-

историческое время интенсивные перестройки русел малых рек в пределах равнины происходили после каждого крупного летнего паводка на р. Хуан-хэ. Это связано с ежегодным выносом в среднем 2 млрд. тонн преимущественно склоновых наносов, более 80% которых перераспределялось в пределах малых рек Северо-Китайской равнины (Zhang, Xie, 1990). После сооружения берегоукрепляющих дамб только выдающиеся паводки приводили к аналогичным перестройкам речной сети, которая с началом освоения территории превратилась в элемент ирригационной системы. Особенностью земледелия в Китае является террасирование склонов и мелкая нарезка полей. В пределах равнины в русла рек поступает до 40% наносов со склонов междуречий, главным образом в период

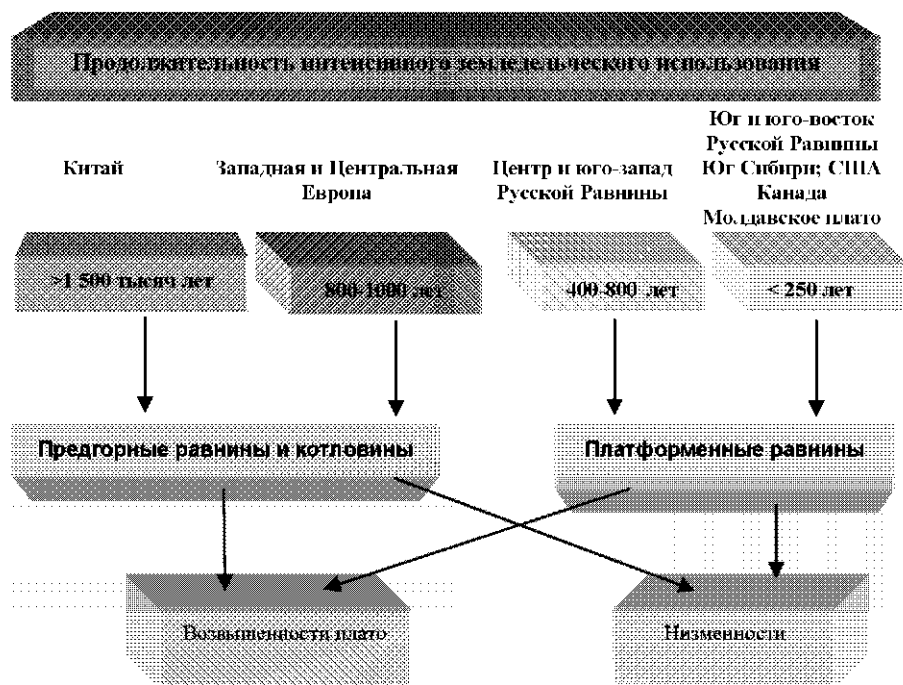


Рис. 2. Территориальное деление равнин умеренного пояса по продолжительности интенсивного земледельческого освоения и характеру рельефа

выпадения муссонных дождей в июле-августе (Gong, Xu, 1987). В то же время высокая неравномерность выпадения осадков в течение года вынуждает практически повсеместно за исключением северных районов использовать орошение. С 70-х годов XX века за счёт отбора воды на орошение сток рек Северо-Китайской равнины уменьшился на 52%, что привело к усиле-

нию темпов заиления русел (Gong, Xu, 1987). Большинство русел малых рек обвалованы дамбами, русла ручьев и мельчайших рек обычно спрямлены и по существу являются каналами.

Малые реки Северо-Восточных равнин Китая в меньшей степени подвержены заилению, хотя здесь и не используется террасирование склонов, поступление наносов в реки незначительно ввиду невысокого эрозионного расчленения территории. Кроме того, значительная часть наносов, смываемых с пашни, аккумулируется в блюдцеобразных понижениях, характерных для аллювиально-пролювиальных равнин. Тем не менее в настоящее время многие русла малых рек канализированы с целью снижения заболачивания территорий. Таким образом, малые реки сельскохозяйственно освоенных равнин Китая можно назвать антропогенно-преобразованными. Причем, человек поддерживает созданные им условия стока воды и наносов в реке.

Большинство низменных и возвышенных равнин западной и центральной Европы относятся к территориям древнего интенсивного сельскохозяйственного освоения, составляющего порядка 800-1000 лет. Современные темпы склонового смыва в пределах низменных равнин (Польской, Северо-Германской, Фландрской) не превышают 1 т/га в год (Alstrom, Bergman, 1990), что даже при предельной распашке водосбора не может привести к заилению малых рек и ручьев, особенно учитывая достаточное увлажнение территории. Плотная травянистая растительность обладает высокой кольматирующей способностью. В результате естественный травостой в полосе шириной 30 м, отделяющий пахотный склон от русла ручья, полностью перехватывает наносы, смытые с пашни (Kronvang et. al., 2000). В то же время близость пахотных угодий к водотокам способствует нарастанию эвтрофикации водоемов, прежде всего, за счёт поступления фосфора (Kristensen, Hansen, 1994), что косвенно свидетельствует о некотором увеличении поступления наносов в русла водотоков, так как фосфор мигрирует преимущественно в нерастворённом виде. Переувлажнённость низменных приморских равнин запада Европы способствует частым наводнениям. Это заставляло жителей с начала сельскохозяйственного освоения проводить мероприятия по регулированию стока, включающие создание отводных каналов и шлюзов для регулирования стока, спрямление и очистку русел рек. В результате сельскохозяйственное освоение территории низменных равнин Европы привело к увеличению протяжённости гидрографической сети, а её низкая устойчивость к заилению ввиду небольших уклонов русла компенсируется регулярным проведением дноуглубительных работ.

Интенсивность перераспределения наносов на водосборах малых рек возвышенных равнин и плоскогорий западной Европы несколько выше. Наибольших значений она достигает в лёссовом поясе, протягивающемся от предгорий Арденн до Судет, где зафиксированы максимальные темпы смыва с пашни до 40 т/га в год (Bollinne, 1985). Основной фон среднегодовых величин смыва в лёссовом поясе находится в интервале от 0,8 т/га

(Vandaele, Poesen, 1995) до 3, 5 т/га (Baade et al., 1993). Учитывая, что коэффициенты доставки наносов в пределах склоновых водосборов данного региона находятся в интервале от 14 до 67% (Asselman, 1997), то объёмы наносов, доставляемые со склонов в верхние звенья флювиальной сети, в ряде случаев превышают транспортирующие возможности постоянных водотоков первого-второго порядка. Это неизбежно приводит к их заилению.

Доминирующим процессом в нераспределении наносов в пределах Парижского бассейна, где лёссы встречаются эпизодически, является переотложение наносов внутри пахотных склонов. Основной транспорт наносов в русла рек осуществляется по дренажным трубам, проложенным с целью снижения влажности почвы, и не превышает в среднегодовом исчислении 0,05 т/га (Sogon et al., 1999). За длительную историю освоения равнин западной Европы наиболее интенсивно эрозионные процессы происходили в XIII-XIV века, когда был отмечен мощный всплеск овражной эрозии, охватившей различные регионы Германии и приведший к заилению малых рек (Bork, 1986). Реконструкции объёмов смыва и размыва этого периода позволяют говорить о среднегодовом смыве 14 т/га с максимальными значениями в отдельных регионах до 48 т/га (Bork et al., 1998). При этом усиление темпов овражной эрозии произошло в период максимальной распашки склоновых земель (рис.3).

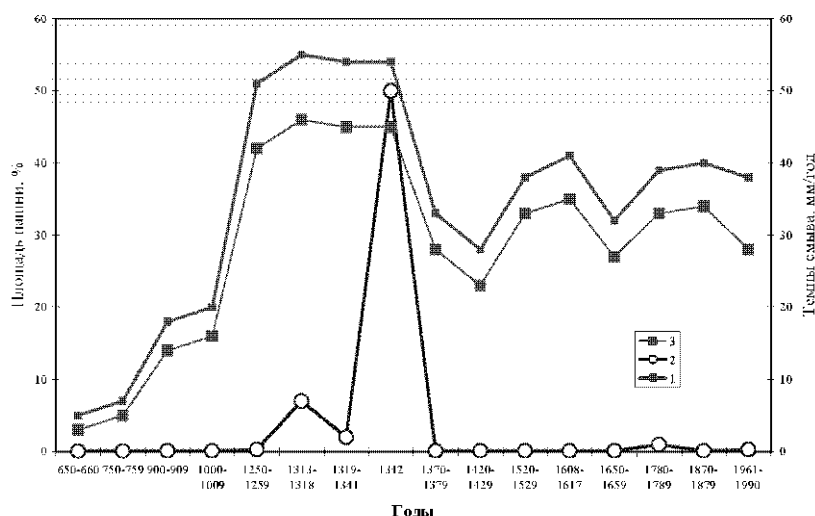


Рис.3. Динамика изменений площади пахотных, в том числе эрозионноопасных земель и темпов смыва в Германии за период сельскохозяйственного освоения (Bork et al., 1998): 1 – площадь эрозионноопасных пахотных земель; 2 – темпы смыва с эрозионноопасных пахотных земель; 3 – общая площадь пахотных земель.

Аналогичные процессы, вероятно, происходили в этот период и в других плотно заселённых странах северо-западной Европы, в частности в Бельгии и северной Франции, хотя документальных свидетельств подобных явлений не сохранилось. Рост доли пропашных культур в севооборотах северо-западной части Европы в заключительные десятилетия XX века способствовал некоторому увеличению объёмов выноса наносов в русла малых рек (Boardman, 1993). Регулирование стока в руслах малых рек возвышенных равнин Европы заключается в создании паводкозащитных дамб.

Повышенное поступление наносов в малые реки отмечено в последние годы и в Англии (Evans, 1990). Однако традиционно площади пашни в Англии не достигали значительных величин, что наряду с преобладанием дождей низкой интенсивности не способствовало ускоренному заилению малых рек на обширных площадях. Тем не менее достаточно большие уклоны склонов и наличие ложбинных понижений на пашне способствуют тому, что коэффициенты доставки наносов с распахиваемых водосборов в русла ручьёв и малых рек различных частей Великобритании за последнее столетие составили 0,2-0,4 (Owens et al., 1997; Barlow, Thompson, 2000). Это привело к аккумуляции в слое более 1,5 м наносов в днищах долин водотоков 1-2 порядков (Foster et al., 1996). В то же время избыточная увлажнённость территории способствует поддержанию постоянного стока даже в небольших ручьях. Для более широких долин третьего и больших порядков характерен выпукло-вогнутый профиль склонов, что способствует аккумуляции более половины наносов внутри и по нижнему краю пашни, а вынос наносов за пределы пахотных склонов составляет не более 5% (Walling, Bradley, 1988). Кроме того, традиционные посадки плотных кустарников ("живые изгороди"), окаймляющие отдельные наделы земли, способствуют аккумуляции значительной части смываемых наносов по нижней периферии пашни (Walling, 1990).

Территории с продолжительностью интенсивного сельскохозяйственного освоения 150-250 лет охватывает восток, центр и север США, часть степной зоны Канады, а также степную зону Украины и России вплоть до Забайкалья и Молдавское плато. В пределах этих территорий существуют отдельные небольшие арсалы с более длительным освоением. Спецификой сельскохозяйственного освоения всех равнин США является резкое нарастание площадей пахотных земель и большая доля пропашных культур в севооборотах. Особенности характера расчленения территории, истории развития рельефа, состава отложений, прорезаемых флювиальной сетью, и пространственное распределение осадков на территории США и Канады позволяют выделить, по крайней мере, четыре района, в пределах которых различное сочетание основных факторов привело к различной динамике изменений перераспределения наносов в пределах бассейнов малых рек (рис.4). Юго-восточный район, включающий предгорные равнины Аппалачей и бассейны левобережных притоков нижнего течения р. Миссисипи в пределах Прибрежной равнины, который в основном принадлежит к субтропическому климатиче-

скому поясу, но по характеру освоения земель тяготеет к умеренной зоне. Он характеризуется максимальной интенсивностью перераспределения наносов за период земледельческого освоения. Центральный район охватывает территорию центра Великих равнин. Территория, примыкающая к Великим озёрам, относится к северному району. Предгорные равнины, плато и межгорные котловины Скалистых гор входят в северо-западный район. Колонизация предгорных равнин восточного побережья началась в начале XVIII века и сопровождалась сведением лесов с одновременной распашкой земель, что немедленно привело к развитию интенсивной овражной эрозии и плоскостному смыву. Благодаря достаточно большим уклонам обрабатываемых склонов значительная часть наносов доставлялась в речные русла, которые достаточно быстро были заилены (Trimble, 1974). При этом в водотоках первых порядков ввиду больших уклонов русел и резкого увеличения коэффициента поверхностного стока активизировалась донная эрозия, которая по ряду ручьёв продвигается вверх по течению вплоть до настоящего времени (Prestegueard, 1988). К началу XIX века с момента массового земледельческого освоения аналогичные процессы охватили западные предгорные равнины Аппалачей, где благодаря широкому возделыванию хлопчатника в сочетании с максимальной для США интенсивностью и повторяемостью ливневых осадков (Nicks et al., 1993) темпы денудации междуречий достигли катастрофических размеров (Gray, 1958). Начиная с 30-х годов XX века в связи с участвовавшими наводнениями, проводились работы по очистке русел рек от наносов с одновременным спрямлением их русел. Это привело к интенсификации врезания русел выше участков спрямления и заилению водотоков более высоких порядков, расположенных ниже по течению (Simon, Darby, 1997; Wilson, 1997). Врезание русел сопровождалось усилением боковой эрозии берегов и формированием овражных врезов.

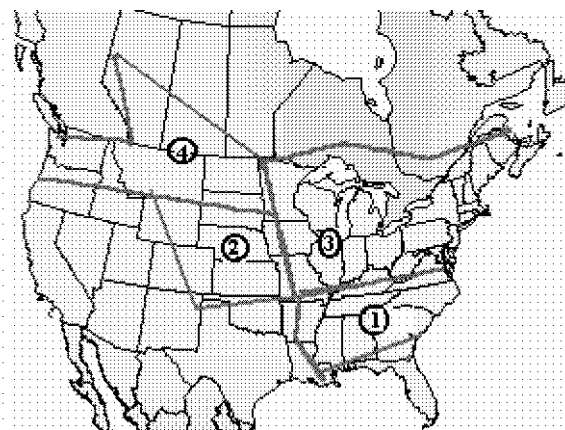


Рис. 4. Районирование зоны интенсивного земледельческого освоения Североамериканского континента по особенностям перераспределения наносов в бассейнах малых рек: районы 1 — юго-восточный, 2 — центральный, 3 — северный, 4 — северо-западный; — границы районов.

В середине XIX века началось сельскохозяйственное освоение центра Великих равнин, которое совпало по времени с периодом активного естественного врезания крупнейших рек региона (Миссури, Уабаш и Огайо) в толщу легкоразмываемых четвертичных лёссов (Lohnes, 1997). В результате роста поверхностного стока с пахотных склонов в 2-3 раза расходы воды в реках возросли в 10-50 раз (Piest et al., 1976). Врезание рек привело к активизации овражной эрозии и усилению поступления склоновых наносов в речные русла. В связи с распашкой склонов и преобладания посевов кукурузы резко возрос и ливневой смыв, который привёл к интенсивной аккумуляции наносов в долинах первых порядков. В настоящее время идёт этап вторичного врезания донных оврагов в днища долин первых порядков. Их вклад в суммарный вынос наносов с малых склоновых водосборов, составляющий 10-15 т/га в год, достигает 20-25% (Spomer et al., 1973).

Отличительной особенностью территорий северного района, который был впервые распашан также в середине XIX века, является высокая переувлажнённость почв и заболоченность относительно плоских равнин (Wiebe et al., 1996). Здесь на фоне некоторого снижения темпов ливневого смыва в связи с уменьшением слоя и интенсивности дождей увеличивается вклад талого смыва. Наличие большого количества заболоченных понижений, являющихся истоками ручьёв, способствует аккумуляции в них смываемого с пашни материала. Большинство водотоков первых порядков после сельскохозяйственного освоения оказались заилены, и теперь в их днищах задерживается основная масса наносов, смываемых со склонов. Среднегодовые темпы смыва в данном районе за весь период освоения составляют 20-25 т/га в год (Kreznor et al., 1992; Norton, 1986) при среднем вкладе овражных размывов 33 % (Mitchell, Bubenzer, 1980). Проведение противоэрозионных мероприятий в период 1950-1980 гг (контурное и полосное земледелие) привели к снижению темпов смыва практически вдвое (Spomer et al., 1973). В настоящее время широкое распространение нулевой обработки почв свело к минимуму поверхностный смыв с обрабатываемых полей.

Северо-западный район, занимающий обширные волнистые равнины в верхнем течении р. Миссури и бассейне р. Саскачеван, был освоен в начале XX века, но площади пахотных земель нарастали постепенно вплоть до 60-х годов. Распашка земель привела к развитию водной и ветровой эрозии и общему сглаживанию мезорельефа междуречий (Moulin et al., 1994). Это связано с особенностями рельефа местности, с обилием бессточных понижений на междуречьях, наличие которых способствует преимущественному пересотложению наносов в пределах пахотных склонов. Состав отложений существенным образом влияет на темпы перераспределения наносов. Так эрозия на песчаных почвах приводит к потерям 16 т/га в год, тогда как вынос за пределы поля на алевритовых почвах составляет только 0,5 т/га в год (Peppock, de Jong, 1990). Максимальные темпы сноса (30 т/га в год) отмечены на валунных глинах (Peppock et al., 1995). Общая сухость климата содействовала формированию достаточно редкой речной сети. Это сни-

жает вероятность доставки наносов со склонов междуречий в речные русла ввиду увеличения протяжённости литодинамических границ по пути транспортировки наносов со склонов в русла рек. Овражная сеть развита достаточно слабо в этом регионе. По мере освоения региона было сооружено, в том числе в суходольной сети, много плотин для задержания воды. Всё это позволяет предположить, что суммарные поступления наносов со склонов междуречий в речную сеть крайне малы и не приводят к существенному заилению русел.

Таким образом, сельскохозяйственные районы Северной Америки отличаются большим разнообразием по характеру и интенсивности перераспределения наносов на междуречьях и доставки наносов в русла малых рек. Наибольшая интенсивность заиления русел наблюдается в регионах с хорошо развитой овражной сетью. Исследования на 113 водосборах первых порядков в различных частях США показали, что вклад овражной эрозии варьирует от 0 до 89% , тогда как долевое участие склонового смыва изменяется в интервале 11-100% (Mitchell, Vnbeizer, 1980). Степень развитости овражной сети во многом определяет коэффициенты доставки наносов со склонов в суходольную сеть и их дальнейший транзит в руслах рек различных порядков.

Ареалом наиболее мощного перераспределения наносов в Европе является южная часть Молдавское плато в Румынии. Здесь массовое сведение лесов в конце XIX – начале XX веков привело к резкому увеличению коэффициентов поверхностного стока и развитию склонового смыва и овражной эрозии в области распространения лёссовидных почв. На первом этапе интенсивный склоновый смыв совместно с формированием склоновых и бортовых оврагов привёл к моментальному заполнению наносами долин первого-третьего порядков с полным заилением русел ручьёв. Снижение темпов аккумуляции по мере увеличения площади бассейна способствовало росту уклонов днищ долин, особенно в местах слияния с широкопойменными долинами четвёртого-пятого порядков, и развитию донных врезов. Происшедшее отторжение части пахотных земель в связи с развитием склоновых оврагов, а также проведение противоэрозионных мероприятий несколько сократило сток наносов со склонов. В результате к середине XX века доминирующим процессом в перераспределении наносов стало развитие донных оврагов. Вынос ранее накопившихся наносов в ряде случаев способствовал восстановлению постоянного стока в днищах долин 2-3 третьего порядков, но привёл к заилению водотоков 4-5 порядков (Маргинану и др., 2000). Основной прирост донных оврагов происходит в период выпадения стокоформирующих ливней, тогда как сток воды в период снеготаяния играет подчинённую роль (Iopita, 1999).

К территориям новейшего освоения относятся (распашка в течение XX века) большая часть юга степной зоны Европейской части России и Западной Сибири и отдельные участки канадских степей. Недавнее освоение в сочетании с доступностью информации об изменении площадей пашни,

характере обработки земель, динамики метеорологических параметров и других показателей, определяющих трансформации стока наносов на склонах междуречий и их поступления в речную сеть, позволяет проследить изменения стока наносов, поступающих со склонов в русловую сеть и влияние факторов, их определяющих. Показательным примером последствий массовой распашки земель на объёмы поступления наносов в речную сеть может служить ситуация, сложившаяся в бассейнах рек южного Зауралья в пределах Урало-Тобольского плато. Сразу же после освоения целины в середине 50-х годов XX века и увеличения площади пашни с 10% до 40-50% резко возрос коэффициент поверхностного стока воды и на несколько порядков увеличился сток наносов со склонов в речную сеть. К концу 80-х годов, вследствие изменения внутригодовой динамики стока воды и роста поступления наносов в русла рек, число постоянных водотоков с площадью водосбора менее 300 км² сократилось на 79% в сравнении с серединой 50-х годов (Golosov, Ivanova, 1996). При этом ручьи первого-второго порядков с площадью водосбора до 50 км² оказались более устойчивы к заилению благодаря высоким уклонам русла (табл.4).

Таблица 4. Трансформация речной сети на Урало-Тобольском плато за период 1954-1989 гг. (по Golosov, Ivanova, 1995)

Площадь водосбора (км ²)	Число постоянных водотоков (%)		
	Начало 1950-х	Начало 1970-х	1989
Менее 50	100	71	43
50-100	100	100	14
100-300	100	57	21
300-1000	100	100	54
Свыше 1000	100	100	100

Увеличение поступления наносов после освоения целинных земель сопровождающееся заилением малых рек наблюдается и в других частях степной зоны Сибири (Голосов, 1996; Голосов и др., 1996). Процессы массового отмирания рек произошли и на юге Европейской части России, где темпы смыва на пашне в пределах, например, Ставропольской возвышенности достигают максимальных величин (Литвин, 2000). При создании большого количества прудов в суходольной сети одновременно с распашкой земель доля наносов, достигающих постоянных водотоков, ощутимо снижается. В таких бассейнах процессы заиления русел рек многократно замедляются, как это происходит, например, в бассейне р. Егорлыка.

Интенсификация перераспределения наносов, следовавшая вслед за массовой распашкой междуречий на равнинах умеренного климатического пояса повсеместно привела к росту поступления наносов со склонов в речную сеть. В зонах с избыточным увлажнением (таёжная зона, зоны смешанных и широколиственных лесов) накопление смытого с водосбора мате-

риала в долинах рек в большинстве случаев не привело к полному исчезновению руслового стока в верхних звеньях флювиальной ссти, хотя в случаях небольших уклонов русел при практически полном сведении лесов наблюдалось выборочное отмирание водотоков 1-3 порядков (Во́лыно-Подольская возвышенность, ополья Среднерусской и Смоленско-Московской возвышенности, север Приволжской возвышенности, возвышенные равнины северо-западной Европы, северо-восток Великих равнин Северной Америки). Исключением является южная половина Молдавского плато, где экстремально высокая интенсивность склонового смыва и овражной эрозии привела к практически полному исчезновению водотоков 1-3 порядков.

Напротив, избыточное поступление наносов в днища речных долин, особенно интенсивное непосредственно сразу после массовой распашки земель, в зонах недостаточного увлажнения (лесостепь и степь) привело к повсеместному массовому заилению водотоков 1-3 порядков вплоть до полного исчезновения руслового вреза (Голосов, Панин, 1998). В ряде регионов наблюдается процесс интенсивного вторичного врезания в днища долин, которое обусловлено изменением уклонов днища в связи с равномерно убывающим по длине долин слоем аккумуляции наносов и активизацией врезания русел рек более высоких порядков. Последнее было связано с резким увеличением вслед за распашкой территории расходов воды при паводках совместно с низкой сопротивляемостью размыву донных грунтов (центральная часть Великих равнин) или искусственным спрямлением заиленных участков русел малых рек при их механической очистке (различные регионы).

Зона умеренного вклада бассейновой составляющей в сток наносов малых рек являются сухостепная зона северо-запада США и Канады. Здесь доминирует внутрисклоновая аккумуляция наносов, которая в сочетании с системой водохранилищ, созданных одновременно с началом распашки, способствует низким коэффициентам доставки склоновых наносов в речные рек. Большое количество прудов, сооружённых в суходольной сети одновременно с освоением земель, сдерживает заиление малых рек низменных равнин юга Русской равнины (Кубанская низменность, Низкое Заволжье).

Таким образом, массовая распашка земель является необходимым условием резкого усиления вклада бассейновой составляющей в сток наносов рек равнин умеренного климатического пояса. Интенсивность процесса перераспределения наносов, в первую очередь, зависит от слоя и особенностей внутригодового выпадения осадков и температурного режима, противоэрозионной устойчивости грунтов и особенностей расчленения рельефа, определяющего паряду с расположением участков паши состав и протяжённость различных литодинамических границ. Анализ взаимодействия факторов, определяющих процессы деградации и заиления малых рек, показывает, что процесс деградации является обязательным условием для заиления малых рек, но не наоборот.

Русла малых рек могут быть сгруппированы в три группы по степени трансформации речной сети:

1. Полностью трансформированные русла, в том числе канализированные, приморских (Китай) и платформенных (США) равнин и заиленные русла, в том числе отмершие, степной и юга лесостепной зоны в пределах платформенных равнин России, Украины и США и Молдавского плато;

2. Частично трансформированные русла, к которым относятся частично зарегулированные русла Лессового плато (Китай) и предгорных равнин (континентальная Европа);

3. Деградируемые русла, подразделяющиеся на русла рек с изменением стока воды и наносов (север лесостепной зоны России, Канада, север США) и русла рек с изменением стока наносов (отдельные бассейны лесной зоны Канады и России).

ЛИТЕРАТУРА.

Алексеевский Н. И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998.

Барабанов А. Т. Агролесомелиорация в почвозащитном земледелии. Волгоград: ВНИАЛМИ, 1993.

Голосов В. Н. Влияние эрозионно-аккумулятивных процессов на изменение степных агроландшафтов за земледельческий период // География и природные ресурсы. 1996. №4.

Голосов В. Н., Козловская М. Э., Пацукевич З. В. Специфика эрозионных процессов в юго-западном Забайкалье // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1996. №4.

Голосов В. Н., Панин А. В. Пространственно-временные закономерности процесса деградации речной сети на Восточно-Европейской Равнине // Труды Академии Водохозяйственных наук. Вып. 5. Гидрология и русловые процессы. М.: 1998.

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

Иванова Н. Н., Голосов В. Н., Панин А. В. Земледельческое освоение территории и отмирание рек европейской части России // Геоморфология. 1996. №4.

Литвин Л. Ф., Голосов В. Н., Добровольская Н. Г., Иванова Н. Н., Кирюхина З. П., С. Ф. Краснов. Стационарные исследования эрозия почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. М. 1998.

Лопатин Г. Н. Наносы рек СССР. М.: Географгиз. 1952.

Лосев В. С. Вода. Л.: Гидрометеиздат. 1989.

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

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

Маргинсану Р., Ионита И., Бребан Д., Георгиу Д. Выпадения ^{137}Cs от Чернобыльской аварии на Молдавском плато в Румынии // Радиоактивность при ядерных взрывах. Труды. Т.1. СПб.: Гидрометеиздат. 2000.

Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеиздат. 1971.

Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат. 1985.

Розанов Л.Л. Теоретические основы геотехноморфологии. М.: ИГ АН СССР. 1990.

Рябчиков А.М. Структура и динамика геосферы, её естественное развитие и изменение человеком. М.: Мысль. 1972.

Савенко В.С. Сток фосфора в составе взвешенных наносов // Водные ресурсы. 1999. Том.26. №1.

Симонов Ю.Г. Системный анализ и геоморфология: основные проблемы и некоторые результаты // Системный подход в геоморфологии. М.: 1988.

Сычёва С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К., Сулержецкий Л.Д., Узьянов А.А. Этапы развития эрозии на Среднерусской возвышенности в голоцене // Геоморфология. 1998. №4.

Тимофеев Д.А. Рельеф и рациональное земледелие // Степи Русской Равнины: состояние, рационализация аграрного освоения. М.: Наука. 1994.

Тимофеев Д.А. Элементарные морфологические единицы как объект геоморфологического анализа // Геоморфология. 1984. №1.

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

Alstrom K., Bergman A. Water erosion on arable land in southern Sweden // Boardman J., Foster I.D.L. and Dearing J.A. (eds.), Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, Chichester. 1990.

Asselman N.E.M., Suspended sediment in the river Rhine // Nederlandse Geografische Studies 234. Utrecht. 1997.

Baade J., Barsch D., Mausbacher R., Schukraft G. Sediment yield and sediment retention in a small loess-covered catchment in SW-Germany // Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Band 93. 1993.

Barlow D.N., Thompson R. Holocene Sediment Erosion in Britain as Calculated from Lake-basin Studies // I.D.L. Foster (ed.) Tracers in Geomorphology, Wiley, Chichester, 2000, 455-472.

Boardman J. The Sensivity of Downland arable Land to Erosion by Water// Landscape Sensivity. Wiley. Chichester. 1993.

Bollinne A. Adjusting the universal soil loss equation for use in western Europe// Soil erosion and conservation. Soil conservation Society of America/ 1985.

Bork H-R. Soil erosion during the past millennium in Central Europe and its significance within geomorphodynamics of the Holocene // Landforms and Landform Evolution in West Germany. Catena suppl. 15. 1986.

Bork H-R., Bork H., Dalchow C., Faust B., Pierr H-P., Schatz T. Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Klett-Perthes. Gotha und Stuttgart. 1998.

Brown L.R. The global loss of top soil// J. Soil Water. Conserv. no.36(5). 1984.

Chorley R.J. and Kennedy B.A. Physical geography: a systems approach. London. Prentice-Hall. 1971.

Evans R. Soil erosion: its impact on the English and Welsh landscape since woodland clearance // Soil Erosion on Agricultural Lands. John Wiley. Chichester. 1990.

Evans R. Sensitivity of the British Landscape to erosion // Landscape sensitivity. Wiley. Chichester. 1993.

Foster I.D.L., Ph.N. Owens, D.E. Walling Sediment yield and delivery in the catchments of Slapton Lower Ley. South Devon, UK // Field Studies. no. 8. 1996.

Fournier F. Climat et Erosion. Preses Universitaires de France. Paris. 1960.

Golosov V.N. and N.N. Ivanova Erosional and depositional processes influence on the state of small rivers (European Russia) // Proceeding of Sixth International Symposium of river Sedimentation. Management of Sediment: Philosophy, Aims and Techniques. Oxford , IBH Publishing Co. New Delhi. 1995.

Gong G., Xu J. Environmental effects of human activity on rivers in the Huanghe-Huaihe-Haihe plain, China // Geogr. Ann. V.69. No.1. 1987.

Gray L.S. History of Agriculture in the Southern United States to 1860. Peter Smith. Gloucester. Mass. 1958.

Ionita I. Sediment delivery scenarios for small watersheds // Vegetation, land use and erosion processes. Bucharest. Institute of Geography. 1999.

Jansen J.H.L., R.B. Painter Predicting sediment yield from climate and topography // J. Hydrology. V.21. 1974.

Kreznor W.R., Olson K.R., Johnson D.L. Field evaluation of methods to estimate soil erosion // Soil Sci. Vol.153. 1992.

Kristensen P., Hansen H. European rivers and lakes – Assessment of their Environmental State. European Environment Agency. EEA Environmental Monographs I. 2000.

Kronvang B., Laubel A.R., Larsen S.E., Iversen H.L., Hansen B. Soil erosion and sediment delivery through buffer zones

in Danish slope units // The Role of erosion and Sediment Transport in nutrient and Contaminant Transfer, IAHS Publ. No.263, 2000.

Kruk J. The history of colonization of both the Vistula river valley and the loess-covered uplands// Excursion Guide-Book of the Symposium Vistula Basin. Wyd. AGH, 1988.

Lohnes R.A. Stream channel degradation and stabilization: the Iowa experience// Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi, 1997.

Ludwig W., Probst J.-L. A global modelling of the climatic, morphological, and lithological control of river sediment discharges to the oceans // Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996, IAHS Publ. No.236, 1996.

MacKenzie F.T., Garrels R.M. Chemical mass balance between rivers and oceans// Am. J. Sci. V. 264, 1966.

Mitchell J.K., Bubens G.D. Soil loss estimation // Soil Erosion. Elsevier, 1980.

Moulin A.P., Anderson D.W., Mellinger M. Spatial variability of wheat yield, soil properties and erosion in hummocky terrain // Canadian J. of Soil Sciences. Vol.74. No.2, 1994.

Nicks A.D., Lane L.J., Gander G.A., Manetsch C. Regional analysis of precipitation and temperature trends using gridded climate station data // Advances of Hydro-science, Engineering. The University of Mississippi. V.1. Part 1993.

Norton L.D. Erosion-sedimentation in a closed drainage basin in northwest Indiana. Soil Sci. Soc. of Am. J. V.50, 1986.

Owens Ph.N., D.E. Walling, Q. He, J. Shanahan, I.D.L. Foster The use of caesium-137 measurements to establish a sediment budget for the Start catchment, Devon, UK // Hydrological Sci. J. V.42. No.3, 1997.

Pennock D.J., Lemmen D.S., de Jong E. Cesium-137-measured erosion rates for soils of five parent-material groups in southwestern Saskatchewan // Canadian J. of Soil Sciences. Vol.75. No.2, 1995.

Pennock D.J., de Jong E. Spatial pattern of soil redistribution in Boroll landscapes, Southern Canada // Canadian J. of Soil Sciences. Vol.54. No.12, 1990.

Piest R.F., Elliott L.S., Spomer R.G. Erosion of the Tarkio drainage system, 1845-1976 // ASAE, St. Joseph, Michigan, 49085, 1976.

Pimental D., C. Harvey, P. Resosudarmo, K. Sinclair, D. Kurz, M. McNair, S. Crist, L. Shpritz, L. Fitton, R. Saffouri, R. Blair. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits // Science, 267, 1995.

Prestegard K.L. Morphological controls on sediment delivery pathways // Sediment Budgets, IAHS Publ. No.174, 1988.

Schumm S.A. A geomorphic approach to erosion control in semi-arid regions // Transactions of the ASAE. V.12. 1969.

Simon A., Darby S.E. Disturbance, channel evolution and erosion rates: Holopha creek, Mississippi // Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi. 1997.

Sogon S., Penven M.-J., Bonte P., Muxart T. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ^{137}Cs measurements on agricultural land. Brie Plateau, France // Man and River Systems. Hydrobiologia. Vol. 410. 1999.

Spomer R.G., Saxton K.E., Heinemann H.G. Water yield and erosion response to land management // J Soil and Water Conserv. Vol.28. No.4. 1973.

Starkel L. Man as Cause of Sedimentological Changes in the Holocene // Anthropogenic sedimentological Changes during the Holocene. Striae. Uppsala. Vol. 26. 1987.

Trimble S.W. Man-induced soil erosion on the Southern Piedmont. 1700-1970. Ankeny, Iowa. Soil Conservation Society of America. 1974.

Vandaele K.J., Poesen J. Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium // Catena. Vol.25. No.2. 1995.

Walling D.E. Sediment delivery problem // J. Hydrology. 1983.

Walling D.E. Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land // Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley. Chichester. 1990.

Walling D.E. Use of ^{137}Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: Progress, problems and prospects // Use of ^{137}Cs in the study of soil erosion and sedimentation. IAEA-TECDOC-1028. Vienna. 1998.

Walling D.E., S.B. Bradley The use of caesium-137 measurements to investigate sediment delivery from cultivated areas in Devon. UK // Sediment Budgets. IAHS Publ. No. 174. 1988.

Walling D.E., Webb B.W. Patterns of sediment yield. In: Background to palaeohydrology. Wiley. Chichester. 1983.

Watson C.C., N.K. Raphael, D.S. Biedenharn Historical background of erosion problem in the Yazoo basin. Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi. 1997.

Wiebe K.D., Heimlich R.E., Claassen R. Wetlands potentially exempted and converted under proposed delineation changes // J Soil and Water Conserv., Vol. 51. No.5. 1996.

Wilson K.V. Geomorphic response to channel modifications of Skuna river in North Mississippi // Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi. 1997.

Zhang R., Xie Sh. Prognosis of aggradation in the lower Yellow River by historic analysis of the morphology of its abandoned ancient channel // Sediment Research. 1990. Vol.5. No. 2.

В содержание

В.Г. Линник

ЛАНДШАФТНО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ^{137}Cs В ПОЙМЕ Р.ИПУТЬ (Брянская область)

Исследование процессов миграции радионуклидов в бассейнах рек, подвергшихся загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г. продолжает оставаться актуальным и в настоящее время. Выпавший ^{137}Cs прочно сорбируется почвенными частицами и его последующее перераспределение в ландшафтах используется для оценки интенсивности эрозионных процессов (Голосов, Квасникова, 2000, Van der Perk et al., 2000).

Бассейн р.Ипуть, как наиболее загрязненная территория Брянской области, продолжает оставаться источником поступления радионуклидов в р.Днепр. В первые годы после аварии (1986-1991 гг.) вынос ^{137}Cs абсорбированного в речных наносах р.Ипуть составлял 30-40% от общего выноса радионуклидов рекой (Жукова и др., 1997). Перенос радионуклидов в речных системах, как и других загрязнителей, связан с характером русловых процессов (Чалов, 1997), осаждение аллювиальных отложений на пойме определяется типом взаимодействия руслового и пойменного потоков (Барышников, Самусева, 1999).

Длительное время основное внимание исследователей уделялось транспорту радионуклидов преимущественно в русловой части, а их перераспределение в пределах поймы и связь с ландшафтно-гидрологическими условиями практически не рассматривались. В последние годы изучение загрязнения ^{137}Cs пойменных массивов (Simm, Walling, 1998) используются как метод, характеризующий динамику потока в период половодья и связанную с ней интенсивность осадконакопления.

Для изучения распределения ^{137}Cs в пойме р.Ипути была выполнена радиометрическая съемка с использованием коллимированного детектора КОРАД. Данные радиометрической съемки по определению суммарного запаса ^{137}Cs в совокупности с анализом ландшафтного строения поймы используются для качественной оценки процессов перераспределения радионуклидов.

Гидрологические и русловые факторы переноса ^{137}Cs

Река Ипуть является притоком р.Сожа, впадающей в Днепр. Общая протяженность р.Ипути составляет 437 км, площадь водосбора равна 8100 км². Экспериментальные данные по распределению ^{137}Cs были получены на участке поймы р.Ипути протяженностью около 3 км в окрестностях пос. Старые Бобовичи, расположенного в 20 км к северо-западу от г. Новозыбкова в течение двух полевых сезонов в 1999 г. и 2000 г. (Linnik et al., 2000).

Пойма р.Ипути на данном участке левосторонняя, сегментно-гивистая, ее ширина составляет 0.8-1.2 км. Правый берег коренной, подмываемый, служит поставщиком делювиально-пролювиального материала в тыловую часть поймы. В середине марта 2000 г. наблюдался сход микро-

оползней с прилегающего к пойме склона и поступление продукта микро-оползневых процессов на пойму р. Ипуть и далее в русло реки.

Основные ландшафтно-радиометрические исследования были проведены на пойменном острове, сформировавшемся при спрямлении излучины Ипути. Максимальная отметка на острове равна 133,2 м, меженный урез в Ипути в районе пос. Старые Бобовичи составляет 129,0 м.

В районе съемки уклон русла составляет 0,00005. Средняя ширина русла Ипути 60-80 м, глубина – 2-2,5 м, в отдельных случаях – до 4-5 м. Донные отложения на перекатах представлены крупнозернистыми песками, в заводях и протоках – илами с примесью песка. Река характеризуется малыми скоростями течения: в меженный период их максимальные значения в центральной части русла равны 0,2-0,4 м/сек, в протоках, зарастающих водной растительностью снижаются до 0,1 м/сек. В половодье на пойме формируется сложная гидродинамическая картина, существенным образом влияющая на транспорт и осаждение загрязненных радионуклидами взвесей. Максимальная скорость потока в центральной части русла (по данным наблюдения в 1999 г.) составляла 2,2 м/сек, на пойме были отмечены обширные застойные зоны, движение водных масс происходило по затопленным межгрядным понижениям, работающим как протоки.

Ближайший гидрологический пост расположен в с. Ущерье в 27 км вверх по р.Ипуту. По данным многолетних наблюдений в среднегодовая амплитуда колебаний уровня равна 277 см, наивысшая – 434 см, низшая – 147 см. В створе Старые Бобовичи по данным наблюдений за период 12.03-04.07 1999 г., амплитуда уровня на р.Ипути составила 386 см. Среднегодовой расход воды составляет 20 м³/сек, в половодье (апрель) – от 200 до 50 м³/сек. В летнюю межень расход уменьшается до 6-15 м³/сек (Государственный., 1978).

Среднегодовая мутность воды р.Ипути варьирует в пределах от 5 г/м³ до 15 г/м³. В половодье максимальная мутность воды достигает 70-75 г/м³. Годовой сток напосов р.Ипуть изменяется в достаточно широких пределах от 3,8 тыс.т до 21 тыс.т (Государственный ..., 1978).

Основное поступление ¹³⁷Cs в Ипуть из бассейна реки в период половодья происходит за счет ручьев и мелких речек. 22-23 апреля 1999 г. в ближайшем к месту исследования притоке р.Ипуть ручье Булдынка (расход 0,26 м³/сек) содержание взвеси составляло 4 мг/л, в воде р.Ипуть 1-2 мг/л. Содержание ¹³⁷Cs в воде р. Ипути составляло в среднем от 85 до 100 Бк/м³. На взвеси в Ипути переносилось 8±15 % ¹³⁷Cs, остальная часть ¹³⁷Cs мигрировала в растворенном виде. Суммарное содержание ¹³⁷Cs в ручье Булдынка в этот период было более чем в два раза выше, чем в Ипути и составляло 275 Бк/м³, при этом около 30% переносилось с речными наносами. Загрязнение ¹³⁷Cs свежего наилка поймы в Ипути составляло 2,4 кБк/кг, в пойме Булдынки – 1,9 кБк/кг.

Поскольку основная часть ¹³⁷Cs переносится в растворенном виде, то роль взвешенных наносов в его миграции подчиненная, однако невыяс-

ненной остается миграция ^{137}Cs с влекомыми наносами. По всей видимости, если судить по загрязнению ^{137}Cs свежего наилка, роль влекомых наносов в миграции радионуклидов может быть весьма существенна.

Важную роль в процессах транспорта и осаждения загрязненных ^{137}Cs речных наносов, особенно на низкой пойме, играют летне-осенние подъемы уровня воды, связанные с ливневыми осадками. За период 1986-2000 гг. летне-осенние наводки с подъемом воды выше 300 см (г.п. Ущерье) с затоплением низкой поймы в районе Старых Бобовичей были зафиксированы в 1986-1988, 1990, 1993, 1998-2000 гг.

Условия нервного загрязнения поймы р.Ипуть связаны с гидрологическими условиями на момент аварии на ЧАЭС. В 1986 г. максимум паводка был 7-8 апреля (уровень воды на г.п. Ущерье был 514 см, расход составлял 427 м³/сек. 28 апреля 1986 г., в момент прохождения радиоактивного облака наблюдался пик половодья, уровень воды в р.Ипуть достигал 370 см при расходе 108 м³/сек.

Методика радиометрических измерений

В 1999-2000 гг. были выполнены радиометрические измерения с целью изучения влияния ландшафтно-гидрологических условий на перераспределение ^{137}Cs в пойме р.Ипуть. Полевые измерения запаса ^{137}Cs в пойменных почвах производились радиометром РКГ-09Н (КОРАД) (Chesnokov et al., 1997; 1999). Относительные высоты точек на пойме определялись с использованием нивелира. В репрезентативных точках одновременно с измерением запаса ^{137}Cs радиометром КОРАД выполнялся послойный контрольный отбор проб из почвенных шурфов с последующим лабораторным измерением весовой активности γ -излучателей на детекторе из чистого германия.

Принцип действия радиометра КОРАД основан на спектрометрических дистанционных измерениях с использованием сцинтилляционного детектора (NaI(Tl) Ø50×50мм) в свинцовом коллиматоре. Радиометр «КОРАД» позволяет определять поверхностную активность ^{137}Cs в почве с пространственным разрешением от 0.5 до 2 м² (в зависимости от высоты детектора над уровнем почвы) при заглублении радионуклидов до 30-40 см (Chesnokov et al., 1999).

Обработка результатов измерений прибора КОРАД позволяет также проводить оценку величины заглубления ^{137}Cs в почве, т.е. определять толщину слоя Z (в длинах свободного пробега (дсп) в почве γ -квантов с энергией 662 кэВ), в котором содержится более 80% всего запаса ^{137}Cs (Chesnokov et al., 1999). При этом оценка величины Z допускает такую ситуацию, когда «грязный» слой захоронен под «чистым» или «условно чистым» слоем $I_{\text{до}}$. В этом случае Z можно представить в виде $Z=I_{\text{до}}-I_1$, где I_1 – толщина загрязненного слоя почвы. Для перевода указанных величин в сантиметры можно воспользоваться простым соотношением: $Z_{\text{см}}=12.9 \times Z_{\text{дсп}} / \langle \rho \rangle$, где $\langle \rho \rangle$ – среднее значение плотности почвы, г/см³. При

исследованиях поймы р.Ипуты обнаружение «чистого» слоя $I_{\text{с}}$ указывает на захоронение первичных «чернобыльских» выпадений, образовавшихся в 1986 г., отложениями «свежего» аллювия в период с 1987 г. по 2000 г. Таким образом, результаты съемки прибором «КОРАД» могут быть использованы для качественной оценки скорости и характера отложения аллювия.

Анализ распределения ^{137}Cs в пойменных ландшафтах р. Ипуть

Ретроспективный анализ гидрологических данных по г.п. Ущербье показывает, что 28 апреля 1986 г в момент прохождения радиоактивного облака пойма на р.Ипуть до отметки 131.5 ± 0.1 м была затоплена водой, что на 2.5 ± 0.1 м выше меженного уреза воды. Уровень половодья на 28 апреля 1986 г отмечен на рис.1. Атмосферное выпадение радионуклидов совпало с фазой спада половодья, при этом ежедневное снижение уровня воды до 3 мая было крайне незначительным – всего 2 см в сутки. Таким образом, начальные условия загрязнения поймы Ипуты принципиально различались: участки поймы с высотными отметками ниже 131.5 ± 0.1 м на момент аварии были затоплены водой, и осаждение радионуклидов происходило на водную поверхность; участки с высотными отметками выше 131.5 ± 0.1 м вышли из-под режима затопления, и осаждение радионуклидов происходило непосредственно на почву. После аварии (1987-2000 гг.) исследуемый участок островной поймы до высоты 132.5 м затоплялся в 1988, 1994, 1999 г.г.

Исследования распределения ^{137}Cs в на пойменном острове р. Ипуты проводились на 4 профилях (рис.1-3). Остров покрыт луговой растительностью, используется как сенокос, кустарники практически отсутствуют. Весь остров (рис. 2-3) морфологически разделяется на три части: I – сегментная средняя пойма в южной части, представляющая собой чередование грив и межгривных понижений, вытянутых субпараллельно направлению течения воды в протоке, огибающей остров с юга. На момент аварии отдельные вершины грив были над водой; II – ложбина в центральной части острова (средняя пойма) с абсолютными высотными отметками 130.6-131.0 м (на момент аварии затоплена водой), направление с северо-востока на юго-запад, имеет достаточно сложное строение; III – северная, более высокая часть острова с абсолютными высотами от 132.м до 133.2 м, в понижениях до высоты 131.3 м, морфологически относится к уровню средней и высокой поймы, на момент аварии за исключением отдельных понижений практически повсеместно вышла из-под уровня затопления.

Четыре последовательно расположенных параллельных профиля (рис.1) характеризуют изменение плотности загрязнения ^{137}Cs на острове. Анализ результатов, представленных на рис. 1, выявил разницу в плотности загрязнения ^{137}Cs , приуроченной к различным геоморфологическим формам. Так, межгривные понижения, в период половодья 1986 г концентрирующие сток, характеризуются пониженными плотностями загрязнения ^{137}Cs (до $5-9 \text{ мКи/м}^2$), тогда как плотность загрязнения ^{137}Cs на гривах, как правило, превышает 20 мКи/м^2 .

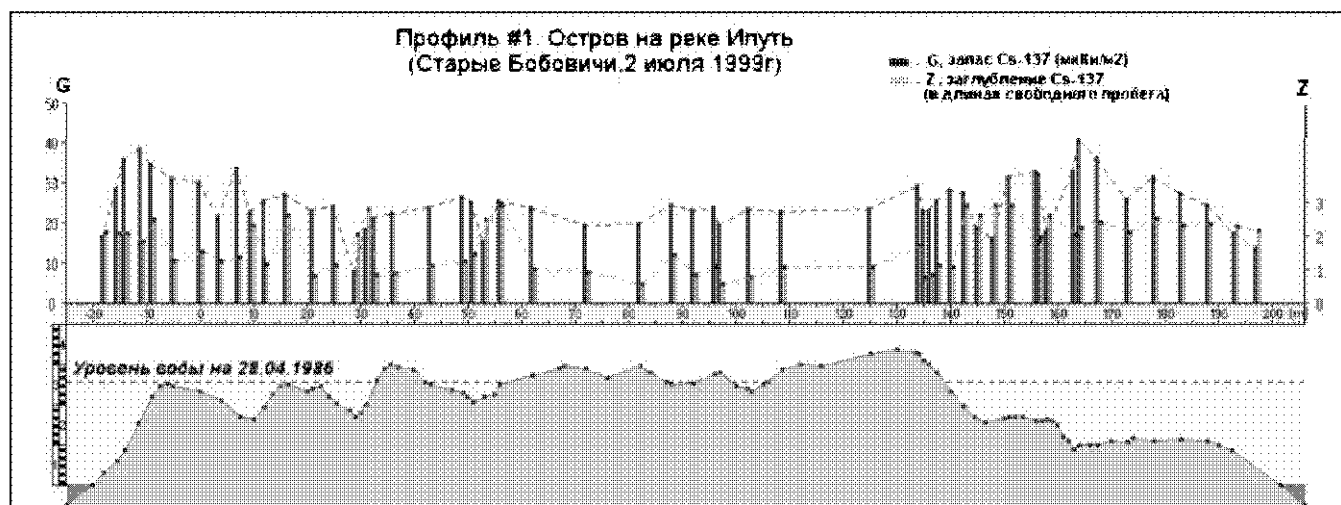
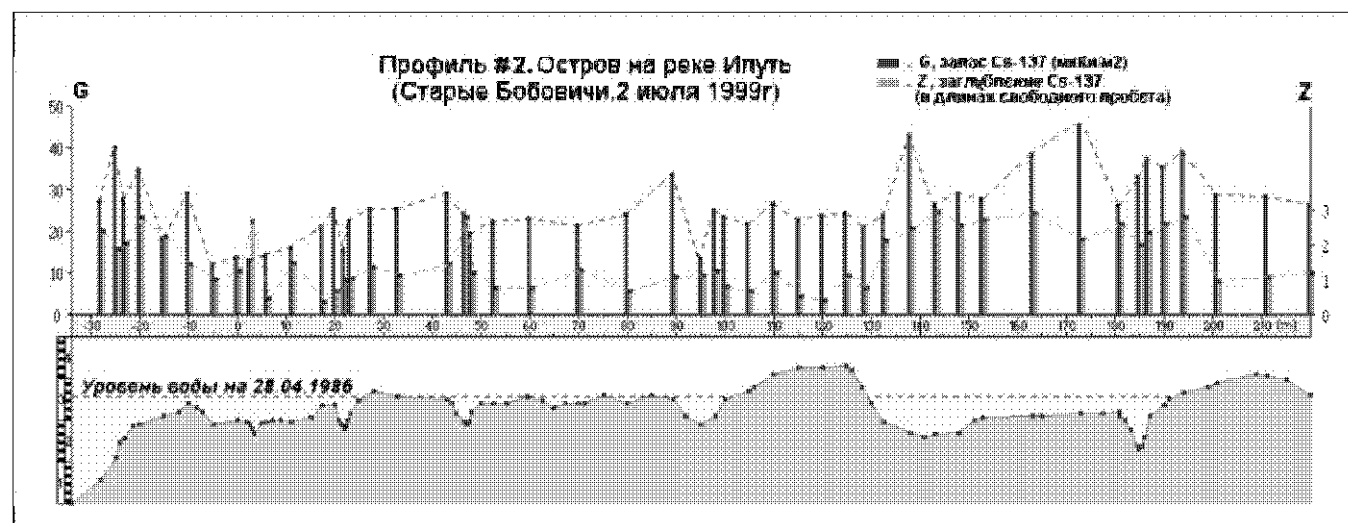
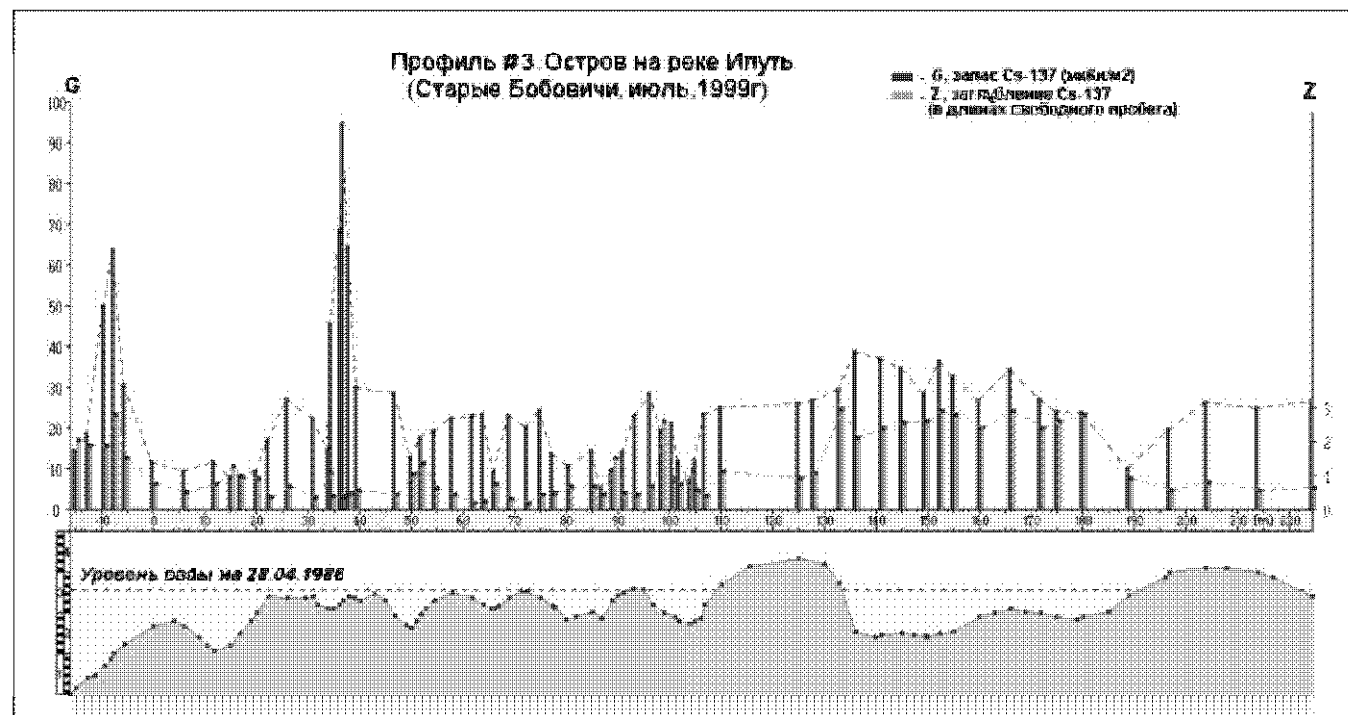
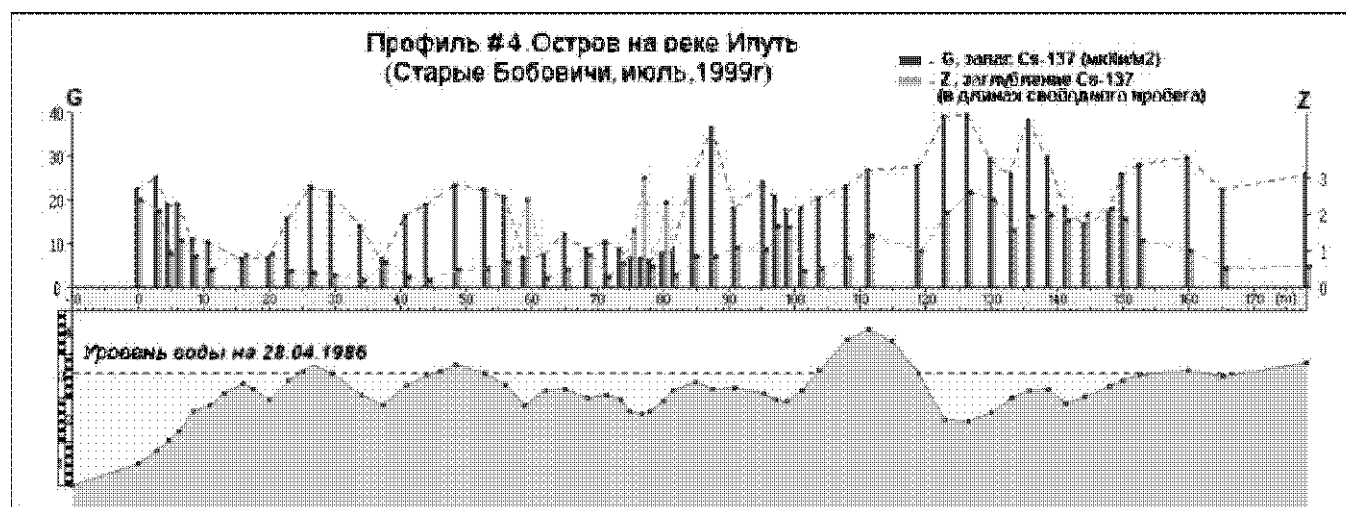


Рис.1. Распределение плотности загрязнения в пойме р. Ипуть



Продолжение рис.1.





Продолжение рис.1.

Средняя плотность загрязнения ^{137}Cs для точек с высотами от 131.5 м до 132.5 м составляет 23.94 мкКи/м^2 , тогда как средняя плотность загрязнения ^{137}Cs для точек, измеренных на коренном берегу равна $24.39 \pm 5.14 \text{ мкКи/м}^2$. Совпадение статистических параметров двух разных выборок может рассматриваться, как подтверждение, полученное в результате радиометрических измерений в 1999 г., что 28.04.1986 г. уровень воды в р. Ипути не превышал отметки 131.5 м. Таким образом, на пойменных участках с отметками ниже 131.5, затопленных в апреле-мае 1986 г. водой, происходили процессы перераспределения ^{137}Cs , вызванные гидродинамическими условиями осаждения взвеси и сорбцией почвы растворенного ^{137}Cs , тогда как на более высоких участках поймы происходило связывание поступившего из атмосферы ^{137}Cs почвенными частицами.

Максимум загрязнения ^{137}Cs (94.7 мкКи/м^2) на профиле 3 (Рис.1) зафиксирован на высоте 131.15 м. Радиометрические измерения рядом с экстремальной точкой подтвердили локальный характер данной полосы, прослеживаемой параллельно протоке на расстоянии нескольких метров в верхней части склона гривы. Вероятнее всего, это загрязнение связано с накоплением органических остатков с высокой активностью ^{137}Cs , транспортируемых рекой и их отложением в застойных зонах в первой декаде мая 1986 г. поскольку уже к 11-13 мая 1986 г. данная часть поймы вышла из режима затопления. В данном месте ^{137}Cs содержится в верхней части почвы ($Z=0.5$, $I_{aq}=0$), т. е. в данной точке осаждение наилка после 1986 г. минимальное.

На всем протяжении низкой поймы у протоки р. Ипути для трех профилей установлена зона осаждения песков с илами на высотах 130.0-130.3 м с повышенным загрязнением ^{137}Cs . Данные радиометрических измерений, выполненные и на других участках низкой поймы р. Ипути, также подтверждают наличие зоны загрязнения ^{137}Cs на высотных уровнях 130.0-130.3 м. Зачастую уровень максимального загрязнения ^{137}Cs хорошо маркируется зарослями ивняка, где происходит максимальное осаждение наносов из-за снижения скорости течения. Здесь плотность загрязнения ^{137}Cs в отдельных местах достигает $85\text{-}93 \text{ мкКи/м}^2$. Эта зона также совпадает с уровнем затопления поймы в результате летне-осенних подъемов воды, вызванных ливневыми осадками и увеличением мутности воды, что приводит к захоронению загрязненных ^{137}Cs почвенных горизонтов.

Анализ данных по распределению ^{137}Cs в почвенном разрезе на профиле 3 на отметке 130.1 м (плотность загрязнения ^{137}Cs в данной точке равна 71.3 мкКи/м^2) показал наличие максимума загрязнения в слое 6-10 см от поверхности почвы. Таким образом, средняя скорость накопления аллювия в данных условиях составляет 0.4 см/год .

Интенсивные процессы захоронения ^{137}Cs отмечаются в центральной части острова в ложбине (Рис.1-2). В целом ложбина характеризуется высокими уровнями загрязнения ^{137}Cs (свыше 30 мкКи/м^2). Профиль 1 характеризует условия накопления ^{137}Cs при входе в ложбину, профиль 4 – рас-

пределение ^{137}Cs на ее выходе. Ширина ложбины на входе составляет 60 м, на выходе – 30 м. Перепад высот в ложбине по данным измерений на профилях на расстоянии 140 м составляет 40 см.

В начальной фазе подъема воды в р.Ипуть происходит затопление ложбины от ее низов до средней части (включая II-IV профиль), скорость противотечения при этом минимальная (меньше 0,1 м/сек). В верхней части ложбины также затопливается наиболее низкая ее часть (до высоты 130,0 – 130,5 м), и только при подъеме воды в р.Ипуть свыше 131,0 м в ложбине формируется транзитный поток с максимальными скоростями 0,3-0,5 м/сек на входе и снижением скорости до 0,1-0,2 м/сек на выходе.

Подъем воды свыше 131,0 м за период 1986-2000 гг. отмечался только в половодье, при летне-осеннем подъеме воды затопливался только вход в ложбину, где и происходило накопление загрязненного ^{137}Cs аллювия. Максимальные плотности загрязнения в верхней части ложбины достигают значения 45-55 $\mu\text{Ки}/\text{м}^2$ (на высоте 129,8-129,9 м). Данные радиометрических измерений показывают также повышение плотности загрязнения ^{137}Cs до уровня 40 $\mu\text{Ки}/\text{м}^2$ на выходе из ложбины, где преимущественно происходит накопление более мелкой фракции аллювиальных отложений.

На выходе из протоки максимум загрязнения аллювия (активность ^{137}Cs равна 12-14 $\text{кБк}/\text{кг}$) расположен на глубине 7-13 см, тогда как загрязнение вышележащих горизонтов не превышает 1,2-1,3 $\text{кБк}/\text{кг}$. Принимая во внимание, что слой аллювия с максимальным загрязнением ^{137}Cs сформировался в 1986 г, средняя скорость накопления аллювия в данной части ложбины составляет 0,5 см/год.

В северной части острова с высотами 131,5-132,5 м плотности загрязнения ^{137}Cs варьируют от 23,2 до 26,1 $\mu\text{Ки}/\text{м}^2$, что соответствует первичному осаждению радионуклидов в 1986 г. После 1986 г эта часть поймы затопливалась на непродолжительное время в 1988, 1994 и 1999 гг. Как следует из полученных результатов, характер загрязнения этой части поймы сформировался в момент выпадения радиоактивных аэрозолей. При этом последующие половодья существенного изменения в картину загрязнения не внесли, т.е. процессы эрозии или седиментации взвеси не наблюдаются и, по-видимому, могут иметь только локальный характер в условиях поступления воды на пойму через верховые части пойменных массивов.

Общее представление об интенсивности отложения аллювиальных отложений в пойме р.Ипуть на основе параметра L_0 , характеризующего толщину условно "чистого" слоя над "грязным", даст рис.3. Максимальные значения параметра L_0 (27,9-29,8 см) по результатам радиометрической съемки отмечены на низкой пойме вдоль основного русла р.Ипуть (западная часть острова), где происходит отложение песчаного аллювия. Несколько меньшие значения L_0 (11-17 см) установлены на прирусловом валу вдоль постоянно действующей протоки. В ложбине, пересекающей остров, максимальные значения L_0 (13,9 см) выявлены на ее входе.

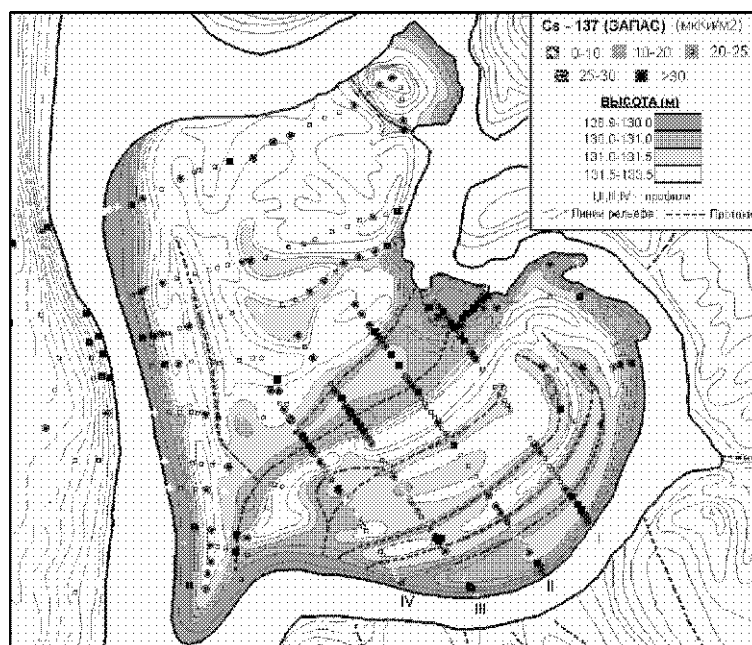


Рис. 2. Распределение ^{137}Cs в пойме р.Ипуть

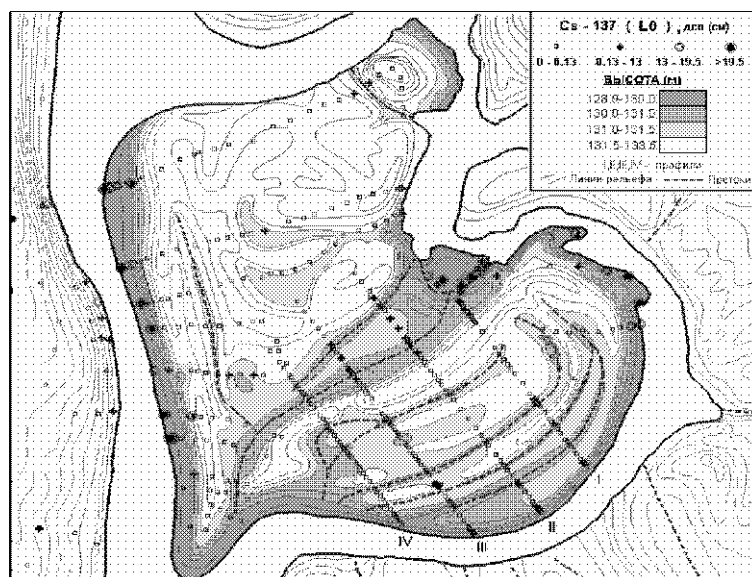


Рис.3. Оценка интенсивности осаждения аллювиальных отложений на основе измерений радиометра КОРАД (используется параметр L_0 дсп)

В северной части острова на высотных уровнях свыше 132 м значения параметра $L_0 = 0$, что характеризует почти полное отсутствие осадков взвеси. Во-первых, эти части поймы в режиме затопления находятся довольно короткий период и, во-вторых, скорости течения здесь минимальные, фактически нулевые. При малой мутности паводковых вод р.Ипуть (порядка 2-5 мг/л) скорость нарастания аллювия практически не заметна. Аномально высокие значения параметра $L_0 = 6.5-8.7$ см для этой части поймы отмечены в северо-восточной части острова в микроложбине на высотах 131.5-131.7 м. Вероятнее всего, здесь имеет место размыв загрязненного крутого берега и локальное осаждение наносов. Отдельные точки, где загрязненный ^{137}Cs аллювий незначительно заносится «свежими» наносами, выявлены также в межгрядных понижениях на грядистой пойме в южной части острова ($L_0 = 1.3-3.5$ см).

Выводы

1. Характер загрязнения поймы р.Ипуть ^{137}Cs связан с условиями первичного осаждения радионуклидов – на водную поверхность или на вышедшие из под затопления участки поймы. На момент аварии пойма с высотами выше 131.5±0.1 м была незатоплена. Плотность загрязнения ^{137}Cs этой части поймы составляет 23.94 мкКи/м², тогда как плотность загрязнения ^{137}Cs прилегающей территории с высотами свыше 133.6 м (террасы и коренной берег) равняется 24.39±5.14 мкКи/м².

2. Участки поймы с высотами ниже 131.5±0.1 м характеризуются максимально контрастными запасами ^{137}Cs – накопление в зонах осаждения взвеси и вынос из межгрядных понижений. Максимальный запас ^{137}Cs (до 85-93 мкКи/м²) наблюдается на низкой пойме на высоте 130.1-130.3 м. Эта зона также совпадает с уровнем затопления поймы в результате летне-осенних подъемов воды и максимального осаждения аллювиальных отложений (до 0.5 см/год).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта SPARTACUS (EC Contract No: IC15-CT98-0215).

ЛИТЕРАТУРА

Барышников Н.Б., Самусева Е.А. Антропогенное воздействие на саморегулирующуюся систему бассейн-речной поток-русло. СПб: изд-во РГГМУ, 1999.

Голосов В.Н., Квасникова Е.М. Эрозионно-аккумулятивные процессы и миграция радионуклидов искусственного происхождения в ландшафтах // Труды Международной конференции «Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях». 24-26 апреля 2000 г., Москва. Том I. СПб.: Гидрометеоиздат. 2000

Государственный водный кадастр. Основные гидро-

логические характеристики (за 1971-1975 гг.). Т.5. Белоруссия и Верхнее Поднепровье. Л.: Гидрометеоиздат, 1978 г.

Жукова О.М., Матвеев И.И., Мышкина Н.К., Шароваров Г.А., Ширяева Н.М. Формирование и динамика распространения радиоактивного загрязнения в реках Беларуси после аварии на Чернобыльской АЭС//Инженерно-физический журнал. 1997. Т.70, №1.

Чалов Р.С. Общее и географическое русловедение. М.: изд-во МГУ. 1997.

Chesnokov A.V., Fedin V.I., Govorun A.P., Ivanov O.P., Liksonov V.I., Potapov V.N., Smirnov S.V., Shecherbak S.B., Urutskoev L.I. Collimated Detector Technique for Measuring a ^{137}Cs Deposit in Soil under a Clean Protected Layer. Applied Radiation and Isotopes, 48 (9). 1997.

A.V.Chesnokov, A.P.Govorun, V.I. Fedin et. al. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A 420. 1999.

Linnik V.G., Govorun A.P., Korobova E.M., Kuvylin A.I., Lutkovskiy V., Martynenko A., Moisseenko F.V., Nossov A., Potapov V. SPARTACUS: Spatial redistribution of radionuclides within catchments: Development of GIS-based models for decision support systems. EC Contract No: IC15-CT98-0215. Final Repor. Ed. By M. Van der Perk. A.A. Svetlichnyi, J.W. den Besten. A. Wielinga. Utrecht University, November 2000.

Simm D.J., Walling D.E. Lateral variability of overbank sedimentation on a Devon flood plain//Hydrological Sciences. 43(5) October 1998.

Van der Perk M., Jetten V.G., Karssenbergh D., He Q., Walling D.E., Svetlichnyi A.A., Slavik O., Linnik V.G., Korobova E.M., Kivva S., Zheleznyak M. Assessment of spatial redistribution of Chernobyl-derived radiocaesium within catchments using GIS-embedded models//The Role and Sediment Transport in Nutrient and Contaminant Transfer (Proceedings of a symposium held at Waterloo, Canada, July 2000). IAHS Publ., 263, 2000.

В содержание

Н.Г. Добровольская

МИКРООРГАНИЗМЫ КАК КОМПОНЕНТ РЕЧНОЙ ГЕОСИСТЕМЫ

Водная сеть любой территории является продуктом взаимодействия всех факторов, формирующих ландшафты (Маккавеев, 1955). Одним из них является деятельность микроорганизмов. Однако по своей массе микробные сообщества составляют ничтожную долю общей биомассы биологических и минеральных веществ, участвующих в процессах массо-энергообмена в речных руслах. Тем не менее, их биохимическая роль в формировании русла, разрушении его ложа и частиц аллювия (наносов) весьма существенна (Добровольская, 1980; Добровольская и др., 1991). Высокая биохимическая активность микроорганизмов определяет значительность их влияния на формирование химического состава вод, трансформацию органического вещества, развитие процессов субаквального выветривания, а также на круговороты азота, фосфора, серы и других жизненно важных элементов. Отсюда очевидна необходимость учета микробиологических процессов при оценках способности вод к самоочищению, экологии рек и современных русловых процессов. На этом основании Н.И. Алексеевский (1998) предложил включать в балансовые уравнения геостока микропланктонную составляющую, т.е. ту часть речного микробиологического сообщества, которая перемещается вместе с водой. Инициатором исследования микрофлоры рек как фактора формирования речного русла еще в 60-е годы выступил Н.И. Маккавеев.

В связи с резким возрастанием антропогенной нагрузки на речные системы возникает необходимость учета в прогнозах русловых деформаций сезонной динамики численности микроорганизмов, вертикального и латерального распределения их в водном потоке, аллювиальных наносах и коренных породах ложа, с одновременным выявлением микробиальных особенностей основных компонентов ландшафтов водосбора.

Несмотря на актуальность проблемы, микробиологические исследования речных экосистем носят эпизодический характер, приурочены в основном к населенным пунктам и гидросооружениям и проводятся, как правило, санитарными станциями для решения узких утилитарных задач.

Этот пробел восполняют результаты исследований на малых горных реках Западного Тянь-Шаня (реки Кара-Бай, Сукоксай, Паркентсай, Заркентсай), а также на реке Лене в ее среднем течении (участок Покровск – Якутск). Участок, выбранный для изучения микрофлоры реки Лены, характеризуется преобладанием в составе современного аллювия песчаных наносов (от пылеватых до гравелистых), галечник и гравий встречаются лишь локально. Распределение наносов по крупности отличается общей тенденцией к уменьшению среднего диаметра аллювия вниз по течению. В районе Покровска и Табагинского утеса известняки кембрийского возраста выходят на поверхность в русле, и при разрушении дают скопление известняковой

гальки. Русло здесь разветвлено на рукава, с обильными перекатами и плесовыми ложбинами, выстилаемыми более крупными наносами (крупный и гравелистый песок, галька, гравий).

Гидрологический режим реки обусловлен резкой континентальностью климата (среднегодовая температура – 10°C). В зимний период уровень воды в реке снижается до 1-2,5 м ниже проектного, и из под воды выходят обширные части русла, промерзающие до глубины 3-6 м. Резкий подъем уровней наблюдается в конце мая – начале июня вследствие таяния снега и ледяных заторов. Основной сток наносов осуществляется в период весеннего половодья.

Зональные почвы в бассейне – типичные глубоко-мерзлотно-таежные палевые и мерзлотно-таежно-перегнойно-карбонатные. Пойменные почвы более обеспечены питательными элементами в связи с ежегодным затоплением их паводковыми водами. Для всех пойменных почв характерна слабая дифференциация почвенного профиля, что связано с неустойчивым гидротермическим режимом (Еловская, 1966).

В руслах рек средой обитания микробных сообществ служит водная толща, аллювий и породы ложа. Планктонные формы микроорганизмов, населяющие водную массу, имеют специальные приспособления в виде жгутиков и газовых вакуолей для передвижения во взвешенном состоянии. Наряду с малым удельным весом это препятствует их оседанию на дно. Бентосные микроорганизмы прикрепляются к субстрату с помощью разных выростов, простек, фимбрий, дисков и находятся в адгезированном состоянии, что в экстремальных условиях может служить важным фактором их выживания и поддержания стабильности речной экосистемы. Данные о влиянии адсорбентов (в частности грунтов и речных наносов) на микроорганизмы достаточно противоречивы. В работах Д.Г. Звягинцева (1967; 1987) отмечается значительное воздействие адсорбентов на развитие, скорость размножения и направленность биохимических процессов. Очевидно, в каждом конкретном случае они могут оказывать как стимулирующее, так и угнетающее действие.

По результатам исследований, проведенных на р. Лене в летнюю межень, можно судить о том, что распределение бактерий в поверхностном и придонном слоях воды неодинаково и зависит от морфологии русла. На плесах количество сапрофитных бактерий в верхнем горизонте колеблется от 20 до 30 тыс. КОЕ/мл (КОЕ – колониальная единица, приходящаяся на 1 мл или 1 г вещества) и в среднем составляет 25 тыс. КОЕ/мл, тогда как в придонном слое их численность снижается почти в два раза (12-18 тыс. КОЕ/мл), составляя в среднем 14 тыс. КОЕ/мл. На перекатах соотношение распределения бактерий по глубине меняется: в придонном слое воды содержание микроорганизмов достигает в среднем 8 тыс. КОЕ/мл при амплитуде 6-10 тыс. КОЕ/мл и заметно уменьшается к поверхности – 3,7 тыс. КОЕ/мл при колебаниях в пробах – 2-6 тыс. КОЕ/мл (табл. 1).

Существенные отличия распределений микроорганизмов по профилю водной толщи на плесах и перекатах можно отнести за счет неодинаковых скоростей течения в придонных и поверхностных слоях, некоторыми различиями в температуре воды, большей турбулентности потока на перекатах. В целом плесовые ложины всегда обильнее по плотности микроорганизмов в водном потоке по сравнению с перекатами. По-видимому это связано с более благоприятными гидрологическим и гидротермическим режимом для развития микробных сообществ: повышенным прогреванием воды и большим содержанием илстых частиц. Качественный состав микроорганизмов, населяющих водный поток, очень пестрый и разнообразный: в бактериальном комплексе преобладают представители класса *Proteobacteria* (большинство грамотрицательных бактерий), так и грамположительные бактерии – представители класса *Actinomycetales*, среди которых доминируют коринеформные бактерии.

Донные отложения – особая экологическая ниша, богатая органическим веществом и благоприятная для обитания микроорганизмов многих физиологических групп, влияющих на химизм процессов в грунтах, аллювии, илах и придонной толще воды. Количественная оценка микробного состава грунтов и аллювиальных наносов выявила явное превалирование численности микроорганизмов в плесовых ложах по сравнению с перекатами. В 1 г кварцевого песка на плесах содержится в среднем 827 тыс. КОЕ/г, а для зон заиления оно достигает 1558 тыс. КОЕ/г, в то время как на перекатах количество не превышало во всех образцах 264 тыс. КОЕ/г (табл. 1). В групповом составе микроорганизмов особых отличий нет – и плесы, и перекаты характеризуются большим видовым разнообразием бактериальных форм, наличием *Azotobacteria*, значительным содержанием дрожжей и микроскопических грибов, хотя колонии, выделенные из отложений плесов всегда заметно крупнее и среди них встречается больше пигментированных форм. Такая разница в численности бентосных бактерий обусловлена более высокими скоростями течения и достаточно интенсивным движением наносов на перекатах, по сравнению с плесами, где перенос последних осуществляется только во время половодья; в относительно маловодные годы и маловодные фазы режима дпо здесь выстилается илом с линзами песка.

Кембрийские известняки, выходящие на поверхность в районе пос. Покровска, также характеризуется высокой обсемененностью микроорганизмами – от 470 до 820 тыс. КОЕ/г (среднее значение 640 тыс. КОЕ/г), близкой по плотности к кварцевым пескам, и преобладанием пигментированных колоний рода *Micrococcus*, являющихся активными агентами субквального выветривания.

Известно, что разные типы донных отложений отличаются неодинаковой бактериальной активностью. Долгое время господствовало представление, что интенсивность микробиальных процессов тесно связана с количеством бактерий, содержащихся в том или ином субстрате. Сейчас придерживаются иного мнения: богатые органическим веществом осадки

озер и лиманов содержат огромное количество бактерий – миллиарды клеток в одном грамме, но минерализация органического вещества происходит там менее интенсивно, чем в песчаных грунтах, где количество последних не превышает нескольких сотен тыс./г. Очевидно, общее содержание бактерий не является критерием интенсивности, и при оценке активности бактерий следует учитывать совокупность всех факторов.

Таблица 1. Микрофлора русла и поймы р. Лены (среднее течение)

Объекты	Количество* микроорганизмов в тыс. КОЕ в 1 мл воды или в 1 г аллювия, грунта, почвы		
<i>Русло</i>			
Водный поток			
Верхний слой (перекат)	5	2.5	3.7
Придонный слой (перекат)	9	6.5	7.8
Верхний слой (плес)	28	22	25
Придонный слой (плес)	16	12.5	14
<i>Аллювий</i>			
Кварцевый песок (перекат)	468	60	264
Кварцевый песок (плес)	1110	544.6	827
Кварцевый песок, заиленный (плес)	1790	1326	1558
<i>Грунт</i>			
Известняк	735	545	640
<i>Пойма</i>			
Центральная пойма (дерново-пойменная почва)	80	60	70
Остров(дерново-пойменная почва)	36	17	26.5
Прирусловая часть острова (дерново-пойменная почва)	22	18	20

* приведены средние данные.

В связи с тем что между руслом и поймой происходит систематический обмен наносами (нодмыв пойменных яров, оседание большого количества наносов на пойме во время половодья) возникает вопрос: является ли микрофлора речного потока и донных отложений сугубо аборигенной или же частично она представлена аллохтонными (привнесенными) формами терригенного происхождения, попавшими в воду в период паводков и половодий?

Для пойменных почв долины р. Лены была установлена большая неоднородность микробного состава и некоторая зависимость количества микроорганизмов от приуроченности к той или иной форме рельефа. Почвы центральной части береговой поймы с высокой гумусностью (1.1-1.8%) отличаются большим содержанием микроорганизмов и более разнообразным качественным составом по сравнению с микрофлорой почв прирусловой и островной поймы, где содержание гумуса снижено до 0,7-1,0%. Количество гетеротрофных бактерий в почвах центральной части береговой поймы

варьировало в пределах 60-80 тыс. КОЕ/г, что в 2,5-3,5 раза больше их содержания в почвах центральной и прирусловой частей островной поймы (26,5 тыс. КОЕ/г и 20 тыс. КОЕ/г, соответственно).

Сопоставление качественного состава микробных популяций почв центральной и береговой поймы показало явное преобладание в почвах береговой поймы коринеформ, высокое содержание в них азотобактера, наличие люминисцирующих и подвижных форм бактерий, полностью отсутствовавших в центральной пойме, и высокий процент микроскопических грибов из рода *Aspergillus* и рода *Penicillium*. Несмотря на некоторые различия в качественных характеристиках микробного состава пойменных почв, отмечается их высокая биогенность и наличие микроорганизмов аналогичных тем, что встречались в водном потоке. Последнее подтверждает тесную связь между руслом и поймой, а также свидетельствует о том, что помимо аборигенной микрофлоры и обитателей исключительно водной среды в потоке существуют в значительном количестве аллохтонные микроорганизмы, попавшие в русло с водосбора вместе с терригенными частицами и сумевшие адаптироваться к жизни в воде. В донных отложениях, а также в скальных породах речного ложа численность микроорганизмов всегда больше, чем в воде, и состав их более разнообразен. Ведущим фактором, определяющим численность и качественный состав микроорганизмов в водном потоке и грунтах, является форма руслового рельефа, каждый тип которой характеризуется не только определенным уровнем запаса микробной биомассы, но и спецификой ее распределения по глубине потока.

По мнению Н.И. Маккавеева (1955), процессы выветривания, протекающие в субаквальных условиях значительно интенсивнее, чем в субаэральных. Микробиологическое выветривание оказывает существенное влияние на формирование современного руслового аллювия, а в некоторых случаях даже приводит к "выпадению" определенных фракций из состава руслообразующих наносов (Добровольская, 1980; Борсук и др., 1981; Добровольская и др., 1991). В экспериментах по изучению устойчивости частиц наносов, отобранных из русла р. Лены, к микробиологическому выветриванию среди фракций размером 0,25-0,5; 0,5-1,0 и 1-2 мм наименее устойчивой оказалась фракция 0,5-1,0 мм. Скорость микробиологического разрушения максимальна у известняков и заметно снижается для гранитов и кварца. Преобладание бактерий из рода *Micrococcus* в породах ложа реки и аллювии при высокой интенсивности их разрушения позволяет считать, что они играют ведущую роль в процессах подводного выветривания и подготавливают породы к размыву водными потоками.

Многочисленные микробиологические наблюдения с охватом всего водосбора, а не только самих долин, проводились в бассейнах малых рек Тянь-Шаня – Кара-Бай, Сукокская, Паркентская, Заркентская, характеризующихся различной активностью селевых явлений, в той или иной мере определяющих морфологический облик русел и состав аллювия. Наиболее детальное исследование проведено в бассейне р. Кара-Бай – правом притоке р.

Ангрена, протекающей среди отрогов Чаткальского хребта. Долина реки на всем протяжении от истоков до устья представляет собой V-образное ущелье, которое при пересечении известняков превращается в каньон. На отдельных участках уклон реки достигает 70%, темпы врезания составляют 2,5-3,0 мм/год. Площадь бассейна 120 км². Питание реки осуществляется в основном за счет таяния снега; большая часть стока проходит летом и осенью. Средний годовой расход воды – 0,2 м куб./с, модуль стока 20-30 л/с/км². Бассейн Кара-Бау сложен преимущественно вулканогенными породами (кварцевыми норфитами); местами долина прорезает граниты; лишь в низовьях появляются карбонатные породы. Согласно классификации Р.С. Чалова (1966), русло реки относится к порожиисто-водопадному типу.

Количественный и качественный состав микрофлоры изучался в водном потоке, донных отложениях, породах ложа и в почвах во всех высотных поясах – от нивального до лесостепного, что позволило выявить влияние на развитие микробных популяций влажностно-температурного режима, который резко меняется от пояса к поясу и отличается резкой сезонной контрастностью. Нивальный пояс (свыше 3200 м абс. высоты) характеризуется суровым климатом (среднегодовая температура не превышает + 8 С), количество осадков – 200-500 мм/год. Это исключает возможность произрастания высшей растительности и образования полнопрофильных почв. В альпийском поясе (2500-3200 м абс. выс.) – климат умеренный: количество осадков – 500-1000 мм/год, среднегодовая температура – 8-10 градусов. Здесь распространены горно-луговые почвы с 8-15% гумуса. В растительном покрове преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесной пояс (1700-2500 м абс. выс.) относится к зоне максимального увлажнения; осадки (600-1200 мм/год) равномерно распределены по временам года, среднегодовая температура составляет + 10 С. Почвы – коричневые с мощностью гумусовых горизонтов 60-70 см, гумусность – 3-13%. Характерные почвы лесостепного пояса (ниже 1700 м абс. выс.) – темные сероземы с гумусностью 2-3%. Среднегодовая сумма осадков – 300-500 мм, среднегодовая температура воздуха около +10° С. В растительности преобладают травянистые сообщества с одиночными кустарниками.

Исследования микробного населения в различных экологических нишах проводилось в разных высотных зонах в летнюю межень. Пробы отбирались в каждой точке с пятикратной повторностью, согласно стандартной методике. Учет численности микроорганизмов проводился с использованием метода посева на твердые питательные среды (Бабьева, Агре, 1971). Анализ полученных данных свидетельствует о ярко выраженной тенденции увеличения численности микроорганизмов в водном потоке от истоков к устью по мере смены высотных поясов (за исключением корректив, вносимых антропогенными нагрузками). В верховьях реки (нивалый пояс) количество гетеротрофных микроорганизмов составляет 1,8 тыс. КОЕ/мл, в альпийском поясе оно достигает 3,4 тыс. КОЕ/мл и возрастает на целый порядок в лесном – 29 тыс. КОЕ/мл (табл. 2). На приустьевом участке

(лесо- степная зона) численность микроорганизмов увеличивается более чем в 4 раза (136 тыс. КОЕ/мл), достигая максимума в пределах населенного пункта – 1450 тыс. КОЕ/мл (рис. 1). Эта закономерность характерна как для речного потока, так и для пород, слагающих ложе реки (гранитов, известняков). Наименьшая обсемененность гранитов бактериальными клетками – 19,2 тыс. КОЕ/г отмечена для высокогорных ландшафтов и по мере снижения абсолютных высот и смены ландшафтных поясов постепенно увеличивалась до 516,4 тыс. КОЕ/г. Некоторая тенденция к повышению численности микроорганизмов в связи с изменениями высот прослеживается также и для

Таблица 2. Микрофлора на водосборе и в русле р. Кара-Бау в различных высотных зонах

Высотные зоны почвы	Количество* микроорганизмов в тыс. КОЕ в 1 мл воды или в 1 г аллювия, грунта, почвы				
	Водосбор		Русле реки		
	снег	почва	вода	гранит	известняк
Нивальный (3260 м), примитивные глинистые	2,5	9,2	1,8	19,2	-
Альпийский (2800 м), горно-луговые	-	77,3	3,4	49	-
Лесной (2000 м), коричневые	-	126,5	29	87,4	19,5
Лесостепной (1200 м), темные сероземы	-	58,3	136,3	516,4	29,3
1100 м, селю	-	-	1450	920	64

* приведены осредненные данные.

карбонатных пород, правда порядок численности здесь был один – 19,5-29,3 тыс. КОЕ/г, что очевидно связано с более узким диапазоном абсолютных высот распространения карбонатных пород, которые встречаются не выше 2500 м. Плотность микроорганизмов при равенстве прочих условий всегда значительно выше в гранитах, что объясняется наличием в их составе большего спектра минералов необходимых для жизнедеятельности микроорганизмов, чем в бедных питательными элементами карбонатных породах. В лесной зоне в гранитах содержится 87,4 тыс. КОЕ/г, тогда как в известняках их в 4,5 раза меньше (19,5 тыс. КОЕ/г; аналогичные данные получены для лесостепной зоны: 516,4 и 29,3 тыс. КОЕ/г, соответственно.

В субаквальных условиях подавляющая масса микроорганизмов сосредоточена на поверхности галечникового аллювия и пород, выстилающих ложе реки (97-98%); в субэзальных условиях доля поверхностно-адгезированных микроорганизмов в известняках снижается до 68-70%, в то время как на гранитах она не изменяется. По-видимому разница в распределении микроорганизмов на поверхности и внутри обломков известняка в субэзальных и субаквальных условиях связана не только с повышенной пористостью и трещиноватостью поверхностных слоев в субэзальной среде, но и с постоянным корродирующим воздействием частиц движущихся в

потоке и быстрым удалением разрушенного слоя с обнажением плотной массы. Последнее приводит к уменьшению поверхностного контакта микроорганизмов с породой и затрудняет их проникновение вглубь.

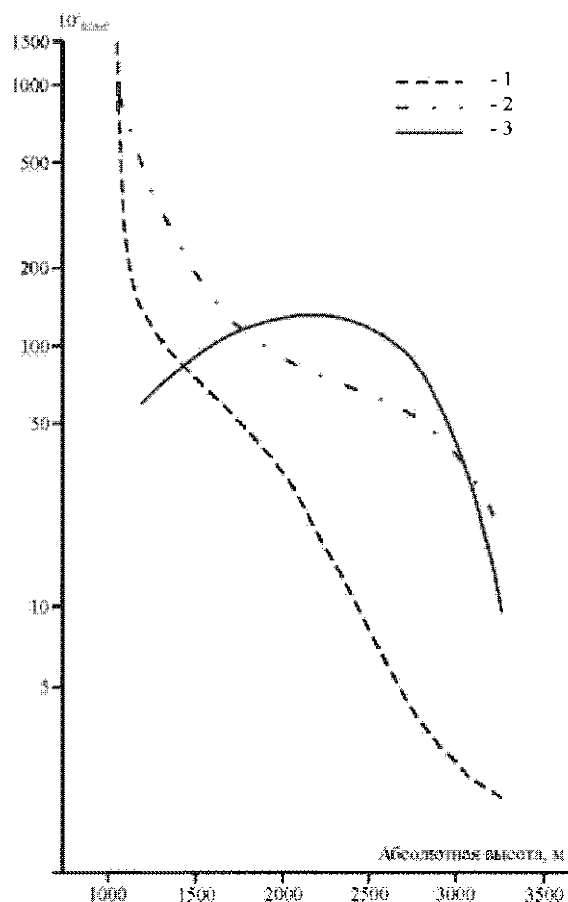


Рис. Динамика численности микроорганизмов в связи с изменением абсолютных высот местности. 1 в водном потоке; 2 в гранитах речного ложа; 3 в типичных почвах бассейна.

Особого внимания заслуживает изучение микрофлоры снежного покрова – основного источника мезенного стока воды. Численность микроорганизмов в снежнике у истоков реки имеет один порядок с концентрацией их в самом водном потоке в пределах нивального пояса: 2,5 тыс. КОЕ/мл в снеге и 1,8 тыс. КОЕ/мл в воде. В годы с более высокими среднемесячными температурами, когда отмечается повышенное отложение золы и пыли на поверхности снега, число клеток может превышать 8 тыс. КОЕ/мл. При этом на участках "красного" снега (с высоким содержанием водорослей, грибов, актиномицетов) количество бактериальных клеток, обладающих яркой пигментирующей окраской, повышалось в несколько раз – до 25-30

тыс. КОЕ/мл, тогда как на бесцветных участках максимум составлял 9 тыс. КОЕ/мл. Многими исследователями (Красильников и др., 1949) подчеркивалось, что микроорганизмы "цветных" снегов обладают более высокой ферментативной активностью, которая в 1,5-2 раза выше по сравнению с неокрашенными. В работах М.А. Глазювской (1950) и И.Н. Степанова (1964) отмечалось, что с повышением температуры воздуха и турбулентности воздушных потоков увеличивается общее содержание пылеватых частиц в снегах высокогорий, способствующих активному развитию здесь микроорганизмов. На генетическую связь микробного сообщества снежника и водного потока нивальной зоны бассейна р. Кара-Бау указывает установленное нами равное соотношение пигментных форм в том и другом случае.

Исследования типичных зональных почв позволили выявить особенности территориального распределения микроорганизмов в бассейнах горных рек. По мере перехода от нивального пояса к лесному численность микроорганизмов в почвах увеличивается с 9,2 до 126,5 тыс. КОЕ/г, а затем резко снижается в лесостепной зоне – 58,3 тыс. КОЕ/г. Минимальное количество обнаружено в примитивных почвах нивального пояса – от 3,8 до 12,0 тыс. КОЕ/г, что обусловлено низкими температурами и практически полным отсутствием органического вещества. Повышение гумусированности, нейтральная реакция и некоторый подъем температуры благоприятно сказывается на развитии микроорганизмов в горно-луговых почвах (от 40 до 120 тыс. КОЕ/г). Наибольшая биогенность коричневых почв обусловлена оптимальным сочетанием теплового, водного и питательного режима (численность составляет 70-180 тыс. КОЕ/г). Снижение численности микроорганизмов (до 16-87 тыс. КОЕ/г) в темных сероземах связано с длительным засушливым периодом и низким содержанием гумуса. Таким образом, почвы по убыванию биогенности могут быть расположены в следующий ряд: коричневые, горно-луговые, темные сероземы и совершенно обедненные микроорганизмами примитивные глинистые почвы высокогорий.

Изучение микрофлоры водных потоков, пород и аллювия были проведены и на других горных реках, отличающихся от Кара-Бау последовательной сменой сверху вниз порожиисто-водопадного русла горными руслами с неразвитыми и развитыми аллювиальными формами русел с активным селевым режимом в пределах первых двух из них (Борсук, Добровольская и др., 1981). Смена типов русел по длине рек происходит согласно увеличению уклонов вверх по течению для Паркентсая от 26 до 500% и Заркентсая от 50 до 330%. Результаты исследований подтвердили зависимость численности микроорганизмов от высотных поясов и расстояния от истоков рек. Так, количество бактериальных клосток в водах р. Паркентсая растет от истоков к устью с 7 до 340 тыс. КОЕ/мл, Сукокская от 1 до 280 тыс. КОЕ/мл, Заркентсая от 2 до 300 тыс. КОЕ/мл. В аллювиальных наносах прослеживается та же закономерность, но при уменьшении общего содержания микроорганизмов, обсеменяющих породы, по сравнению с водным потоком. Для Паркентсая их количество составляло 14-250 тыс. КОЕ/г, 4-160 тыс. КОЕ/г

и 6-256 тыс. КОЕ/г, соответственно. Качественный состав микроорганизмов в бассейнах исследованных рек очень пестр и разнообразен. Преобладание коринеформ рода *Mikrococcus*, устойчивых к повышенным дозам ультрафиолетового излучения и радиации, растущих при большом интервале pH (от 5 до 9), отмечено во всех компонентах речных систем. В гранитах ложа рек они составляют 84% всех форм, в известняках – 48% и в воде – 63%. Такое обилие коринеформ в горных реках Западного Тянь-Шаня, в сопоставлении с их огромной ролью в процессах первичного почвообразования (Сушкина, 1965; Кутузова, 1969), позволяет судить об интенсивно протекающих процессах субкавального выветривания. Это подтвердилось экспериментами, результаты которых говорят о весьма активном растворении известкового аллювия под влиянием кокковых форм, в первую очередь, гравийной фракции наносов (4-6мм), интенсивность выветривания которой достигает 831 мг/л (на 100-е сутки), в то время как песка (фракция 0,5-1 мм) – 250 мг/л и гальки – (40-60 мм) – лишь 120 мг/л (за тот же период времени). Среди мелких фракций (0,25-2 мм) наиболее устойчивыми являются частицы от 0,5 до 1 мм. Разрушение кварца под воздействием тех же культур происходит значительно медленнее. При этом интенсивность разрушения гравийных частиц в 4-8 раз больше (45 мг/л), чем гальки и в два раза, чем песка.

Полученные результаты отражают региональные особенности формирования микробных популяций в речных бассейнах горных территорий. Имеющееся сходство в развитии микробных процессов относится, главным образом, к синхронности динамики численности бактериопланктона при изменении абсолютных высот, к распределению микроорганизмов по формам русла, а также к качественному составу микробиоценозов.

Характеризуя бактериальный сток малых горных рек, следует отметить следующие основные факторы его формирования: 1) подавляющее действие ультрафиолетовой радиации в нивальном поясе; 2) зональность температурного режима речного потока (повышение температуры с понижением абс. высот); 3) нарастание по длине стока воды и мутности; 4) увеличение поступления терригенных частиц с водосбора а, следовательно, содержание взвешенных органических веществ.

Анализ пространственной динамики распределения и качественного состава микроорганизмов в речном русле и на водосборе свидетельствуют, с одной стороны, о их взаимосвязанности, а с другой стороны о ярко выраженной автономности развития и существования микромира речного русла. Это подтверждается нарастанием численности микроорганизмов в водных потоках от истока к устью, несовпадающем с зональным распределением последних на водосборе.

В связи с возрастанием антропогенных нагрузок, которые испытывают речные системы, исследованию биогенных факторов следует уделять особое внимание. Микроорганизмы участвуют в сложной системе регуляции, поддерживая на Земле условия благоприятные для жизни. Различные

виды загрязнителей, поступающие в воды, изменяют условия существования водных микроорганизмов, нарушая их нормальную жизнедеятельность. В то же время именно микробным популяциям принадлежит уникальная роль в самоочищении рек от загрязнителей. Продукты жизнедеятельности микроорганизмов (метаболиты) не только участвуют в процессах субаквального выветривания, но могут вызывать и разрушение оснований гидротехнических сооружений. Так, известны случаи повреждения плотин на реке Северный Саскачеван в результате взрыва скопления метана, выделяемого метанообразующими бактериями. Деятельность микроорганизмов усиливает также коррозию металла и бетона (Rozhanskaya et. al., 1989).

Исходя из вышесказанного, следует придерживаться дуалистической оценки деятельности микроорганизмов в речных системах: с одной стороны, учитывать их положительную роль в процессах самоочищения рек; с другой стороны, нельзя забывать и о негативных последствиях – результате их жизнедеятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И. Генетический анализ качества вод // География. Вып. 1. М.: изд-во МГУ. 1993.

Бабьева И.П., Агре Н.С. Практическое руководство по биологии почв. М.: изд-во МГУ 1971.

Борсук О.А., Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Морфология русел и современный русловой аллювий на горных реках Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. 1981. №4.

Глазовская М.А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Т. 34. 1950.

Добровольская Н.Г. Особенности субаквального выветривания на равнинных и горных реках (на примере Лены и Кара-Бай, Западный Тянь-Шань) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1980. № 2.

Добровольская Н.Г., Лодина Р.В., Чалов Р.С. О роли механического и биохимического выветривания в формировании состава руслового аллювия // Геоморфология. 1991. № 1.

Еловская П.Г. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука. 1966.

Звягинцев Д.Г. Влияние адсорбентов на развитие и активность микроорганизмов // Биологические науки. 1967. № 3.

Звягинцев Д.Г. Почвы и микроорганизмы М.: изд-во МГУ. 1987.

Красильников Н.А. Очаговое распространение микроорганизмов на поверхности скальных пород // Микробиология. 1949. Т. 18.

Кутузова Р.С. Освобождение растительного кремнезема и минералов при минерализации растительного опада // Почвоведение. 1969. № 5.

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

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: изд-во МГУ. 1971.

Степанов И.Н. Роль снега и льда в осадконакоплении и почвообразовании // Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Баку. 1964.

Сушкина Н.Н. К вопросу о роли микроорганизмов в первичном почвообразовательном процессе // Вестник. МГУ. Сер. биология, почвоведение. 1965. N 3.

Чалов Р.С. Сравнительная характеристика морфологии русел и пойм равнинных и горных рек. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: 1966.

Чалов Р.С. Некоторые особенности руслового режима горных рек // Метеорология и гидрология. 1968. № 4.

Чалов Р.С., Добровольская Н.Г. Лесомелиорация в Узбекистане // Тр. Узб. НИИЛХ. Ташкент. 1998

Rozhanskaya A.M., Concarov V.V., Life activity of bacteria in concrete pores. // 5th – Int. Symp. Microb. Ecol. (isme 5) Kyoto, Aug. 27 – Sept. 1., 1989.

В содержание

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Б.В. Бельгий, В.В. Иванов, Л.Н. Никитина, Р.С. Чалов, А.В. Чернов

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЛА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ВЫЧЕГДЫ В ПЕРИОД АКТИВНЫХ ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ И ПОСЛЕ ИХ ПРЕКРАЩЕНИЯ*

Река Вычегда еще до 80-х годов XX столетия была важнейшей воднотранспортной магистралью Севера России. Об этом свидетельствует сооружение в 1813-1822 гг. Екатерининского канала, соединившего Вычегду с Камой (Зайков, 1973), что вместе с Северо-Двинским каналом и Мариинской системой обеспечивало создание единой системы водных путей в Европейской России. В начале XX века она вошла в число судоходных рек, на которых навигационно-описной комиссией Управления водных путей и шоссейных дорог были поставлены специальные исследования. Результатом таких работ, проведенных в 1910 г., явилось описание реки в нижнем течении (Старицкий, 1912) и первый опубликованный атлас ее русла. Начиная с 50-х годов XX века на нижней Вычегде проводились большие по объемам дноуглубительные работы (объемы только землечерпания возросли с 90-150 тыс. м³ в год в 30-е годы до 5500 тыс. м³ в год – в 60-е годы), приведшие к коренному улучшению условий судоходства, созданию на реке современной трассы судового хода. Гарантированные глубины на реке выросли до 130 см против 100 см в начале 50-х годов и 60-70 см (на перекатах) в естественном состоянии. Эти работы выполнялись на основе сведений о русловом режиме реки, для получения которых и научного обоснования мероприятий по улучшению водного пути (его углублению, стабилизации, оптимизации положения трассы) были привлечены в 1959-1960 гг. ученые Московского университета во главе с Н.И. Маккавеевым. Именно на Вычегде (как и в предшествующие 2 года на Северной Двине) были заложены основы географического направления в русловых исследованиях и стали разрабатываться региональные схемы регулирования русел, получивших дальнейшее развитие на многих реках России.

В начале 90-х годов в связи с экономическим кризисом дноуглубление было сокращено, а затем и вообще прекращено, а Вычегда утратила свои функции важной судоходной трассы на Севере. Однако неизбежное восстановление разрушенной в годы перестройки и последующий период экономики России не может не привести в будущем к тому, что водные пути сообщения, в том числе на Вычегде, превратятся в ведущую транспортную отрасль. Поэтому изучение опыта руслового анализа и его использования при проектировании судоходных трасс имеет большое научно-прикладное значение. С другой стороны, русловые процессы на Вычегде в литературе освещены чрезвычайно слабо: есть немногие работы, посвящен-

* Работа выполнена в рамках Программы поддержки ведущих научных школ России (проект № 00-15-98512) и финансовой поддержки РФФИ (проект №00-05-64690 и 01-05-64284).

ные отдельным их аспектам – формированию излучин (Чалов, 1974), режиму перекатов (Пахомова, 1997) или динамике гряд (Сидорчук, 1999) и др. Опыт собственно выправления русла Вычегды освещался в специальной технической литературе (Вильперт, 1963; Тархов, Менделеев, 1970). Вместе с тем, прекращение дноуглубления привело к восстановлению естественного руслового режима, что проявилось в обмелении перекатов и снижении на них глубин до бытовых значений (гарантированная глубина установлена 100 см, т.е. на уровне начала 50-х годов). Однако этот процесс выражен не отчетливо, вплоть до его отсутствия на некоторых участках реки (Чалов и др., 2000). Выявление пространственно-временных закономерностей релаксации русловых процессов при прекращении техногенных воздействий, условий, при которых она не происходит, в комплексе с анализом тех изменений, которые благодаря этим воздействиям произошли, представляет актуальную задачу с точки зрения, как экономических перспектив, так и экологических последствий того и другого.

Исследования русловых процессов на Вычегде были проведены в ее нижнем течении в пределах Архангельской области (от пос. Межог, 220 км выше устья). При этом были использованы предоставленные Северо-Двинским государственным бассейновым управлением водных путей и судоходства материалы съемок русла изыскательскими партиями, сведения о глубинах и дноуглубительных работ за многолетний период. Авторы благодарны руководителю управления Л.С. Первушину, прорабу В.Н. Кузнецову и другим работникам управления за содействие в проведении исследований.

Условия формирования русла.

Геолого-геоморфологическое строение долины. Река Вычегда между пос. Межогом и устьем формирует свое русло в аргиллитах, мергелях, песчаниках и глинах верхней перми, нижнего триаса и верхней юры, перекрытых мореной, озерно-ледниковыми и озерно-аллювиальными глинами и песками времени московского оледенения. Ширина долины реки составляет около 20 км; она пересекает несколько тектонически разнородных структур.

Верхняя часть исследуемого отрезка долины – от р. Межого до устья р. Яреньги – долина находится в тектонической депрессии. Ниже устья Яреньги вплоть до слияния с Северной Двиной долина расположена в двух отрицательных линейных тектонических структурах. Вначале, до устья р. Виледи на протяжении 145 км, она наследует Средперусский авлакогеп – крупную структуру, ориентированную с юго-запада на северо-восток. Река здесь постепенно приближается к северо-западному (правому) борту этой структуры, и в 58 км ниже устья р. Яреньги (возле пос. Козьмино) располагается вдоль него. Ниже устья р. Виледи Вычегда протекает в пределах долины Северной Двины, в свою очередь приуроченной к неотектонической структуре, ориентированной юго-востока на северо-запад.

В соответствии с тектоническим планом долина реки разделяется также на три морфологически разнородных участка, однако, их границы не

всегда совпадают с тектоническими: верхний участок распространяется от Межого до Козьмино; средний – от Козьмино до дер. Новодворская Княжица (выше устья р. Виледи); нижний – до устья реки. На верхнем участке долина Вычегды в основном частью симметричная; оба ее борта невысокие, террасированные, выделяется четыре надпойменных террасы, имеющих озерно-аллювиальный генезис. Высокие террасы Вычегды (IV – высотой 30-50 метров и III – высотой 20-25 м) – цокольные; в их цоколях вскрываются верхнеюрские пестроцветные глины, устойчивые к размыву, а также озерные и флювиогляциальные среднечетвертичные отложения. II (10-15 м) и I (7-10 м) террасы – аккумулятивные; сложены перигляциальным аллювием и торфами. Поверхность II террасы заболочена; на ней, как и на I террасе, сохранились элементы первичного пойменного рельефа – гривы и старицы. В прибрежных частях террас распространены высокие (до 10 м относительной высоты) дюны.

Ниже Козьмино и почти до устья р. Виледи (87 км) долина асимметрична: русло на значительном протяжении расположено у ее высокого правого борта, изредка отходя от него на небольшое расстояние. Этот борт сложен устойчивыми к размыву нерскими аргиллитами, нерскими днепровской и московской моренами и разделяющими их песками одиновского межледникового.

Левый борт долины низкий, террасированный. Четыре надпойменные озерно-аллювиальные террасы вытянуты вдоль реки, причем, более молодые и низкие террасы имеют меньшую ширину – самой узкой является I терраса. Две верхние террасы цокольные (цоколи сложены коренными песчаниками и глинами), низкие террасы – аккумулятивными. На II террасе находятся огромные левобережные болота Кивер и Светик.

Ниже Новодворской Княжицы Вычегда пересекает долину р. Северной Двины. Уступ правого коренного берега отходит от реки на север. Долина по-прежнему асимметрична, но с обратным, по сравнению с предыдущим участком, знаком вследствие подходов к реке слева уступов III террасы у г. Коряжмы и II террасы у дер. Байка (13-14 км от устья). Справа на 24 км к реке подходит I терраса, на которой стоит г. Сольвычегодск. Однако в основном на нижнем участке русло располагается среди широкой поймы.

По строению и рельефу выделяются молодая, зрелая и древняя пойма. Молодая пойма формируется современным руслом и имеет возраст не более 200 лет. Поймообразование продолжается и сейчас: за последние 25 лет XX века на участке образовалось 41,5 км² новых пойменных массивов. Рельеф молодой поймы представлен элементарными островами в русле, береговыми массивами – заросшими бывшими побочными и переувлажненными ложбинами с пойменными озерами – бывшими протоками. Молодая пойма покрыта ивняком, сложена песками русловой фации аллювия, на которых сверху лежит маломощный слой пойменного суглинки или супеси. Средняя высота молодой поймы – 3-4 м над проектным уровнем.

Зрелая пойма высотой 5-7 м имеет грядистый рельеф. Наряду с возвышенными местами, некоторые из которых настолько высоки, что почти не затопляются полыми водами, существуют ложбинообразные понижения и старицы – следы древнего русла. Многие гряды, ложбины и старицы на пойме изогнуты, что говорит об их формировании при меандрировании русла. Сложена зрелая пойма, как и молодая, песком и супесью, но ложбины и понижения заполнены часто целиком плотными суглинками. Зрелая пойма составляет более 60 % от общей площади всей поймы Вычегды, встречаясь как вблизи русла (большинство размываемых сейчас пойменных яров относится к зрелой пойме), так и в тыловых частях поймы. По ложбинам зрелой поймы происходит отток воды из русла в пойму во время половодья.

Древняя пойма имеет ту же высоту, что и зрелая, но иногда может быть ниже, что говорит об этапе аккумуляции наносов в русле Вычегды в середине голоцена. Эта часть поймы ровная, заболоченная, покрыта темновойным лесом. В ее рельефе выделяются изогнутые гряды, ложбины между ними и старицы, возникшие 6-8 тыс. лет назад в меандрирующем русле Вычегды (Сидорчук и др., 1999). В стромии древней поймы, наряду с песками, присутствуют торфяники и древесный аллювий. Чаще всего эта пойма составляет тыловые участки пойменных массивов.

Распространение поймы неодинаково на разных участках долины. На верхнем она чаще всего двухсторонняя, кроме мест подхода реки к одному из бортов долины или уступам высоких террас. Ширина поймы 5-6 км, в отдельных расширениях – 8 км.

На среднем участке между Козьмино и Новодворской Княжицей русло реки в основном прижато к правому борту долины, поэтому правобережной поймы часто нет; там, где русло отходит от коренного берега, пойма образует изолированные массивы длиной 8-12 км и шириной до 1,5 км. Левобережная пойма имеет четковидную в плане форму: ее ширина колеблется от 6 км в расширениях долины, до 300 м в ее сужениях (адаптированное русло).

На нижнем участке пойма занимает ведущее положение, лишь иногда выклипываясь по одному из берегов на короткие расстояния. Ширина левобережной поймы напротив г. Сольвычегодска – до 12 км; здесь распространен огромный сегмент поймы, образовавшейся по мере развития крутой излучины русла, существовавшей здесь около 1 тыс. лет назад (Сидорчук и др., 1999). Справа, в начале участка, происходит соединение пойм Вычегды и Северной Двины.

Гидрологический режим. Вычегда берет свое начало на южных склонах Тиманского кряжа, длина ее 1130 км, площадь бассейна – около 121 тыс. км². Среднее значение модуля стока – 9-10 л/с·км².

По водному режиму Вычегда относится к рекам восточно-европейского типа, характеризуясь высоким весенним половодьем и отно-

сительно низкой летне-осенней меженью, прерываемой дождевыми паводками. Основное питание Вычегды получает от таяния снега при значительной доле дождевого и грунтового питания (около 30 %). Среднегодовой расход воды на нижней Вычегде составляет 1010 м³/с (по г.п. Федяково), наивысший зарегистрированный – 9370 м³/с, минимальный зимний – 235 м³/с, в период открытого русла – 370 м³/с. Среднемноголетний расход превышает таковой на р. Северной Двине выше слияния с Вычегдой на 30-35%.

Весеннее половодье на Вычегде начинается во второй декаде апреля. Сроки начала половодья в отдельные годы могут изменяться при его продолжительности в среднем около 50–60 дней, если оно не осложняется дождевыми паводками. В период половодья проходит от 40 до 60% годового стока воды.

Летне-осенняя межень начинается в конце мая – середине июня, заканчивается в октябре. Она, как правило, высокая и неустойчивая за счет дождевых паводков. Продолжительность ее 3 – 5 месяцев, в отдельные дождливые годы – 0,5 – 1,0 месяц. При прохождении дождевых паводков расходы воды увеличиваются в 5 раз по сравнению с меженивыми. Продолжительность паводков в летне-осенний период варьирует – от 3 до 15 дней. Подъем уровня при прохождении паводков – 1 м и более.

Зимний период начинается в конце октября, заканчивается в апреле. Продолжительность зимней межени – около 5 месяцев. За зимнюю межень проходит около 8-10% годового стока.

Анализ внутривекового колебания водности нижней Вычегды (по г.п. Сыктывкар) показал наличие нескольких циклов. К циклам с повышенной водностью относятся 1924-1930, 1947-1953, 1961-1966, 1980-1987 гг., к маловодным – 1931-1941, 1974-1979 гг., к средним по водности – 1942-1946, 1954-1960, 1967-1973, 1988 – 1994 гг. Продолжительность циклов – от 5 до 11 лет, в среднем составляя 6-7 лет. Наиболее многоводным был 1928 г, когда среднегодовой расход воды превышал среднемноголетний почти на 40 %. Наиболее маловодный год – 1937, когда средний годовой расход воды был меньше среднемноголетнего почти на 50%.

Руслоформирующие расходы на нижней Вычегде, рассчитанные по методике Н.И. Маккавсева, проходят в три этапа: первый – 4250 м³/с, обеспеченность 1,6 %; второй – 3250 м³/с, обеспеченность 2%; третий – 750 м³/с, обеспеченность 29,7%. Нижний интервал Q_{ϕ} наблюдается в высокую межень, при частичном затоплении низких побочий. Средний интервал проходит при затоплении низкой поймы, верхний – при затоплении всей поймы.

Анализ внутригодового (сезонного) хода уровней на г.п. Федяково позволил разделить графики хода уровней на три основные группы, выделив наиболее типичные (рис.1). Ход уровней в маловодные и средние по водности годы, тяготеющие к маловодным, относится к первой группе. В эти годы отмечается хорошо выраженный пик половодья, не растянутый во времени и не осложненный дождевыми паводками, а также относительно

устойчивая межень, иногда с невысокими единичными дождевыми паводками. Пик половодья наблюдается во второй декаде мая при наивысших уровнях 500 – 720 см. Половодье заканчивается к концу июня – началу июля, при средней интенсивности спада – 15–20 см/сутки. Окончание высокой межени приходится на начало августа, когда уровни понижаются до проектного уровня и ниже. В отдельные годы (1975, 1977, 1979 и 1980 гг.) во время высокой межени отмечалось прохождение единичных небольших (до 80 см) дождевых паводков, что увеличивало длительность высокой межени на 15–20 дней.

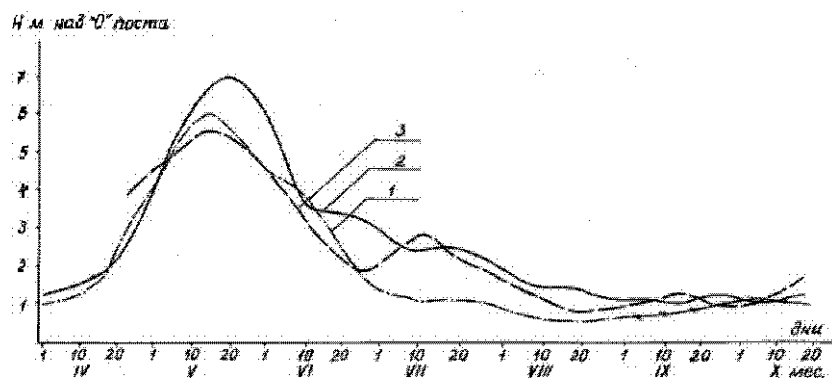


Рис 1. Типизированные графики хода уровней за различные по водности годы на р. Вышгде (г.п. Федяково): 1 – маловодные; 2 – многоводные; 3 – средние по водности.

Многоводные или средние, близкие к многоводным, годы (вторая группа) характеризуются растянутым спадом половодья, короткой продолжительной меженью и крупными дождевыми паводками на спаде половодья и в летне-осеннюю межень. Наивысшие уровни воды наступают во второй декаде мая, время конца половодья и начало высокой межени сдвигается по сравнению с первой группой почти на месяц (на первую декаду августа). Наивысшие уровни воды в период половодья – от 650 до 800 см (г.п. Федяково). Интенсивность спада уровней существенно варьирует: в начальный период спада превышает 20 см/сутки, но затем замедляется из-за дождевых паводков, вызывающих колебания уровней от 200 до 400 см над "0" поста; продолжительность каждого из них – 15–20 дней.

Для третьей группы характерными являются относительно невысокие (по уровням половодья) единичные дождевые паводки во время высокой межени и продолжительная низкая летне-осенняя межень. Пики половодья невысокие (до 600 см), приурочены к середине первой декады мая. Спад половодья длится обычно до конца второй декады июня при средней интенсивности – 10–15 см/сутки. В высокую межень (июль-август) наблюдается один – два дождевых паводка с подъемом уровней 100–200 см. Ин-

тенсивность подъема и спада уровней приблизительно одинакова. После паводков наступает период глубокой летне-осенней межени, когда уровни воды снижаются ниже проектного. Их продолжительность варьирует от 10 до 50 дней.

Наблюдения за стоком взвешенных наносов проводятся на нижней Вычегде на г.п. Федяково с 1980 г. По имеющимся материалам среднесноголетний сток взвешенных наносов на нижней Вычегде составляет около 1200-1300 тыс. тонн, что соответствует среднему модулю стока 12-13 т/км²·год; в многоводные годы объем стока наносов достигает 1700 тыс. тонн, в маловодные – 900-1000 тыс. тонн. Максимальные расходы взвешенных наносов наблюдаются при прохождении пика половодья и на его спаде. В зависимости от водности года максимальные расходы взвешенных наносов изменяются от 2200 кг/с (многоводные) до 540 кг/с (маловодные); средний многолетний расход взвешенных наносов равен 42 кг/с.

Сток влекомых (донных) наносов, рассчитанный для Вычегды (г.п. Федяково) по методике Н.И. Алексеевского (по данным о структуре и динамике грядовых форм руслового рельефа) характеризуется следующими величинами: среднегодовой расход – 17,1 кг/с, среднегодовой сток – 540 тыс. тонн, в том числе меженный 240 тыс. т, половодный – 300 тыс. т (Чалов и др., 2000). Таким образом, сток влекомых наносов на нижней Вычегде составляет 30% от общего стока наносов или более 43% от стока взвешенных наносов.

Появление первых осенних ледовых явлений на нижней Вычегде отмечается во 2-3 декадах октября. Продолжительность осеннего ледохода – от 5 до 25 дней. Наступление ледостава обычно приходится на середину ноября. Средняя продолжительность ледостава – 172 дня, в суровые зимы и при затяжной весне – до 180-185 дней. Толщина льда в зимний период в среднем 40-50 см, максимальная – 0,7-0,8 м.

Начало весенних ледовых явлений отмечается в конце апреля – начале мая. Ледоход наступает при значительном повышении уровней через 2-3 дня после их начала. Продолжительность ледохода – 2-5 дней. На г.п. Федяково наивысшие уровни при весеннем ледоходе составляет 550-600 см над “0” поста в многоводные годы с дружной весной; при затяжной весне и в маловодные годы – 300-350 см.

Руслообразующие наносы представлены песками различных типов (от мелкозернистых до крупнозернистых) в том числе с примесью гравия (до 30%). Галечники, залегающие на дне глубоких плесовых ложин на участках с двухсторонней поймой и вдоль коренных или террасовых берегов, представляют собой базальный горизонт, сформировавшийся при размыве коренных отложений. Реже, в плесовых ложинах вскрываются коренные глины.

В составе руслообразующих наносов нижней Вычегды преобладают среднезернистые пески (35,6 % от общей площади русла). Меньшую

площадь занимают мелкосреднезернистые пески (22,9%). На долю средне-крупнозернистых песков приходится 13% площади русла. Примерно поровну встречаются среднезернистые с примесью гравия (7,2%) и среднекрупнозернистые с примесью гравия (7,8%) пески, а также крупнозернистые (2,6%) и крупнозернистые пески с гравием (3,6%).

В целом состав руслообразующих наносов характеризуется значительной неоднородностью. Показатель неоднородности (S_o), определенный по формуле Л.Б. Рухина $S_o = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$, где d_{75} и d_{25} – крупность наносов 75% и

25% обеспеченности, составляет в среднем 1,5. Средневзвешенный диаметр наносов изменяется от 1,0 мм до 0,36 мм, составляя в среднем 0,58 мм. По длине реки наблюдается сначала уменьшение величины среднего диаметра (рис.2) примерно до середины второго участка; затем он незначительно возрастает и вновь уменьшается на нижних 25 км реки. При этом зависимость между средним диаметром частиц и уклонами отсутствует.

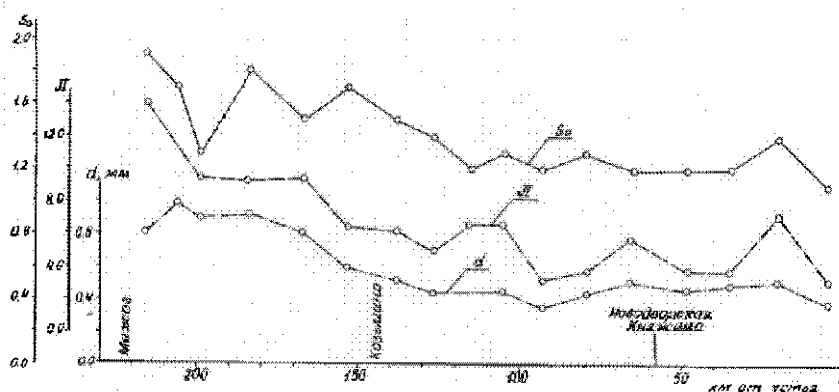


Рис. 2. Изменение среднего диаметра (d), устойчивости русла (J) и показателя неоднородности состава русловых наносов (S_o) по длине реки.

Участки реки, выделенные по условиям руслоформирования, различаются по соотношению типов наносов, их средней крупности (d) и характеру изменения d по длине реки. На верхнем участке (220,0-145,0 км), где абсолютно преобладает широкопойменные русла при двухсторонней пойме, отмечаются наиболее крупные наносы. Доля среднекрупно- и крупнозернистых песков соответствует 25% площади русла, часто встречаются эти же пески с примесью гравия и гальки (примерно 15%). Сравнительно мало мелкосреднезернистых песков (около 15%). Средний диаметр наносов уменьшается по длине реки от 1,0 мм в начале участка до 0,56 мм в конце (среднее значение – 0,81мм).

Средний участок (145,0-58,0 км), где преобладающим является адаптированное русло вдоль коренного берега, характеризуется дальнейшим снижением крупности руслообразующих наносов. Примерно вдвое возрастает доля мелкосреднезернистых песков (до 30%), в то время как общая доля среднекрупно- и крупнозернистых не превышает 10% площади русла. Значительно меньше здесь этих же песков с примесью гравия (около 5%), отсутствует примесь гальки. Существенных колебаний среднего диаметра наносов не наблюдается; он изменяется в пределах 0,38-0,46 мм, составляя в среднем 0,45 мм.

На нижнем участке, где Вычегда выходит в долину Северной Двины, руслообразующие наносы несколько укрупняются. Здесь преобладают среднезернистые пески (более 40%), снижается доля мелкосреднезернистых (до 25%), увеличивается доля средне- и среднекрупнозернистых песков с примесью гравия (около 15%). Соответственно изменяется крупность наносов. Величина среднего диаметра изменяется от 0,39 мм до 0,52 мм, составляя в среднем 0,48 мм. Увеличение крупности наносов связано, по-видимому, со снижением уровня при слиянии Вычегды и Северной Двины.

Для свободных излучин характерна обратная зависимость между величиной средней крупности наносов (d) и радиусом кривизны излучин (r), что объясняется местным ростом скоростей течения на изгибе. У вынужденных излучин эта связь затухает из-за наложения других факторов.

Исследование связи средней крупности аллювия (d) со средней шириной русла в пойменных бровках (B) показало, что такая прослеживается довольно отчетливо, как на других равнинных реках, у которых максимальные переформирования русла происходят до выхода воды на пойму (Русловый режим рек, 1994).

Наносы наибольшей крупности (среднекрупно- и крупнозернистые пески, в том числе пески с примесью гравия и мелкой гальки) повсеместно прослеживаются вдоль линии максимальных глубин. На извилистых участках русла характерно смещение крупного материала в сторону выпуклых берегов излучин. Укрупнение материала отмечается на побочных перекатах в прямолинейном русле. Во всех случаях отклонение положения полосы крупных наносов от линии максимальных глубин свидетельствует о более прямом направлении потока половодья по сравнению с меженью.

Для русловых разветвлений более крупные наносы характерны для более многоводных судоходных рукавов. Исключение составляют разветвления русла у островов Гусиног (168 км) и Присыпь (192 км). Несудоходный мелкий рукав Цилебский у о-ва Гусиног заполнен среднекрупно- и крупнозернистыми песками, их средняя крупность вдвое больше, чем в судоходном рукаве. По-видимому, при прохождении руслоформирующих расходов сюда отводится значительная часть расхода воды, по нему проходит стрежень потока.

Для двух участков – 162,0-145,0 км (свободные излучины) и 145,0-131,0 км (прямолинейное русло и одиночные разветвления вдоль коренного

берега) – проведено сопоставление распределения наносов по данным разновременных грунтовых съемок 1959 (Лебедева, 1966) и 1994 гг. Оно показало, что спектр русловых наносов за этот период не изменился; наносы представлены теми же типами с присущими им характеристиками. Некоторые изменения произошли в распространении по площади наносов разных типов. На участке свободно меандрирующего русла увеличилась средняя их крупность за счет сокращения доли мелкосреднезернистых и увеличения средне- и среднекрупнозернистых песков. На нижележащем прямолинейном участке, напротив, увеличилась доля мелкосредне- и среднезернистых песков, тогда как доля крупнозернистых заметно сократилась; средний диаметр наносов уменьшился (табл. 1).

В первом случае (извилистое русло) сказалось увеличение кривизны излучины за 35-летний период, хотя определенную роль сыграли дноуглубительные работы на перекатах. Во втором случае в связи со сплошным выправлением русла – приведением фарватера к правому коренному берегу – обширная левобережная часть русла обмелела, мелкие наносы заполнили ставшие второстепенными левые рукава.

Распределение наносов по формам русла осталось неизменным – наиболее крупные наносы (среднекрупно- и крупнозернистые пески) приурочены к максимальным глубинам, побочки и отмели сложены относительно мелким материалом.

Таблица 1. Изменение среднего диаметра руслообразующих наносов (d) с 1959 по 1994 гг.

Км от устья	Морфодинамический тип русла	d , мм	
		1959 (Лебедева, 1966)	1994
162-145	свободные излучины	0,37	0,60
145-131	относительно прямолинейное вдоль коренного берега, одиночные разветвления	0,79	0,52

Устойчивость русла оценивалась с использованием числа Лохтина $Л = \frac{d}{H}$, где d – средневзвешенный диаметр руслообразующих наносов, мм, H – километрическое падение в м/км (или уклон в ‰). Средний диаметр наносов при подсчете числа Лохтина определялся без примесей гравия в крупных песках. Гравий перемещается вследствие аблювиального эффекта и вовлекается в движение всей массы песка, не определяя общую подвижность наносов.

Число Лохтина получено для каждого морфологически однородного участка. Его величина убывает вниз по течению от 5,5 в начале участка до 3,0 в конце, составляя в среднем 4,2 (рис. 2). Согласно последней классификации (Чалов, 1997), русло Вычегды в основном слабоустойчивое и только на верхнем участке – относительно устойчивое, что объясняется, по-

видимому, более крупным составом руслообразующих наносов. Относительно прямолинейное неразветвленное русло, особенно вдоль коренного берега, более устойчиво, чем русло с одиночными разветвлениями. Самой низкой устойчивостью отличаются разветвленно-извилистые русла.

Устойчивость русла определяет важнейшую динамическую характеристику русла – скорость перемещения побочной перекатов (рис.3).

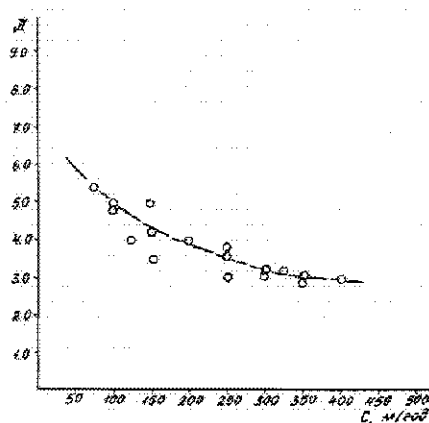


Рис. 3. Зависимость смещение побочной перекатов (C м/год) от устойчивости русла (J).

Морфология русла и русловые деформации

Ширина русла нижней Вычегды увеличивается вниз по течению от 450 м до 1100 м, уклоны колеблются от 0.12 до 0.044 ‰. Русло преимущественно широкопойменное, реже адаптированное; для первого наиболее характерны свободные излучины, для второго – относительно прямолинейные отрезки, одиночные и односторонние разветвления. Неотъемлемой частью русла являются пойменные ответвления – полои, особенно развитые на верхнем участке. Они играют, в зависимости от своей водности, неодинаковую роль в русловых деформациях. Существуют полои очень узкие (первые десятки метров) и извилистые, отходящие от основного русла на десятки километров; они функционируют лишь в высокую воду, отводя первые проценты из общего расхода воды; в межень они пересыхают. Некоторые полои представляют собой относительно крупные рукава: их водность составляет до 1/3 общего расхода воды в межень. Они также отходят от реки вглубь поймы на несколько километров, образуя собственные русловые формы – как правило, крутые излучины (полои Иртовский, Прось).

Верхний участок длиной 77 км (Межог – Козьмино) имеет исключительно широкопойменное русло, представленное чередованием извилистых, относительно прямолинейных неразветвленных участков и одиночных разветвлений, образованных отдельными островами или их группами (табл.2). Только на 10 % длины участка русло расположено вдоль одного из коренных берегов; 90 % длины русла находится в пойменных берегах.

Таблица 2. Типы русла и их распространение на верхнем участке (пос. Межог – пос. Козьмино) нижней Вычегды.

Морфодинамические типы русла	Суммарная длина, км	% от длины участка
Относительно прямолинейное неразветвленное, вдоль коренного берега	9	10
То же в пойменных берегах	11	15
Одиночные разветвления	17	22
Свободные и вынужденные излучины	40	53

Излучины русла образуют три серии из двух-четырех излучин, разделенных относительно прямолинейным руслом, одиночными или односторонними разветвлениями. Начало таких отрезков чаще всего приурочено к местам, где русло подходит к коренному берегу или уступу цокольной террасы. Вниз по течению кривизна излучин в каждой серии последовательно увеличивается, причем самая нижняя среди них – замыкающая серию, может быть вынужденной. Так, радиусы кривизны излучин в серии ниже с. Ирты) составляют последовательно 2,2 км, 1,5 км, 1,25 км и 0,75 км у последней вынужденной излучины; степень развитости излучин l/l_0 (l – длина, l_0 – шаг излучины), соответственно, возрастает от 1,5 до 1,79 (рис. 4).

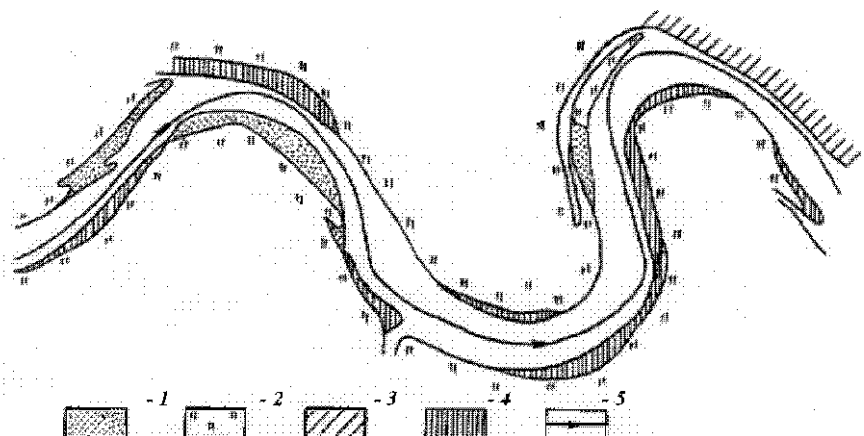


Рис. 4. Морфология и деформации излучин Вычегды ниже с. Ирты. 1 - прирусловые отмели; 2 - пойма; 3 - террасы или коренные берега; 4 - размыв (отступление) берега за 1910 – 1994 гг.; 5 – судовой ход и направление течения.

Средний участок (Козьмино – Новодворская Княжица) длиной 88 км характеризуется преобладанием относительно прямолинейного неразветвленного русла (табл.4). Кроме того, большую протяженность здесь имеет русло с односторонними разветвлениями, встречаются одиночные раз-

ветвления. В разветвлениях один из рукавов является многоводным, другие функционируют лишь в половодье, забирая до 30 % от общего расхода воды; в межень они часто пересыхают. Среди относительно прямолинейных или неразветвленных отрезков русла преобладают расположенные вдоль коренного правого берега (рис. 5а).

Все типы русла распространены по длине исследуемого участка в определенной последовательности: участки вдоль коренного берега и в пойменных берегах сменяют друг друга в зависимости от чередования сужений и расширений долины, а в их пределах с меньшей периодичностью чередуется неразветвленное и разветвленное русло. В расширениях долины русло широкопойменное, в сужениях – адаптированное (ширина левобережной поймы обычно лишь незначительно превышает ширину русла). Коренной берег, там, где русло расположено вдоль него, имеет относительно выровненную в плане конфигурацию, нарушаемую лишь конусами выносов притоков и оврагов; у противоположного пойменного берега находятся отмели и низкая прибрежная пойма, если русло неразветвленное, осередки и прибрежные пойменные острова, составляющие односторонние разветвления.

При двусторонней пойме один из берегов (правый или левый) имеет выровненные в плане очертания, почти на всем протяжении размывается потоком и является для него ведущим; его неровности связаны только с устьями пойменных проток и глинистыми печинами, связанными со старичным аллювием в уступах поймы. Противоположный берег обычно неровный из-за большого количества прибрежных отмелей, осередков и островов (рис. 5б).

В начале третьего участка (длиной 57 км) коренной высокий неразмываемый берег отходит от реки вправо, и почти на всем протяжении участка правый берег является пойменным, за исключением района г. Сольвычегодска, который стоит на I террасе. Слева берег реки тоже пойменный, за исключением районов г. Коряжмы, где он представлен уступом III цокольной террасы, и дер. Байки – уступом II террасы. Русло здесь или вновь меандрирует, или на достаточно большом протяжении является прямолинейным неразветвленным в пойменных берегах (табл. 5). Многие излучины – пологие, их шпоры представлены небольшими островами, т.е. русло является разветвленно-извилистым. Односторонние разветвления менее характерны, чем для вышележащего участка; одностороннее разветвление имеется только перед слиянием с Северной Двигой.

В начале участка слева в Вычегду впадает река Виледь. Половодье на Виледи, проходящее в более ранние сроки, обуславливает подпор потока Вычегды, что отражается в режиме находящихся здесь перекатов.

Расположение излучин на нижнем участке Вычегды достаточно хаотично: почти все они одиночные, разделенные относительно прямолинейным неразветвленным руслом или разветвлениями. Радиусы их кривизны – от 2,2 км до 3,5 км, степень развитости $l/L = 1,16-1,20$, т.е. все излучи-

ны пологие. Снижение кривизны излучин по сравнению с излучинами верхнего отрезка русла связано, по-видимому, с общим ростом водности Вычегды.

Таблица 4. Типы русла и их распространение на среднем участке (пос. Козьмино – дер. Новодворская Княжица) нижней Вычегды.

Морфодинамические типы русла	Суммарная длина, км	% от длины участка
Относительно прямолинейное неразветвленное вдоль коренного берега	41	47
То же в пойменных берегах	13	15
Одиночные разветвления	8	9
Односторонние разветвления, вдоль коренного берега	4	4
Односторонние разветвления в пойменных берегах	22	25

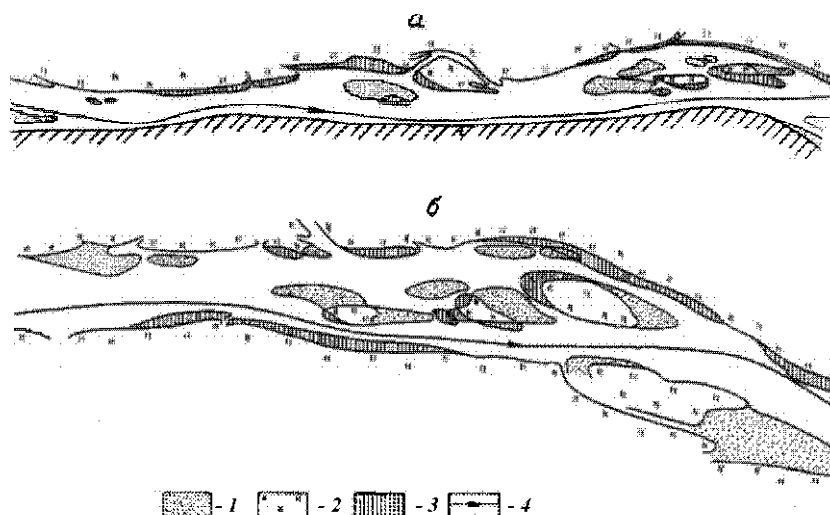


Рис. 5. Морфология и деформация прямолинейного русла и одиночных разветвлений: а – вдоль коренного берега; б – в пойменных берегах (условные обозначения на рис. 4).

Таблица 5. Типы русла и их распространение на третьем участке (дер. Новодворская Княжица – устье) нижней Вычегды.

Морфодинамические типы русла	Суммарная длина, км	% от длины участка
Относительно прямолинейное неразветвленное, вдоль коренного берега	3	5
То же, в пойменных берегах	22	39
Одноточные разветвления	5	9
Односторонние разветвления в пойменных берегах	6	10
Разветленно-извилистые	16	28
Свободные и вынужденные излучины	5	9

Вогнутый берег излучины у дер. Задовой в середине 60-х годов укреплен от размыва бетонными плитами, однако зона размыва вследствие общего смещения излучины находится теперь ниже по течению, вследствие чего в линии берега возник каменный мыс.

Широкая пойма и прохождение руслоформирующих расходов воды при ее затоплении обусловили развитие здесь пойменных ответвлений (полосов) и рукавов, спрямляющих пойменные сегменты в разветвленно-извилистом русле. Однако крупных и сравнительно многоводных извилистых полосов, как на верхнем участке, здесь нет. Возможно, это следствие формирования перед слиянием с Северной Двиной кривой спада уровней при прохождении руслоформирующих расходов воды.

Свободные условия развития русловых деформаций при слабой устойчивости русла и хорошей размываемости пойменных берегов обусловили высокую динамичность русла Вычегды в целом. На верхнем участке (от Межого до Козьмино) основным видом деформаций русла является мандрирование. Здесь происходит интенсивное искривление крутых излучин за счет размыва вогнутых берегов и зарастания отмелей (побочней) у выпуклых (табл. 6, рис. 4).

Таблица 6. Изменение параметров излучин на верхнем участке р. Вычегды.

Км от устья	Название излучины	Год	Радиус кривизны r , км	Степень развитости (l/L)
210-204	Яренская	1910	1,5	1,76
		1953	1,2	2,04
186-182	Харловская	1910	1,5	1,42
		1994	1,4	1,57
182-178	Кулигская	1910	1,5	1,63
		1994	1,25	1,71
178-172	Курчимская выпущенная	1910	1,2	1,82
		1994	0,75	2,10
158-154	Ошляшевская	1910	1,5	1,5
		1994	1,4	1,43
154-149	Верх. Княжинская	1910	1,25	1,48
		1994	1,0	2,05
149-146	Ниж. Княжинская	1910	3,5	1,44
		1994	1,1	1,67

Поперечные перемещения излучин происходят с разной интенсивностью в различные временные отрезки. Максимальные деформации большей части излучин наблюдались в первой половине XX века: размыв вогнутых берегов в вершинах и нижних крыльях излучин происходил со скоростями около 10 м/год. В последние десятилетия темпы смещения и искривления излучин снизились, сохранившись (по темпам) только на Княжинских излучинах. В 50-е годы произошло спрямление крутой Яренской излучины

(210-204 км) по относительно прямому Выемковскому полою, русло которого за последующие 40 лет образовало две новые пологие излучины.

На среднем участке русла Вытегды русловые деформации в естественном режиме осуществлялись до начала 60-х годов XX столетия. Здесь в это время наряду с прямолинейным неразветвленным руслом и односторонними и одиночными разветвлениями, были распространены сопряженные и параллельно-рукавные разветвления русла с преимущественным развитием рукавов возле правого, в том числе коренного берега (рис. 5). Однако смещающиеся к коренному берегу побочни или их формирование ниже его мысов обуславливали периодическую активизацию рукавов в пойменных берегах. Продолжительность периода блуждания потока по рукавам составляла 20-25 лет. При этом в русле размывались старые и возникали новые острова. Динамическая ось потока описывала вокруг них извилины, на перегибах которых существовали сложные перекаты.

В 60-е годы на этом участке были проведены капитальные дноуглубительные работы для коренного улучшения судоходных условий.

Деформации нижнего участка русла отличаются большей сложностью по сравнению вышележащими участками. Излучины чередуются здесь с относительно прямолинейным руслом, и их развитие происходит по-разному, хотя и взаимосвязано. Переформирования излучин заключались в их искривлении и смещении, что сопровождалось размывами вогнутых берегов со скоростями до 15-25 м/год. Такие размывы в условиях густонаселенных берегов нижней Вытегды создавали угрозу населенным пунктам; в частности активное искривление свободных излучин могло привести к разрушению деревень Задовая, Емышеве и нарушить нормальную работу водозабора г. Коряжмы. Поэтому для предотвращения разрушений в 60-е годы было проведено укрепление вогнутых берегов трех смежных излучин (Задовской на 48-46 км, Емышевской на 44-42 км и Заболотской на 42-40 км) бетонной кладкой, а на последней для увеличения эффекта берегоукрепления было возведено 6 полузапруд. Однако вогнутые берега укреплялись только в вершинах излучин, что их продольном смещении и размыве вогнутых берегов ниже укрепленных мест со скоростью 10-20 м/год привело к образованию в линии берегов глубоких выбоин, оказывающие на поток направляющее воздействие. К началу 90-х годов из-за этого произошло избыточное искривление Емышевской излучины, в шпоре которой образовалась протока: излучина по ней спрямилась, а старое изогнутое русло на ней полностью обмелело (рис. 6). Также изменилась конфигурация нижележащей Заболотной излучины: выпуклый берег стал размываться со скоростью 30-50 м/год и уже приобрел вогнутую форму, а возле вогнутого берега образовалась большая отмель, превратившая его в выпуклый.

Переформирования разветленно-извилистого русла имеют ряд особенностей, связанных со строением шпор излучин. Развитие излучин происходит здесь за счет последовательного приращения к выпуклым берегам осередков, смещающихся сверху или представляющих собой отторгну-

тые от вогнутых берегов побочни. Осередки, зарастая, превращаются в острова, протоки за ними мелеют и частично превращаются в пойменные ложбины. При достижении излучиной критической кривизны ($I/L \approx 1,6$) наиболее прямая протока через шпору вновь начинает разрабатываться, и в нее переходит основной поток; бывшее русло превращается в староречье, а новое начинает постепенно искривляться. Так, на Сольвычегодской излучине последний цикл ее развития закончился в 1984 г в результате ее спрямления, поддержанного разработкой прорези по прямому развивающемуся рукаву. Эта излучина перед спрямлением имела форму крутой сегментной с радиусом кривизны 800 м и степенью развитости (1,65) являясь по своему типу вписанной, т.к. ее вогнутый берег был представлен уступом песчаной первой надпойменной террасы. Размыв этого берега в 60-70-е годы со скоростью 10-20 м/год сопровождался разрушением городских строений и угрожал расположенным на берегу памятникам архитектуры, в первую очередь, знаменитому Благовещенскому собору (XV век). После спрямления излучины капитальной прорезью новый рукав в свою очередь стал постепенно искривляться: в 1984 г радиус его кривизны составлял 2,4 км, к 1995 г он сократился до 1,7 км; образовалась новая Сольвычегодская излучина, правый вогнутый берег которой размывается со скоростью около 10 м/год.

В последние 40 лет вогнутые берега еще некоторых излучин были искусственно укреплены, что повлияло на характер горизонтальных русловых деформаций.

Относительно прямолинейное русло на нижнем участке относительно стабильно, его деформации происходят, в основном, на уровне перекатов. Тем не менее, в таком русле ниже г. Коряжмы (между Заболотской и Сольвычегодской излучинами) во второй половине 90-х годов было осуществлено крупное техногенное вмешательство не связанное с проблемами водных путей (Иванов и др. 1998). Здесь прямолинейное неразветвленное с шахматным расположением побочней русло отходит от левого коренного берега (на нем находятся г. Коряжма и Котласский ЦБК) и оказывается в пойменных берегах. Ниже отхода русла существует массивный центральный относительно стабильный левобережный побочень Копытовских перекатов, огибая который поток размывает правый пойменный берег со скоростью около 5 м/год, медленно формируя пологую излучину. Через побочень проложен водовыпуск ЦБК, который по мере развития излучины оказался занесенным наносами и перестал функционировать. Реконструкция водовыпуска в соответствии с утвержденным проектом потребовала отторжения центрального побочня и искусственного расположения потока вдоль левого берега на всем перекатном участке. Старое русло по проекту должно быть перекрыто полузапрудами.

В разветвлениях русла иногда образуются новые острова или происходит перераспределение стока между рукавами. Так, в начале 70-х годов в устье Вычегды произошло перемещение главного течения реки из правого в левый рукав возле прнустьевого острова.

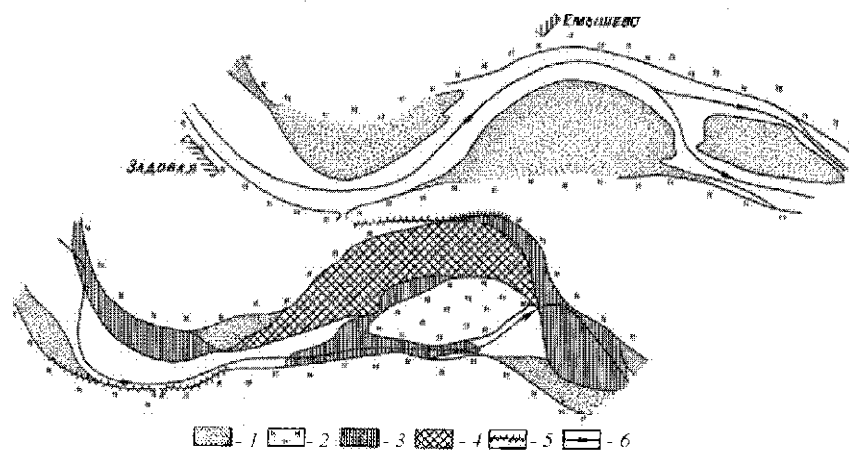


Рис. 6. Развитие Задовской и Емышевской излучин русла Вычегды.
1 – зона аккумуляции наносов; 2 – пойма; 3 – размыв берегов и дна; 4 – намыв; 5 – укрепленный берег; 6 – судовой ход и направление течения.

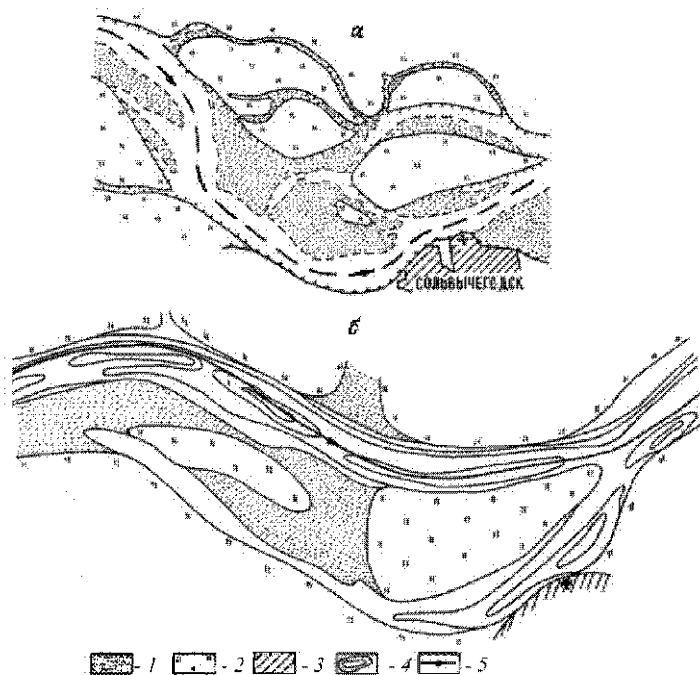


Рис 7. Морфология разветвленно-извилистого русла (Сольвычегодские излучины) а – до выправления 1959 г.; б – после выправления 1994 г. (условные обозначения на рис. 4)

Морфология и переформирования перекатов

На всем протяжении нижней Вычегды широко распространены перекаты. Их морфология и динамика очень разнообразны, определяясь морфодинамическим типом русла, и расположением друг по отношению к другу и по длине морфологически однородных участков. Выделяются одиночные перекаты и перекатные участки. Наряду с этим на морфологию перекатов оказывает влияние морфология и строение берегов реки, положение перекатов в начале, середине или конце перекатного участка, в верхнем или нижнем крыле излучины, в узле разветвления русла или слияния рукавов (рис. 8, табл. 7). Наиболее простой морфологией отличаются перекаты в верхних крыльях излучин и на перегибах между смежными излучинами: у вынутых берегов излучин расположены побочки, между которыми протягивается подводная гряда – седловина переката. Реже на такой гряде имеется осередок. На перекатах в узлах разветвления и слияния рукавов существует две гряды, объединенные тремя побочками, два из которых находятся у обоих берегов выше или ниже острова, образующего разветвление, а третий – возле оголовка или в ухвостье острова.

Наиболее разнообразны перекаты в прямолинейном русле, в основных рукавах односторонних разветвлений и при наличии коренного берега. Они асимметричны, имея хорошо развитые побочки у пойменного берега, которые в односторонних разветвлениях перекрывают второстепенные рукава; побочки у коренного берега редуцированы или отсутствуют. Перекаты на подходе русла к коренному берегу (рис. 8а) представляют собой единую гряду с двумя побочками: у коренного берега расположен верхний (на Вычегде чаще всего правобережный), который отделен от него затониной, являющейся продолжением пойменной протоки или курьи в нижней части выклинивающегося пойменного массива.

Перекаты в прямолинейном неразветвленном русле и в русле с односторонними разветвлениями в пойменных берегах образуют как одиночные перекаты, так и перекатные участки (рис. 8б). В расширениях русла, расположенных ниже его отхода от коренного берега в начале прямолинейных участков или односторонних разветвлений, перекаты относятся к типу "внутреннего бара" (по Н.И. Маккавсеву, 1949), имеют, как правило, две побочки, находящиеся либо напротив, либо с небольшим сдвигом по отношению друг к другу. Перекаты в середине относительно прямолинейных участков русла или главных рукавов односторонних разветвлений (рис. 8в) часто имеют асимметричные побочки: возле ведущих берегов они небольшие, у противоположных берегов в отстойной части русла или в устьях поперечных проток – обширные. Часто встречаются перекаты с двумя одинаковыми по размерам побочками. Все эти перекаты отличаются крайней изменчивостью и непостоянством своей формы.

В конце прямолинейных участков или в расширениях русла при слиянии главного и второстепенных рукавов в односторонних разветвлениях образуются перекаты, которые характеризуются очень большими разме-

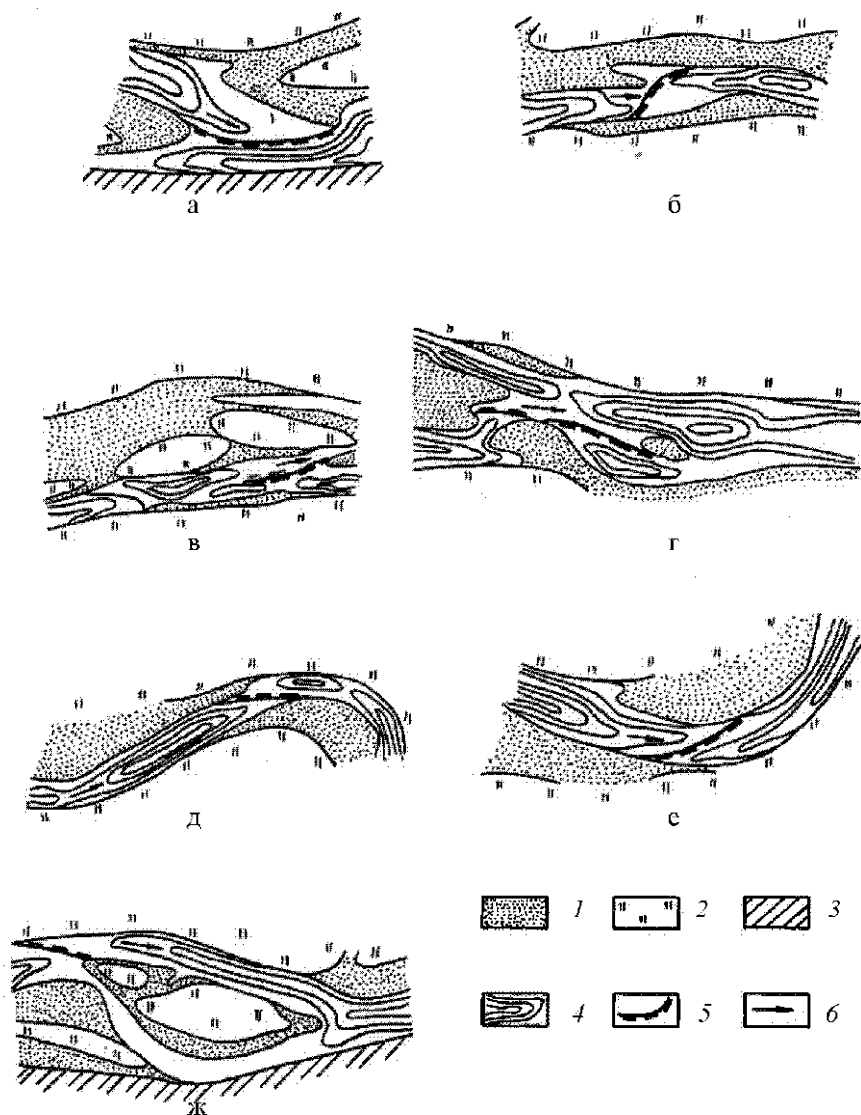


Рис. 8. Типы перекатов нижней Вычгды. а – перекат на перевале к коренному берегу; б – перекат в прямолинейном русле в пойменных берегах, ниже отхода коренного берега; в – перекат в середине прямолинейного участка или одно-стороннего разветвления; г – перекат в конце прямолинейного участка; д – перекат на перегибе и в верхнем крыле излучины; е – перекат в вершине излучины; ж – перекат в узле разветвления или слияния рукавов. 1 – песчаные отмели; 2 – пойма; 3 – террасы или коренные берега; 4 – изобаты (сечение 1 м); 5 – гряда переката; 6 – направление течения.

рами побочной и очень мелким руслом в целом (рис. 8г). При слиянии рукавов перекаты имеют три побочия – два возле противоположных берегов и один – в ухвостье острова. Такие перекаты состоят из большого количества гряд, между которыми происходит рассредоточение потока (перекаты типа “россыпи”).

Таблица 7. Классификация перекатов нижней Вычегды

Тип переката			Суммарная длина, км	% от длины всех перекатов
I. Перекаты в неразветвленном прямолинейном русле или в главных рукавах односторонних разветвлений	1. Вдоль коренного берега (однотоплевые перекаты)	-	17,2	14
	2. На подходе русла к коренному берегу (одиночные перекаты)	-	8,2	7
	3. В пойменных берегах	а) в расширениях русла ниже его отхода от коренного берега (одиночные перекаты)	21,3	18
		б) в середине прямолинейных участков; (перекаты и перекатные участки)	31,2	26
		в) в расширениях русла в конце прямолинейных участков, часто при переходе в другие формы русла (перекаты и перекатные участки)	13,7	11
II. Перекаты в извилистом русле	1. На перегибах и в верхних крыльях излучин	-	12,8	11
	2. В вершинах излучин	-	9,0	7
III. Перекаты в разветвленном русле	1. В узлах разветвления	-	4,0	3
	2. В узлах слияния рукавов	-	3,2	3

Часто перекаты, находящиеся в конце прямолинейных отрезков или односторонних разветвлений русла, образуются на их границе с нижележащими излучинами или одиночными разветвлениями. Тогда нижняя часть переката может частично находиться уже в русле другой формы, что сказыв-

вается в его морфологии и сопровождается некоторыми специфическими особенностями его переформирования.

Перекаты последнего типа встречаются по длине реки – начиная с Туглимских перекатов (164 км) и ниже, приблизительно через каждые 15-20 км. Выше такой закономерности не отмечается из-за преобладания на верхнем участке излучин – формы русла, не способствующей развитию перекатов со сложной морфологией и динамикой.

Многолетние деформации проявляются в их смещении как единой формы, смещении побочней, как их составных частей, отторжении побочней, образовании осередков и причленении их к противоположному берегу или в повторяющихся год от года изменениях положения корыта переката и т.д. Начало многолетнего цикла обычно связано с формированием в определенном месте гряды переката, которая затем на протяжении ряда лет смещается вниз по течению со скоростью, зависящей от устойчивости русла (рис. 3). Завершается цикл отторжением одного из побочней также в определенном месте (сужении русла, узле разветвления и т.д.), причленением его к другим аккумулятивным формам или размывом, в результате чего данный перекат перестает существовать. В узлах разветвления русла, смещающиеся побочни, периодически надвигаются на заход то в один, то в другой рукав, обуславливая периодическое развитие каждого из них. Подобные циклы нередко накладываются друг на друга, т.к. новый перекат начинает формироваться, когда предыдущий цикл своего развития еще не завершил. Подобной цикличностью отличаются почти все перекаты в прямолинейном неразветвленном русле нижней Вычегды, в основных рукавах односторонних и одиночных разветвлений.

Скорости смещения вниз по течению перекатов, расположенных в прямолинейном русле и на пологих излучинах составляют в среднем 80-100 м/год, а при расположении побочней возле вогнутых берегов – до 250 м/год; при этом они частично размываются, уменьшаясь в размерах (Чалов, 1964). У выпуклых берегов побочни смещаются медленнее (около 25 м/год) и растут по площади и высоте. В прямолинейном русле и в рукавах одиночных разветвлений при минимальной устойчивости русла (число Лохтина около 3,0) встречаются перекаты, перемещающиеся со скоростью до 250-400 м/год. Большие размеры побочней (по ширине – больше половины ширины русла в пойменных бровках, по высоте – до 5-6 м) обуславливают размыв противоположных берегов до 10-15 м в год. В тех случаях, когда подвижные побочни надвигаются на стабильные, расположенные у выпуклых берегов излучин, размывы вогнутых берегов активизируются (до 25-30 м/год). На прямолинейных участках русла с перемещением побочней связан периодический размыв и наращивание берегов. Ширина подвижной полосы на обоих берегах реки достигает 200-250 м (Чалов, 1974).

Цикличность развития относительно стабильных (несмещающихся) перекатов связана с периодическим надвижением на них вышележащих перекатов и их побочней, а также с периодическим постепенным смещением

корыта переката от верхнего положения к нижнему, где оно становится мелким, после чего происходит образование нового корыта возле верхнего побочня. Подобный режим характерен для перекатов, находящихся в неразветвленном прямолинейном русле или в главных рукавах односторонних разветвлений на подходе русла к коренному берегу. Длительность таких циклов составляет в среднем 7-10 лет, увеличиваясь в многоводные периоды лет и сокращаясь в маловодные.

По продолжительности выделяют перекаты с длительными (от 10 до 40 лет) и короткими (2-5 лет) циклами перестроений. На некоторых перекатах они могут охватывать отрезки времени, превышающие период инструментальных наблюдений (с 1910 г). Некоторые перекаты не изменяются в многолетнем плане или испытывают незначительные деформации. Таковы малоподвижные перекаты на перегибах между излучинами или в расширениях русла в начале прямолинейных отрезков, устойчивость которых определяется структурой течений и направляющим воздействием всдуших берегов.

Сезонные деформации, их направленность и интенсивность зависят от внутригодовой изменчивости стока реки. Они связаны с образованием кос и мелких гряд вдоль отмелей частей русла на спаде половодья и в высокую межень, их смещением вниз по течению со скоростью до 10 м/сутки, отторжением от одной отмели (побочня, осередка) и причленяясь к другой; они размываются на подъеме половодья, на спаде половодья вновь возникают.

Перекаты в прямолинейном неразветвленном русле и в основных рукавах односторонних разветвлений вдоль коренного в многолетнем плане характеризуются медленным смещением побочней чаще всего вдоль пойменного берега на расстояние до 1 км и их последующим размывом. Перекаты на перевале потока к коренному берегу, остаются стабильными как форма руслового рельефа, но в устьях верхних побочней периодически вытягиваются косы, которые, подвигаясь на корыто переката, способствуют его постепенному смещению из верхнего в нижнее положение, после чего во время половодья происходит вновь образование корыта переката у верхнего побочня, тогда как у нижнего оно запосится наносами.

Перекаты в прямолинейном неразветвленном русле и в основных рукавах односторонних разветвлений в пойменных берегах отличаются наиболее сложными короткоциклическими перестроениями. В начале таких морфологически однородных участков, часто в расширении русла ниже отхода реки от коренного берега, перекаты малоподвижны и испытывают лишь периодические деформации, связанные с выдвиганием кос в устье верхнего побочня и миграцией корыта из верхнего в нижнее положение (таков Верх. Литвиновский перекат). Ниже в верхней части участка формируются перекаты, которые затем смещаются вниз по течению до конца участка, где надвигаются на расположенные здесь относительно стабильные перекаты. Источником их формирования являются чаще всего на-

носы, поступающие из второстепенных рукавов или пойменных ответвлений (полос). Побочни таких перекатов очень подвижны, смещаются со скоростями до 400 м/год, вызывая искривление фарватера и его обмеление. Образование гряд, составляющих перекат, происходит, как правило, от одного раза в 2-4 года до 40 лет. В итоге на прямолинейном участке длиной в несколько километров одновременно может находиться две-три разновозрастные группы гряд, составляющих один перекатный участок. Типичным примером подобных перекатов с коротким циклом развития являются Туглимские, Чаинские, Усть-Вилегодские, Усть-Вычегодские, с длительным циклом – Межогские, Сойгинские, Ниж.Рычковский-Гришановские.

В конце морфологически однородного участка происходит надвижение смещающихся сверху перекатов на относительно малоподвижный перекат, замыкающий участок. При каждом последующем надвижении рельеф замыкающих перекатов усложняется, сам перекат мелест. При избыточном поступлении наносов ниже основного переката может сформироваться еще одна гряда: обычно это происходит в многоводные годы с большим стоком наносов; в маловодные годы гряда размывается. Таковы перекаты Верх. Рябовский, Новинский.

Замыкающий перекат может находиться уже в пределах смежной нижележащей излучины. В этом случае ниже основной замыкающей гряды дополнительной гряды не возникает, так как в нижнем крыле излучины располагается зона ускорения течения.

Перекаты в извилистом русле, сформировавшиеся на перегибах между смежными излучинами и в верхних крыльях излучин, в целом малоподвижны (рис. 8д). За многолетний период на них происходит периодическое (один раз в несколько лет) развитие кос в ухвостьях побочней и их последующее отторжение: реже наблюдается отторжение самих побочней и приращение образовавшихся при этом осередков к нижнему побочню у вогнутого берега следующей излучины (Верх. Харловский перекат).

Одиночные перекаты в вершинах излучин (рис. 8е) обычно быстро перемещаются; их побочни, расположенные у вогнутых берегов, отторгаются от них и прикрепляются к отмели у противоположного выпуклого берега, а сам перекат перестает существовать. Одновременно выше по течению формируется новый перекат. Периодичность возникновения подобных динамичных перекатов в вершинах излучин составляет 15-30 лет. Таковы Ниж. Успацкий-Кулигский, Глубоковский перекаты.

Если разветвление находится в конце прямолинейного участка русла в пойменных берегах, то расположенные здесь перекаты (Чернокурский, Ниж. Сойгинский) развиваются вместе с вышележащими, составляя с ними единые перекатные участки (рис. 8ж). Переформирования таких перекатов определяют режим рукавов: попеременно смещающиеся сверху побочни перекрывают то правый, то левый рукава, вызывая перераспределение стока между рукавами и периодическое их развитие или обмеление. Морфология переката при этом, существенно меняется: побочень, перекрывший рукав,

увеличивается в размерах, тогда как побочень перед развивающимся рукавом размывается.

Перекаты в узлах слияния одиночных разветвлений малоподвижны; их морфология изменяется при очередном перераспределении стока воды в разветвления. При этом меняются размеры и форма побочней.

В многоводные годы и годы с дождевыми паводками, при прочих равных условиях, темпы многолетних деформаций перекатов нижней Вычегды возрастают, сезонные переформирования идут более интенсивно, что всегда приводит к ухудшению судоходных условий. В маловодные годы и годы с устойчивой летней меженью многолетние деформации замедляются, сезонные переформирования протекают в небольшом объеме.

Во внутригодовом цикле наибольшая аккумуляция наносов (намыв) на большинстве перекатов нижней Вычегды, независимо от их местоположения и многолетней динамики, происходит во время спада половодья или дождевых паводков. В высокую, реже в низкую, межень, а иногда и при невысоких поздних дождевых паводках корыта перекатов размываются и углубляются. Обычно это наблюдается, если поток концентрируется в пределах корыта, что типично для перекатов, образовавшихся в русле вдоль коренных берегов и на перевале потока к коренному берегу.

Если в меженный период поток на перекате расплывается (перекаты в прямолинейном русле с пойменными берегами, а также в узлах разветвления), то размыв корыта переката не происходит, и глубины на нем снижаются до 0,7 м. Образование кос наиболее типично для высокой межи при уровнях воды 100 – 150 см над "0" г.п. Федяково.

На перекатных участках переформирования верхних в группе перекатов нередко сопровождаются деформациями противоположного знака на нижележащих перекатах. Наносы, поступающие из вышележащего плесового участка, аккумулируются на первом в группе перекате. В этом случае, следующий перекат оказывается, как бы, за естественной плотиной, и в течение всей навигации сохраняет повышенные глубины. Если верхний в группе перекат размывается, на следующем происходит аккумуляция наносов и намыв гребня. Такие взаимно сопряженные деформации различного знака типичны для Усть-Вилегодских-Ципушкинском и Шешуровских перекатах.

Дноуглубление и его влияние на русловой режим

Дноуглубительные работы на Нижней Вычегде начали производиться во 2-й половине 20-х годов XX века в связи с необходимостью поддержания гарантированных глубин и обеспечения нормальных условий судоходства. Первые землечерпательные прорезы на реке были разработаны в 1928 г; суммарный объем дноуглубления составил тогда около 40 тыс.м³ грунта. В 30-е годы землечерпание проводилось на 17 перекатах из 78; общий объем ежегодно перемещаемого в русле грунта составил от 90 до 150 тыс.м³. В дальнейшем, масштабы дноуглубления постоянно возрастали:

прорези разрабатывались на все большем числе перекатов, а начиная с 60-х годов практически на всех существующих перекатах, а их общий объем достигал от 4,5 до 5,5 млн.м³ в год. В целом за весь период дноуглубления (до 1991 г) из прорезей было извлечено около 170 млн.м³ грунта. На каждом перекате за навигацию извлекалось от 40 до 200 тыс. м³ грунта. Кроме того, с середины 30-х годов до 1957 г на нижней Вычегде проводились взрывные дноуглубительные работы на гребнях перекатов. Широко применялись выправительные работы – возведение полузанруд и струсаннаправляющих дамб. Такое увеличение объемов дноуглубления было связано с ростом гарантированных глубин (от 60-70 см в 20-е годы до 100 см в 50-е и 130 см в 80-е годы), проведении работ по коренному улучшению водного пути и стабилизации трассы судового хода. Последнее нередко сопровождалось переводом трассы судового хода в ранее несудоходные, но перспективные (развивающиеся) протоки и рукава, в новое положение на перекатах, отторжением побочных, спрямлением излучин и т.д. Это, однако, не исключало необходимости разработки эксплуатационных землечерпательных прорезей, поскольку сохранялся неизменным транспорт стока наносов в виде смещающихся грядовых форм руслового рельефа. Поэтому для поддержания требуемых глубин на большинстве перекатов в межливневый период землечерпание проводилось ежегодно, часто несколько раз в навигацию. Объемы эксплуатационных прорезей в среднем составляли не менее 15 – 40 тыс. м³ в год на каждом перекате.

При производстве дноуглубительных работ аллювий из реки не извлекается, а перемещается из активной зоны русла в пассивную, часто прибрежную мелководную зону. В результате происходит консервация наносов в отвалах на разное по длительности время – от одного года (до начала следующего половодья) до десятилетий. В последнем случае отвалы грунта зарастают и превращаются в молодые пойменные образования. Часто, особенно при разработке капитальных прорезей, грунт используется для намыва выправительных сооружений, либо отвалы его размещаются таким образом, что выполняют роль этих сооружений. В результате снижается количество материала, перемещаемого по руслу и участвующего в перестроении перекатов, сужается живое сечение реки, что, в свою очередь, приводит к саморазмыву русла и увеличению глубин без дополнительного землечерпания.

Безусловно, систематическое дноуглубление на протяжении более 60 лет не могло не оставить заметный след в морфологии русла, а на отдельных участках, где были проведены работы по коренному улучшению условий судоходства, существенно изменило его динамику. На верхнем участке производились только единичные капитальные работы: в середине 50-х годов разработкой прорези был расширен и углублен рукав, спрямляющий Яренскую излучину, что ускорило ее отмирание. Результатом спрямления явилась перестройка русла ниже по течению – образование одиночного Шияесского острова и др., что ухудшило здесь судоходные ус-

ловия. Поэтому в 1973 г с помощью капитальной прорези судовой ход был переведен к левому коренному берегу, где уже располагалась динамическая ось потока. В середине 80-х годов на Иртовском и Ниж. Успатетком перекатах в вершинах излучин были проведены капитальные работы по переводу судового хода к выпуклым берегам излучин, что каждый раз было связано с местными особенностями этих излучин – отходом в вершине Иртовской и устьем в вершине Кулигской излучин многоводного Иртовского полоя. Во всех других случаях на участке проводилось эксплуатационное землечерпание: на перекатах в прямолинейном русле – в больших объемах, на перекатах на излучинах – в меньших.

В течение всего периода дноуглубления сохранилась тенденция искривления излучин, однако темпы этого процесса снизились. Для анализа тенденций развития русла, в том числе его реакции на дноуглубление поведения русла было использовано отношение площадей размытых берегов и площадей новообразованных пойменных массивов (намытых берегов) на участке за два периода времени – 1910-1953 гг. и 1953-1994 гг. Первый из них характеризуется минимальным техногенным воздействием на русло, второй – максимальным (табл. 8). Отмечено снижение относительной интенсивности размыва берегов почти на всех морфологически однородных участках русла за исключением того, на котором в 50-е годы спрямилась крутая Яреньгская излучина, и нижележащего, где изменилась общая конфигурация русла. Более того, почти везде стало преобладать активное зарастание прирусловых отмелей и поймообразование. Снижение темпов русловых деформаций связывается здесь с увеличением устойчивости русла, произошедшим в результате дноуглубления.

На среднем участке в 60-е годы по предложению Н.И. Маккавеева было проведено капитальное выправление русла, которое заключалось в отторжении побочной от коренных берегов и приведении потока к правому коренному берегу (“правило ведущего берега”) под ведущий правый коренной берег. После этого периодическое перераспределение стока между рукавами и последовательное развитие одного и отмирание другого прекратилось: в рукавах вдоль ведущего берега сосредоточился основной сток воды, тогда как рукава в противоположной (пойменной) части русла быстро обмелели. В павигацию 1999 г водность рукавов у коренного берега составила около 80 % в половодье и почти 95 % в межень. Таким образом, почти все участки с сопряженными или параллельно-рукавными разветвлениями были превращены на данном участке русла в односторонние разветвления (рис. 9). В обмелевших рукавах у пойменного берега за последующие 25 лет образовались молодые пойменные острова суммарной площадью 41,3 км², часть рукавов превратилась в пойменные ложбины. Непосредственно сразу после выправления русла объемы эксплуатационного дноуглубления в русле возле коренного берега сократились в 2 – 3,5 раза: так, в последнее пятилетие перед выправлением русла на трех перекатах 10-километрового отрезка русла от дер. Слободчиково до нос. Сойга (Слободчиковском, Шулег-

ском и Тундрийском) было извлечено около 2 млн. м³ грунта; после выправления объемы землечерпания неуклонно снижались и в 1985 – 1990 гг. составили всего 0,5 млн. м³ грунта.

Таблица 8. Изменение отношения площадей размытых (F_p) и намытых (F_n) берегов нижней Вычегды от пос. Межог до пос. Козьмино.

Морфологически однородный участок (км от устья)	F_p/F_n в периоды:	
	1910-1953 гг.	1953-1994 гг.
Казлукский: прямолинейное русло, одиночное разветвление (222-209)	5,2	0,1
Ярешгский: излучины (спрямившаяся и новые в спрямляющем рукаве) (209-203)	0,6	1,6
Пустопинский: прямолинейное русло, одиночное разветвление (198-190)	0,4	1,3
Ирговско-Курчимский: свободные и выпущенная излучины (190-173)	1,5	1,3
Туттимский: прямолинейное русло (173-162)	-	0,9
Княжинский: свободные излучины (162-146)	1,1	0,7

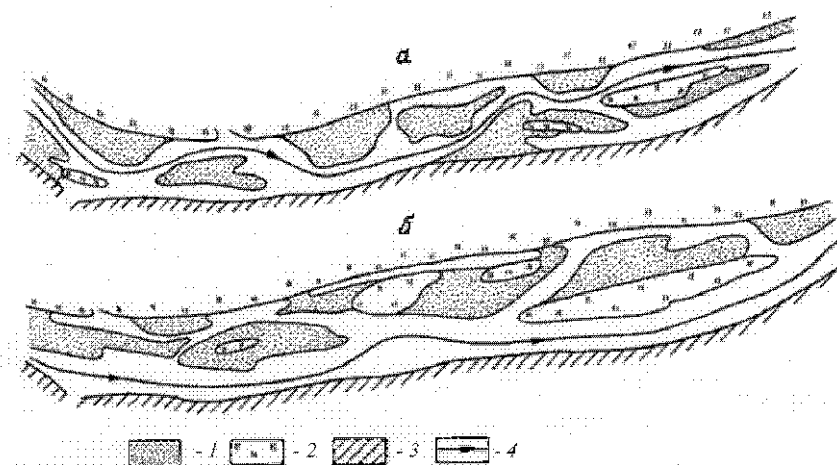


Рис. 9. Изменение морфологии русла вдоль коренного берега в результате проведения дноуглубительных работ. Планы русла: а – до выправления (1959 г); б – после выправления (1995 г). Условные обозначения на рис. 4.

На нижнем участке русловые деформации также претерпели заметные изменения, но не из-за дноуглубительных работ на реке как водном пути, а в связи с регулированием русла для предотвращения опасных размывов берегов, обеспечения работы водозаборов, водовыпусков и т.д. Лишь

ниже г. Сольвычегодска разрабатывались главным образом эксплуатационные прорезы на перекатах по трассе судового хода.

Результатом дноуглубительных работ на Вычегде явилось общее увеличение устойчивости русла (Чалов и др., 2000) и стабилизация его форм в оптимальном в отношении поддержания гарантированных глубин состоянии. В результате прекращены блуждания главного течения реки по рукавам, от одного берега к другому и т.д. Это стало возможным благодаря успешному применению некоторых общих закономерностей развития русла и своевременному использованию намечающихся естественных переформирований русла. Наибольший эффект получен с помощью правила «ведущего берега» (Проектирование судовых ходов..., 1964). В прямолинейном русле или в разветвлениях с рукавами, проходящими вдоль коренного берега, приведение к последнему трассы судового хода, в т.ч. посредством разработки капитальных прорезей, сопровождается превращением перекатных участков в плесовые, одиночных и параллельно-рукавных разветвлений в односторонние и т.д. Также эффективным оказалось спрямление крутых излучин, делающее не только более удобной трассу судового хода, но и приведших к ликвидации лимитирующих судоходство перекатов на перегибах русла и в вершинах излучин.

Важным следствием выправления русла явилось изменение вследствие дноуглубления структуры речного дна – распределения в нем плесов и перекатов, что отразилось на длине и глубине перекатов и перекатных участков. Это сказывается в резком уменьшении количества участков русла с глубинами менее 1,5-2 м; участков русла с глубиной менее 1 м в современном русле почти не осталось, хотя в 1990 г они еще встречались. В целом за период 1910 – 1990 гг. произошло сокращение протяженности перекатов (табл. 9).

Таблица 9. Длина перекатов на нижней Вычегде в 1910, 1990 и 1995 гг.

Перекаты и перекатные участки	Средняя длина (км) в годы:		
	1910	1990	1995
В прямолинейном неразветвленном русле и в односторонних разветвлениях:			
а) одиночные перекаты	2,4	0,9	0,8
б) перекатные участки	5,0	1,6	4,9
На излучинах:			
а) одиночные перекаты	1,5	0,8	1,0
б) перекатные участки	3,0	-	-

Особенно заметно это на перекатных участках в прямолинейных руслах и на излучинах. При этом наибольшие изменения отмечаются в тех местах, которые в наибольшей мере подверглись капитальному дноуглублению. В частности, исчезли перекатные участки на излучинах: перекатные

участки в прямолинейном русле сохранились, но резко сократилась их длина: здесь по-прежнему происходит обмеление гребней наиболее сложных перекатов, приуроченных к местам постоянной аккумуляции наносов, расположенных обычно в конце прямолинейных отрезков русла и замыкающих собой перекатные участки. Их закономерное расположение в русле (примерно через каждые 16-20 км) говорит о том, что они фиксируют крупные аккумулятивные волны наносов более высокого порядка, чем гряды перекатов (Иванов, Чернов, 2001). Они формируются как следствие выправления русла и связаны с транзитом наносов выше по течению; местное увеличение стока наносов при дноуглублении выше по течению приводит к перегрузке ими потока, аккумуляции и образованию своеобразных «пробок» через близкие по длине отрезки русла.

Крупномасштабное дноуглубление привело к общему изменению продольного профиля дна русла, условий транспорта донных наносов в виде гряд различных размеров. Для выявления этих изменений был проведен спектральный анализ колебаний отметок дна нижней Вычегды в начале XX века (по съемке 1910 г) и по продольному эхолотному профилю дна, полученному в 1999 г (была использована также съемка русла 1994 – 1995 гг.). Сопоставление характерных длин простых перекатов в русле 1910 г. и современном показало, что их длина мало изменилась за этот период, однако, к концу века произошло перераспределение встречаемости волн по длине реки в пользу более длинных гряд. Причиной такой трансформации явились эксплуатационные прорезы – их разработка на сложных и простых перекатах на спаде половодья обеспечивала изменение формы живого сечения русла и создавала благоприятные условия для передвижения влекомых наносов не только во время половодья, но и в межень. Наличие прорезей приводило к тому, что влекомые наносы, поступающие с вышерасположенных участков, не аккумуляровались на гребнях перекатов, а выносились по прорезам в их подвалья, где они отлагались. В результате происходило повышение отметок дна низового откоса (подвалья), что создало эффект удлинения перекатов на фоне общего увеличения глубин на них.

Более сложную, но в целом похожую картину показал спектральный анализ длин самых крупных волн – перекатных участков. В 1910 г они имели наиболее характерную длину 6-7 км при повторяемости более 50% (рис. 10). К настоящему времени произошло удлинение волн, снижение встречаемости волн разной длины и рост их разнообразия по величине шагов перекатных участков. Связь этих изменений с дноуглублением подтверждается данными по размерам волн, полученных по съемке 1952 г. Наиболее характерная их длина сохранилась той же, что и в 1910 г (7-8 км), но встречаемость снизилась до 30 % при появлении в основном более длинных волн. Возможно, что на трансформацию волн к 50-м годам оказало влияние общее маловодье 30-40-х годов, но именно интенсификация дноуглубительных работ привела к увеличению в 1952 г. гарантированной глубины по всей нижней Вычегде до 1,0 м вместо предвоенных 70 см.

Таким образом, интенсивное дноуглубление на Вычегде создало предпосылки для изменения руслового рельефа. Это нашло отражение в уменьшении количества и длины затруднительных для судоходства перека-тов при общем увеличении их линейных размеров, росте глубин на перека-тах по сравнению с бытовыми условиями, общей стабилизации русла и обо-соблению перекаотов в конце относительно прямолинейных участков русла, постоянно лимитирующих судоходство.

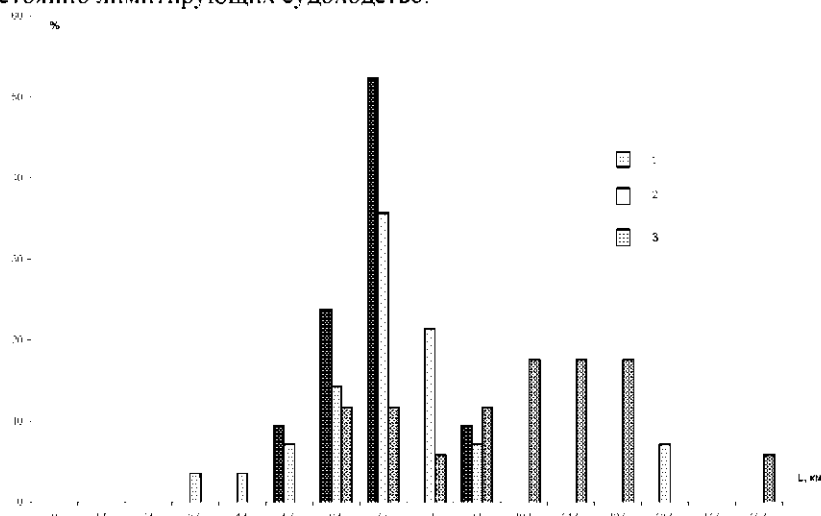


Рис. 10. Сопоставление характерных длин участков аккумуляции нижней Вычегды: 1 – 1910 г.; 2 – 1952 г.; 3 – 1994 г.

Изменение морфологии и динамики русла после прекращения дноуглубительных работ.

Начиная с 1992 г. дноуглубление на нижней Вычегде было прекращено, гарантированные глубины были понижены до уровня 50-х годов (100 см). Однако полного восстановления русла и возвращения его к состоянию «дотехногенного» периода (начало XX века) не произошло, хотя на некоторых перекатах глубины в межень стали понижаться при отсутствии землечерпания до 60-70 см. На других перекатах или участках русла никаких видимых изменений не произошло. В ряде случаев активизировались деформации перекаотов, возобновились их циклические перестроения.

Несобратимый характер приобрела стабилизация в результате выполнения дноуглубительных работ прямолинейного неразветвленного русла и рукавов в разветвлениях, расположенных вдоль коренных берегов. Здесь сохраняется устойчивое положение фарватера вдоль коренного берега, и поддерживаются достаточные для судоходства глубины. Таковы Слободчиковские, Шулегские, Тундрийские перекаоты на 121-111 км, Тимасовские перекаоты на 85-73 км. Это объясняется влиянием на работу потока устойчиво-

го, выровненного в плане коренного берега, создающего естественные гидравлические предпосылки для саморазмыва русла (правило «ведущего берега» Н.И. Маккавеева) как при искусственном приведении к нему потока (что было сделано на Вычегде), так и в ходе естественных русловых деформаций. В первом случае ведущий коренной берег использовался в качестве природного стабилизирующего фактора. Этому способствовали большие объемы дноуглубительных работ, проведенные на перекатах в 50-60-е годы и обеспечивавшие привлечение потока в прорези вдоль коренного берега и обмеление (на разветвленных участках) рукавов в пойменных берегах.

Перекаты, расположенные на перевале потока к коренному берегу, также отличаются относительной устойчивостью: прекращение землечерпания не отразилось на их режиме, но его следствием явилось периодическое их обмеление, которое в период дноуглубления устранялось эпизодической разработкой небольших по объемам эксплуатационных прорезей. В качестве примеров можно привести Рябовский перекат (86-85 км), на котором периодически проводилось дноуглубление в объемах не более 12-40 тыс. м³, и Тесовицкий перекат (62-61 км), на котором последнее землечерпание объемом 56 тыс. м³ проводилось в 1983 г.

Перекаты в расширениях русла ниже отхода его от коренного берега, будучи относительно стабильными, мало изменили свой режим после прекращения дноуглубления. На многих из них (Цилебо-Вожемском, 172-170 км; Верх. Урдомском, 132-131 км; Верх. Литвиновском, 97-95 км; Таракановском, 58-57 км) эти работы создали основу для сохранения глубин, поскольку также опирались на естественные стабилизирующие факторы (например, использование направляющего влияния на поток плеча коренного берега). Но если расширение русла резкое и сопровождается разветвлением, а плечо коренного берега не выражено, расположенные здесь перекаты мелеют на спаде половодья. Этому способствует отсутствие естественных гидравлических предпосылок для саморазмыва русла, на которое накладывается поступление наносов с вышерасположенного участка реки, где осуществлено выправление русла по правилу «ведущего берега». Таков, например, Верх. Сойгинский перекат (110-109 км).

Большая часть дноуглубительных прорезей на перекатах в прямолинейном русле в пойменных берегах была выполнена вдоль существующего положения судового хода в соответствии с естественными тенденциями отторжения побочной, особенно на перекатах в конце участков с этим типом русла. Поэтому прекращение землечерпания не повлекло за собой изменения в их режиме. Однако аккумуляция наносов на таких перекатах очень быстро привела к уменьшению глубин на их гребнях – почти везде они уменьшились до 1 м, а на перекатах, замыкающих участки – даже до 50 см. Так как при естественном режиме на этих перекатах не существует оптимального в отношении глубин положения корыта, их выправление малоэффективно: они углубляются только регулярным эксплуатационным землечерпанием. На некоторых перекатах этого типа оно проводилось даже

вплоть до 1996 г. но с объемами прорезей, разработанными после 1991 г. практически на порядок меньшими, чем в предыдущий период (табл.10). Поэтому они быстро заносились наносами. Кроме того, разработка таких прорезей стала сопровождаться обмелением русла ниже по течению, где происходило отложение наносов, до тех пор, пока прорезь не заносилась.

Перекаты на перегибах и в верхних крыльях излучин отличаются малой подвижностью, циклическим смещением кос в ухвостьях верхних или нижних побочней и сезонными размывами-намывами гребней. После прекращения дноуглубления характер деформаций на этих перекатах не изменился, но глубины снизились до 1 м, а на Шономском и Ниж. Княжинском перекатах – до 0,7 м.

На перекатах в вершинах излучин до начала 90-х годов постоянно проводилось дноуглубление, однако, несмотря на большие объемы (например, на Ципушкинском перекате – 60-100 тыс. м³ ежегодно), оно не привело к существенным изменениям в морфологии и динамике перекатов; поэтому прекращение работ не изменило схемы деформаций большей части таких перекатов, но разработанные ранее прорези были занесены, а минимальные глубины быстро вернулись к тем, которые были здесь в «дотехногенный» период – до 1 м.

Перекаты в узлах разветвления и слияния рукавов после прекращения дноуглубительных работ «вернулись» к естественному многолетнему режиму переформирования, т.к. регулярная разработка прорезей закрепляла определенное, как правило, оптимальное для поддержания глубин положение судового хода. Те из них, которые оказались в начале очередного цикла перераспределения стока между рукавами, обмелели (Ниж. Сойгинский, 106-104 км; Чернокурские перекаты, 218-216 км), другие, находящиеся в середине или конце цикла (Верх. Пастинский, 194-193 км) остались относительно глубокими, но стали лимитировать судоходство по глубинам на спаде половодья.

Анализ ситуации, сложившейся после прекращения землечерпания на нижней Вычегде, позволил сделать следующие выводы:

1. Длительные выправительные работы вызвали изменения морфологии и динамики практически на всех перекатах, однако, степень этих изменений различна на перекатах разных типов. Наиболее устойчивые изменения произошли на прямолинейных отрезках русла и в рукавах одиночных разветвлений вдоль коренных берегов; в последнем случае произошла трансформация одиночных разветвлений в односторонние. Выправительные работы вызвали необратимые изменения в морфодинамике русла, и ожидать возвращения русла в исходное состояние не следует. На перекатах остальных типов выправительные работы проводились с учетом существующих тенденций русловых деформаций, ускоряя (или замедляя) естественные многолетние переформирования перекатов, либо влияя только на сезонные деформации. Поэтому прекращение выправительных работ не привело к

изменению режима перестроений перекатов; изменилась лишь продолжительность циклов их развития.

2. На всех перекатах, расположенных на неразветвленных прямолинейных участках русла и в односторонних разветвлениях с пойменными берегами (они занимают 37 % от длины всех перекатов нижней Вычегды), глубины русла после прекращения землечерпания стали снижаться с разной интенсивностью до 0,7-1 м, т.е. возвращаться к «дотехногенному» периоду. Наиболее сложные перекатные участки в прямолинейном русле и рукавах односторонних разветвлений в пойменных берегах увеличились в длину и обмелели, вернувшись к естественному состоянию очень быстро – в течение 1-3 лет после прекращения разработки на них прорезей. Это подтверждается данными таблицы 8: в период 1990-1995 гг. длина перекатов почти всех типов оставалась меньшей, чем в 1910 г. кроме перекатных участков в прямолинейном русле и в русле с односторонними разветвлениями в пойменных берегах, протяженность которых стала такой же, как в 1910 г.

Таблица 10. Объемы землечерпания на затруднительных для судоходства перекатах в прямолинейном русле в пойменных берегах в 90-ые годы

Перекаты	Объемы землечерпания, тыс.м ³ в год				
	1991	1992	1993	1994	1995
Чаппские	198,9	14,3	10,2	9,3	-
Староостровский	151,1	18,0	28,7	15,8	-
Усть-Вычегодский	187,1	73,6	100,0	15,0	17,5

Изменение режима стока наносов при дноуглублении вдоль по руслу Вычегды привело к возникновению через определенные промежутки мелких перекатов («пробок»), аналогов которых в «дотехногенный» период не было. При отсутствии землечерпания эти перекаты очень быстро практически превратились в главный фактор ограничения судоходства на реке.

Через 5 лет глубины стали снижаться и на некоторых перекатах других типов, в частности, расположенных в вершинах, на перегибах и в верхних крыльях излучин. Если в первые годы после прекращения дноуглубительных работ глубины менее 0,7 м наблюдались только на 7 перекатах, расположенных в конце прямолинейных отрезков русла («перекатов-пробок»), то в 1997 г. количество лимитирующих перекатов с такими глубинами возросло до 15.

Вместе с тем, на перекатах, расположенных в русле вдоль ведущего коренного берега, на перевале к нему и отходе от него потока, а также в узлах разветвления и слияния рукавов общее повышение глубин по сравнению с 1910 г. вызванное многолетним выправлением русла, оказалось устойчивым – глубины здесь сохранились такими же, какими они были в период дноуглубления (до 1991 г.).

3. Сезонные деформации перекатов продолжают развиваться без изменений, поэтому отсутствие землечерпания привело к снижению глубин

на многих перекатах, на которых в естественных условиях отмечался намыв гребней на спаде половодья; саморазмыв в высокую межень не происходил и не происходит.

Транспортные, социальные и экологические последствия прекращения дноуглубительных работ.

Многочисленные исследования в области техногенных изменений морфологии и динамики речных русел (Чалов, Чернов, 1998; Чалов, 2000; Беркович и др., 2000) позволяют оценить их с позиций транспортного использования реки и экологических последствий этого вида деятельности и его прекращения.

Во-первых, снижение глубин на перекатах создало серьезные трудности для судоходства. На нижней Вычегде эффект устойчивого повышения глубин на значительной части русла благодаря его регулированию, полностью сводится «на нет» резким и быстрым обмелением перекатов-«пробок», расположенных в местах аккумуляции наносов, транзитом проходящих через остальные участки выправления и перекатов, на которых нет гидравлических предпосылок для саморазмыва и глубин поддерживавшихся систематическим землечерпанием. В результате река оказывается разбитой на отдельные судоходные плесы длиной около 20 км, связь между которыми прерывается в межень из-за обмеления перекатов. Поскольку естественные условия для повышения глубин на таких перекатах отсутствуют, единственным способом обеспечить на них судоходные глубины остается землечерпание. Оно должно проводиться в объемах, обеспечивающих предотвращение обмеления нижних гребней перекатов продуктами размыва верхних.

Расположение фарватера в устойчивом положении возле ведущего берега обеспечивает его стабилизацию и ниже по течению при наличии направляющих выступов и мысов. Однако в перспективе возможен возврат главного течения в ныне отмирающие рукава в пойменных берегах или восстановления его извилистости из-за неровностей линии ведущих берегов. Поэтому даже в таких местах, где произошли необратимые изменения, со временем может произойти утрата достигнутого и возвращение реки в состояние, близкое к естественному с соответствующим режимом деформаций. На таких участках (Чайнские – Староостровский перекаты на 95-88 км, Гришановские перекаты на 72-66 км) требуется постоянный контроль за состоянием русла и выполнение определенного минимума мероприятий, предотвращающих неблагоприятные перестроения и обеспечивающих сохранение достигнутых результатов.

Таким образом, опасность обмеления перекатов, находящихся между постоянно лимитирующими судоходство, сохраняется весьма высокой. Непосредственных причин обмеления может быть две: а) неблагоприятное развитие многолетних русловых перестроений, происходящее при отсутствии дноуглубительных работ; б) сезонный намыв перекатов на спаде

половодья. Поддержание таких перекатов в удовлетворительном для судоходства состоянии требует их мониторинга для своевременного установления перехода к этапу обмеления и выбора момента для производства дноуглубительных работ в сравнительно небольших объемах.

Во-вторых, прекращение дноуглубления на нижней Вычегде и следующее за ним обмеление перекатов сказывается на социально-экономическом состоянии приречных территорий из-за затруднения транспортных сообщений между населенными пунктами, доставкой грузов и вывоза готовой (сельскохозяйственной и лесозаготовительной) продукции. Кроме того, создавая препятствие для возможного развития туризма.

В-третьих, прекращение землечерпания вызывает различные нарушения природно-антропогенной системы, какой за последние десятилетия стало русло Вычегды. Более чем полувекское техногенное вмешательство вызвало необратимые изменения в структуре речного русла, обусловив возникновение крупных, локализованных по длине реки волн аккумуляции, представляющие собой мелкие перекатные участки. Их существование как и возвращение ряда перекатов к "дотехногенному" состоянию глубин в русле, создаст угрозу промерзания русла до дна, возникновения наледей, заморов рыбы зимой и т.д. (Чалов, Чернов, 1998). Кроме того, вследствие обмеления перекатов сокращается водообмен между плесами, что снижает самоочищающую способность воды в реке и увеличивает загрязнение ее и донных осадков. На нижней Вычегде в г. Коряжме расположен Котласский ЦБК, стоки которого после очистки сливаются в реку. Снижение водообмена между плесами повышает риск химического загрязнения реки, гибели аквальной и субаквальной биоты, создает неблагоприятные условия водоснабжения населенных пунктов и т.д. То есть, налицо обострение экологической напряженности, обусловленной русловыми процессами.

В-четвертых, возвращение русловых деформаций на нижней Вычегде в квазиестественное состояние может нарушить нормальную работу береговых промышленных объектов. Подобное уже наблюдалось в конце 90-х годов, когда рассивающий водовыпуск сточных вод Котласского ЦБК оказался занесенным наносами; сейчас возникает угроза обсыхания главного водозабора г. Коряжмы из-за надвигающегося на него сверху песчаного побочня, размыва береговой части водовода Коряжма – Сольвычегодск.

В-пятых, река даже в естественном состоянии создает определенную экологическую напряженность из-за размыва своих берегов. На Вычегде – слабоустойчивой реке, где скорости размыва берегов превышают 10 м/год, опасность разрушения стоящих на берегах строений вполне реальна. Уже сейчас смывается лесобижа выше г. Коряжмы, под угрозой уничтожения находится несколько деревень (Висмково, Ошлапье и др.). Бороться с этим явлением можно, укрепляя берега. Этого же можно достичь и более дешевыми способами, выправляя русло с учетом естественных тенденций его развития, т. е. управляя русловыми процессами. Таким образом, к ухудшению экологического состояния реки приводит не только усиление антропо-

погенной нагрузки, но и ослабление некоторых ее видов, в частности, прекращение дноуглубления в транспортных целях. Поэтому даже при сложившейся экономической ситуации, когда объемы перевозок по рекам резко сократились, необходимо в целях поддержания сложившегося равновесия в речной природно-антропогенной системе, продолжать дноуглубительные работы. В противном случае при сохранении иных видов воздействия на реки даже в уменьшенных объемах, может продолжиться загрязнение русла Вычегды, его обмеление, ухудшение качества воды, утрата территорий при размыве берегов, затруднения с водозабором для коммунальных нужд и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

- Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение М.: ГЕОС. 2000.
- Вильперт А.С. Выправление рек Северного бассейна // Речной транспорт. 1963. № 9.
- Зайков Б.Д. Очерки гидрологических исследований в России. Л.: Гидрометиздат. 1973.
- Иванов В.В., Чалов Р.С., Чернов А.В. Малые города и русловые процессы на большой реке (Коряжма, Сольвычегодск, Котлас на Вычегде) // Тринадцатое межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Доклады, краткие сообщения. Псков. 1998.
- Иванов В.В., Чернов А.В. Изменение структуры руслового рельефа нижней Вычегды под влиянием дноуглубительных работ и после их прекращения // Наука и техника на водном транспорте. Инф. сб. М.: 2001.
- Лебедева Н.В. Изменение гранулометрического состава современного руслового аллювия вниз по течению равнинной реки (на примере р. Вычегды) // Литология и полезные ископаемые. 1966. №5.
- Маккавеев Н.И. Русловой режим рек и трассирование прорезей. М.: Речиздат. 1949.
- Пахомова О.М. Деформации перекатов нижней Вычегды в условиях проведения дноуглубительных работ // Двенадцатое Межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Пермь. 1997.
- Проектирование судовых ходов на свободных реках // Труды ЦНИИЭВТ. Вып. 36. М.: Транспорт. 1964.
- Русловой режим рек Северной Евразии. М.: МГУ. 1994.
- Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1999. №5.

Сидорчук А.Ю. Перемещение донных гряд в иерархическом комплексе и сток влксовых наносов // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. V конференция. Труды. М. 1999.

Старицкий А.К. Отчет по исследованию в 1910 г нижней части реки Вычегды // Материалы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий. Вып. 32. СПб: изд. Упр. внутр. водных путей и шосс. дорог. 1912.

Тархов В., Менделев Б. Улучшение судоходных условий на Вычегде // Речной транспорт. 1970. № 11.

Чалов Р.С. Динамика перекатов и ее количественная характеристика // Вопросы географии № 63. М.: География. 1964.

Чалов Р.С. Влияние побочной перекатов на динамику речных берегов // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1974. №4.

Чалов Р.С. Излучины р. Вычегды // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. М.: изд-во МГУ. 1974.

Чалов Р.С. Общее и географическое русловедение. М.: изд-во МГУ. 1997.

Чалов Р.С. Русловые процессы и воднотранспортные проблемы больших рек России // Наука и техника на речном транспорте. Информ. сб. 2000. №12.

Чалов Р.С., Рулева С.Н., Чернов А.В. Влияние дноуглубления на русловой режим свободных рек со слабоустойчивым руслом (на примере Оби и Вычегды) // XV пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Волгоград – М.: Перемена. 2000.

Чалов Р.С., Чернов А.В. Об экологической неоднозначности последствий техногенных воздействий на речные русла // Труды Академии водохозяйственных наук. Вып.5. М. 1998.

В содержание

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

АНТРОПОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА РЕКИ БЕЛОЙ*

Изменения направленности русловых процессов на реках в результате хозяйственной деятельности представляют собой в настоящее время острую природоохранную проблему. Русла многих крупных рек протекающих в густо населенных и освоенных регионах, необратимо меняются. Причиной этих изменений является трансформация стока воды и наносов, поступающих с водосбора вследствие сведения лесов, распашки, мелиоративных работ, урбанизации (косвенные нарушения факторов русловых процессов), а также непосредственные механические изменения русла в результате разнообразной деятельности в руслах (прямые нарушения русла).

Характеристика антропогенной нагрузки

Река Белая – один из крупнейших притоков Камы, берет начало в горах Южного Урала и впадает в Нижнекамское водохранилище. Исследованный участок реки от Уфы до Бирска длиной 210 км относится к ее нижнему течению (рис. 1). Бассейн реки характеризуется высоким уровнем развития различных отраслей хозяйства, среди которых преобладающую роль играет промышленность. Уже с середины XVIII века здесь строились многочисленные небольшие водохранилища, обеспечивающие водоснабжение промышленных предприятий. В настоящее время насчитывается более 30 таких водохранилищ. Самое большое среди них – Павловское на р. Уфе объемом $1,4 \text{ км}^3$ – регулирует сток этого самого крупного притока Белой. Большое количество городов и промышленных предприятий оказывает существенное влияние на сток рек бассейна. Кроме того, на него оказывает большое воздействие сельскохозяйственное производство, в ходе которого осуществляется водозабор на орошение, развивается эрозия почв. Водная и ветровая эрозия является нередко следствием выпаса скота, их развитию способствует продолжающееся сведение лесов, нарушения агротехники и строительных норм. Безвозвратные потери стока за счет водозабора и водоотведения для промышленности, коммунального и сельского хозяйства составляют для р.Белой, по данным А.М. Гареева (1989), более 755 млн. м^3 в год или 4,5 % годового стока реки 95%-ой обеспеченности, в то время как общий водозабор достигает $3,4 \text{ км}^3$ в год, т.е. около 20% стока реки за маловодный период.

Интенсивная эрозия почв развивалась, очевидно, с XVI века – со времени массовой вырубке лесов и распашки территории бассейна. Общая деградация почв за доагрикультурный период оценивается в 0,2-0,3 мм в год, а в период активного сельскохозяйственного освоения – в 1,2-3,5 мм в год.

* Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64284 и 00-05-64690)

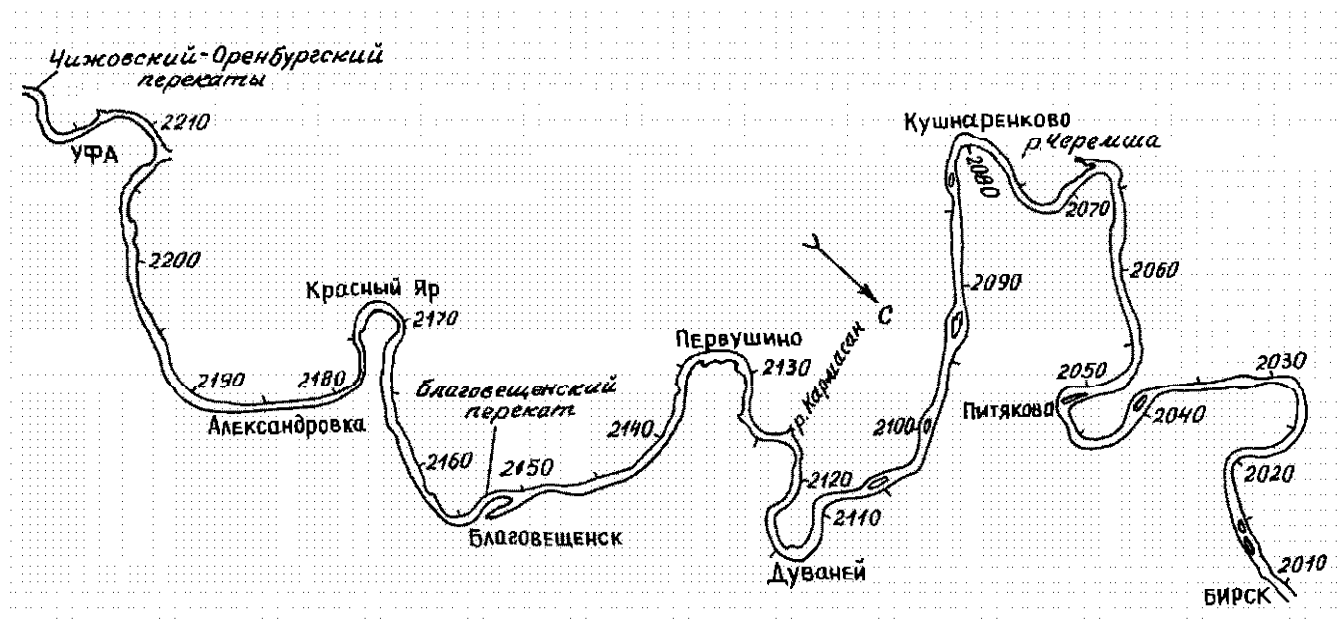


Рис. 1 Общий план русла р. Белая от Уфы до Бирска

В среднем модуль стока взвешенных наносов в малых бассейнах равнинной части водосбора Белой составляет $70 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$, в сильно измененных бассейнах он достигает $130 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$. Почти вся территория бассейна Белой изрезана сетью долин, балок, оврагов. Расчлененность оврагами в среднем составляет около 2 км/км^2 , колеблясь от $0,8$ до $3,4 \text{ км/км}^2$. Ежегодный прирост оврагов составляет от $0,1$ до $10\text{--}15 \text{ м}$, иногда достигая сотен метров (Овражная эрозия, 1989). Эрозия почв способствует сравнительно высокой мутности рек. В лесостепной зоне мутность малых, а также достаточно крупных рек (например, Демы) достигает в период половодья $1200\text{--}2100 \text{ г/м}^3$ (Чалов, Штанкова, 2000). Снос рыхлого материала со склонов и из оврагов вызывает усиленную аккумуляцию в речных долинах. В поймах многих малых и средних рек обнаруживается горизонт почвы, погребенный под слоем наилка мощностью $2\text{--}2,5 \text{ м}$, накопившимся примерно за 600 лет (Бутаков и др., 2000). Но на крупных реках (Уфе и Белой) усиление аккумулятивных процессов практически не сказалось. Их мутность находится в пределах зональных значений: мутность Белой в Стерлитамаке за период 1939–1980 гг. составляла 160 г/м^3 , в Уфе и Бирске – около 100 г/м^3 . Судя по этому, косвенное нарушение факторов руслоформирования нижнего течения Белой не было значительным. Значительно большее влияние на русло Белой здесь оказало прямое техногенное нарушение.

На р. Белой, как и на других судоходных реках Европейской части России, прямое нарушение русла создавалось в ходе развернутой с начала 1950-х гг. добычи в качестве строительных материалов песков, песчано-гравийных смесей и галечников, относящихся к современным руслообразующим наносам и русловым отложениям. Кроме того, на протяжении десятилетий выполнялись землечерпательные и выправительные работы, направленные на улучшение судоходных условий и увеличение глубин судового хода.

Хронологически первым видом непосредственного техногенного вмешательства в русло стали дноуглубительные работы. На нижней Белой основным их видом являлось выправление русла. Еще в 1930-е гг. в русле создавалось большое количество полузапруд из грунта, стесняющих поток на перекатах и способствующих их размыву. Много сооружений построено в 60–70-е гг. В настоящее время на 200-километровом участке реки насчитывается более 200 сооружений, в то время как в начале 40-х гг. их было около десятка. Степень стеснения русла сооружениями различна на разных перекатах, среднее отношение ширины судоходной трассы к ширине русла составляет около $0,6$. Создание выправительных сооружений в немалой степени обеспечило увеличение гарантированных глубин с $1,35 \text{ м}$ в 1948 г до $2,25 \text{ м}$ в 1975 г. Землечерпание при этом играло второстепенную роль. В 1980-е гг. и позднее строительство сооружений не ведется, и основную роль в поддержании судоходных глубин приобрело землечерпание. За период 1980–1994 гг. удельный (на 1 пог. км русла) объем землечерпания составляет от $6,5$ до 21 тыс. м^3 грунта в год (в среднем около 12 тыс. м^3).

Добыча нерудных строительных материалов (НСМ) из русла р. Белой ведется уже несколько десятилетий, как в верхнем (г. Стерлитамак), так и в нижнем течении. Годовой объем добычи только за период 1965-1991 гг. увеличился с 1117 до 6950 тыс. м³. При этом, в отличие от землечерпания, при котором грунт из русла не удаляется, разработка карьеров ведет к его безвозвратному изъятию.

На участке нижней Белой от Уфы до Бирска в последние 10 лет добывалось более 70% общей добычи. Средний годовой объем добычи на этом участке составил около 3800 тыс. куб.м³ или 18 тыс. куб.м³ с 1 пог. км русла. Можно полагать, что начиная с 1965 г из русла и поймы р. Белой на данном участке извлечено более 85 млн. куб.м³ несечно-гравийного аллювия. Добывались преимущественно голоцен-верхнечетвертичные осадки, мощность которых в среднем составляет 7-9 м, а иногда достигает 20 м. Динамику разработки карьеров отражают данные по добыче, отнесенной к отдельным участкам реки (табл.1). Еще в 1980 –е гг. значительные объемы аллювия извлекались в районе г. Уфы (здесь добыча велась с 1950-х гг.), но самые крупные карьеры разрабатывались в 60-120 км ниже Уфы.

Таблица 1 Средние годовые объемы добычи НСМ по участкам за периоды и средние объемы землечерпания (тыс.м³)

Расстояние от Уфы, км	1983-1987	1988-1990	1991-1994	Среднее на 1 км	
				Добыча	Землечерпание
0-24	500	789	134	15,8	12,4
24-44	510	454	219	19,7	15,0
44-64	258	79,8	29,5	6,12	6,88
64-84	41,4	550	894	24,8	6,48
84-104	1938	466	606	50,2	8,72
104-124	6,47	1331	876	36,9	7,09
124-144	3,50	213	314	8,84	19,9
144-164	-	-	49,6	2,28	9,89
164-184	-	-	-	-	21,0
184-204	-	-	-	-	13,5

Морфология долины и русла реки

Долина р.Белой в среднем и нижнем течении наследует древнюю долину, врезанную на 100 м в верхнепермские отложения и заполненную мощной толщей четвертичных отложений. Выходы коренных пород широко распространены в долинах рек Белой, Демы, Уфы. На исследованном участке она имеет асимметричную ящикообразную форму с широким, илоским днищем и достаточно крутыми и высокими коренными берегами. Левый склон долины более пологий, чем правый. Ширина дна долины составляет в среднем 5-6 км, отчетливо выделяются высокая пойма высотой 5-7 м и две аккумулятивные надпойменные террасы – первая высотой 8-15 м, вторая – 17-22 м. Более высокие террасы большей частью размыты, деформированы

и в рельефе склонов выражаются в виде относительно пологих поверхностей, не имеющих четких бровок и тыловых швов. Надпойменные террасы развиты главным образом по левому, пологому склону долины.

Долина реки описывает несколько макроизлучин, резко меняя свою ориентировку. Ниже с. Кушнареново долина приобретает почти меридиональное направление.

Река имеет сравнительно узкую пойму, ширина которой приблизительно равна ширине пояса меандрирования. Местами располагаются крупные расширения поймы, в основном, левобережной.

На значительном протяжении (около 32 % длины участка) русло прижато к коренному, главным образом, правому берегу, образуя относительно прямолинейные участки и вынужденные излучины. Пойма на таких участках односторонняя. Участки, занятые этим типом русла, чередуются с участками, где пойма реки двусторонняя, они занимают 68 % длины участка. Здесь река образует свободные излучины. Они имеют простую форму в плане. Средние параметры излучин следующие: шаг излучин (L) – 3,4 км (2,4-4,8); радиус кривизны (R) – 1,8 км (0,6-3,0); степень развитости (L/R) – 1,75 (1,2-3,5). Отрезки извилистого русла чередуются с соизмеримыми по длине отрезками прямолинейного русла. Разветвления не типичны для р. Белой, имеется лишь несколько простых одиночных разветвлений, приуроченных к относительно прямолинейному руслу.

Ширина русла в пойменных бровках по длине участка колеблется от 300 до 1000 м, составляя в среднем 530 м. Резкие сужения русла находятся обычно в нижних крыльях вынужденных излучин. При этом в вершине и в верхних крыльях излучин русло, как правило, более широкое. Кроме того русло расширяется в местах впадения относительно крупных притоков, в местах отхода или впадения старичных ложбин, в вершинах свободных излучин, на протяженных относительно прямолинейных участках, а также при резком отходе коренного берега от реки (на отрыве). Наибольшей ширины русло достигает в пределах узлов разветвления.

Ширина меженного русла колеблется от 200 до 400 м, в среднем составляя 300 м. При этом она несколько увеличивается вниз по течению. Наименьшей шириной отличаются участки русла, стесненные выправительными сооружениями, а также в нижних крыльях вынужденных излучин и рукавах разветвлений.

Средняя наибольшая меженная глубина русла по оси судового хода составляет в настоящее время 3,7 м. Местные наибольшие значения существенно отличаются от среднего, так как русло отчетливо делится на мелководные и глубоководные участки – перекаты и плесы. Наименьшие глубины на гребнях перекатов составляют 2,5-3 м, средняя максимальная глубина плесов – 5-6 м, максимальная – 10,5 м. Средние по сечению меженные глубины русла колеблются от 2 до 9 м (средняя около 3,2 м). Следует отметить, что для исследованного участка реки Белой зависимость между шириной и глубиной русла практически отсутствует. Это связано со значительной ме-

ханической измененностью русла карьерными выемками, которые увеличивают глубину, и выправительными сооружениями.

Гидрологический режим реки

Гидрологический режим р. Белой характеризуется высоким весенним половодьем, низкой меженью и летне-осенними паводками. Преимущественное питание реки снеговое, основная доля стока приходится на весеннее половодье. Средняя амплитуда уровней составляет 6,5 м, максимальная – 11,5 м. Средний многолетний расход воды в половодье составляет 6060 м³/с в Уфе и 6380 м³/с в Бирске. Наибольший расход воды наблюдался в 1882 г и составил 18400 м³/с (Бирск) и 16200 м³/с (Уфа). Летне-осенняя межень продолжительная (110-150 дней) и устойчивая, изредка прерываемая незначительными и не ежегодными дождевыми паводками. Наибольшая водность (до 60%) приходится на половодье (апрель-июнь). На летне-осенний и зимний периоды в маловодные годы может приходиться примерно одинаковый объем стока (20%). Средний годовой объем стока составляет 23-26 км³.

Достаточно большой ряд наблюдений позволяет проследить многолетние колебания водности р. Белой. Отчетливо выделяются периоды повышенной (1880-1930 гг.) и пониженной (1930-1980 гг.) водности. На фоне этого векового изменения водности наблюдаются более мелкие многоводные и маловодные периоды длительностью 5-10 лет.

Минимальные меженные расходы испытывали значительные колебания. До середины 30-х гг. продолжался период, в основном, повышенной водности реки в межень, который сменился периодом, когда преобладали низкие меженные расходы, особенно после 50-х гг.

На кривой, построенной по методике Н.И.Маккавеева (1955), выделяется три интервала расходов, имеющих руслоформирующее значение. Среднее значение нижнего пика кривой составляет 4400 м³/с с вероятностью превышения 4,1%. Этот интервал наблюдается до выхода воды на пойму и примерно соответствует максимальным расходам половодья в средние по водности годы. Средний и верхний максимумы кривой соответствуют затоплению поймы. Их величины равны, соответственно, 7600 и 10000 м³/с при вероятности превышения 1,3 и 0,44 %.

Сток взвешенных наносов р. Белой в Уфе составляет 2,3 млн. т, в Бирске – 2,7 млн. т при среднегодовой мутности около 100 г/м³. Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов более неравномерно, чем стока воды. Более 90 % взвешенных наносов проходит в период половодья.

Одним из важнейших условий развития русловых деформаций, как естественных, так и вызванных хозяйственной деятельностью, является сток руслообразующих наносов. Эти наносы формируют формы рельефа русла: перекаты, побочки, косы, гряды. От размеров стока руслообразующих наносов зависит восстановление нарушенного руслового рельефа. Наиболее крупные из состава руслообразующих наносов переносятся в форме влеко-

рых наносов в составе донных гряд. Часть руслообразующих наносов переносится в составе взвешенных наносов, перемещаясь от одной крупной русловой формы к другой. Анализ гранулометрического состава проб руслообразующих наносов и донных отложений р.Белой показал, что к руслообразующим относятся наносы, частицы которых крупнее 0,1 мм.

Для определения стока руслообразующих наносов был выполнен анализ данных сетевых наблюдений по гидрологическим постам Уфа и Бирск, а также измерения параметров гряд на участках дельтовых полевых работ. Из материалов сетевых наблюдений были выбраны данные по измеренным расходам взвешенных наносов, содержащие сведения о расходе воды, общей мутности и гранулометрическом составе взвешенных наносов. По ним определена доля мутности, относящаяся к руслообразующим фракциям, затем были получены зависимости расхода взвешенных руслообразующих наносов (R_p) от расхода воды: $R_p = 1,612 Q$ 1,478 (Уфа), $R_p = 1,79 Q$ 1,452 (Бирск)

Средняя крупность взвешенных наносов составляет около 0,04 мм, в их составе в среднем содержится 6,5-7,0 % наносов, относящихся к руслообразующим, хотя в период половодья доля руслообразующих наносов может достигать 30%. Средний годовой расход взвешенных руслообразующих наносов составляет 4,6 кг/с, объем – 142-148 тыс. т.

Средняя крупность влекомых руслообразующих наносов достигает 0,95-1,8 мм. Расход наносов, переносимых в виде донных гряд, определен по методике Н.И. Алексеевского (1990) и с учетом измеренных в натуре характеристик гряд. Средний годовой объем стока влекомых наносов составляет 290 тыс. т (Уфа) и 190 тыс. т (Бирск). Средний суммарный сток руслообразующих наносов составляет, таким образом, 300-370 тыс. тонн или 220 тыс. м³.

Русловые деформации, связанные с разработкой карьеров

Оценить исходное, ненарушенное состояние русла Белой количественно достаточно сложно, так как нет соизмеримых по точности (и по масштабу) картографических материалов, относящихся к 1930-1940-м гг. и охватывающих весь участок нижней Белой. Приходится привлекать косвенные материалы, в частности данные по изменению уровней воды, результаты повторных нивелировок водной поверхности, которые проводились службой водного пути в 1937, 1965, 1988 и 1999 гг., а также результаты полевых работ 1995 г. Количественные данные по изменению характеристик русла получены путем сравнения дельтовых крупномасштабных съемок 1978 г, выполненных Бельским районом водных путей и 1995 г – экспедицией МГУ.

Можно полагать, что аналогом русла Белой в исходном состоянии может служить участок реки от с. Кушнаренково до г. Бирска, где не велась добыча НСМ, хотя здесь выполнялись дноуглубительные работы. На этом участке уклон реки в межень в течение последних 60 лет остается практически

ски постоянным $-0,045-0,05$ ‰. Средняя максимальная глубина за 1978-1995 гг. также мало изменилась, увеличившись лишь на 30 см, что может быть эффектом дноуглубительных работ. Основываясь на морфометрических характеристиках русла и крупности донных отложений (ширина русла в пойменных бровках – 580 м, средняя меженная глубина 2 м, глубина при расходе $4500 \text{ м}^3/\text{с}$ в бровках поймы 8 м, уклон $0,05$ ‰, средний по длине участка диаметр отложений 4,3 мм) можно рассчитать ряд коэффициентов стабильности русла. В таблице 2 значения коэффициентов стабильности этого участка приведены в сравнении с таковыми для нарушенного участка р. Белой и ряда других рек, отличающихся и по типу русла, и по интенсивности переформирования руслового рельефа (данные, относящиеся к рекам Китая, взяты из работы Zhang Ruijin & Xie Jianheng (1993).

Таблица 2 Устойчивость русла Белой и некоторых других рек

Река – участок	Тип русла	Коэффициенты устойчивости*							
		L	Ψ	A	Φ	M	Kc	Y	Γ
Белая: Купнарепково–Бирск	Адаптированные и свободные излучины	8,6	10,8	0,83	7,4	1,05	14,8	0,3	3,0
Белая: Уфа- Купнаренково	Адаптированные и свободные излучины	14,3	13,5	0,96	11,4	1,01	20,4	0,34	2,8
Ока: верхнее течение	Адаптированные излучины	20	3,08	1,16	4,14	0,88	6,66	0,29	2,7
Ока: среднее течение	Свободные излучины	7,1	1,02	1,33	1,80	0,87	2,38	0,25	2,5
Обь: слияние Бии и Катуня – Усть-Чарыпская Пристань	Сложно-разветвленное	2,5	0,66	0,41	0,26	0,55	0,93	0,06	7,0
Обь: Новосибирск – устье Томи	Разветвленное	10	1,30	0,82	0,89	0,88	1,66	0,14	3,0
Янцзы: среднее течение	Свободное меандрирование	3,5	0,30	1,22	0,37				3,5
Хуанхэ: среднее течение	Блуждание	0,40	0,20	0,31	0,06				25

* L dH/l -число В.М. Лохтина; где d – диаметр наносов в мм; H – падение, м/км; Ψ $d(hl)-l$ коэффициент М.А. Великанова, отражающий устойчивость по отношению к вертикальным деформациям; где d – в м; h – глубина, м; l – уклон; $A = Q(0,5/B)(0,2)-1$ коэффициент С.Т. Алтунина, отражающий устойчивость русла в отношении горизонтальных деформаций : где Q – расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$; B – ширина русла, м; $\Phi = \Psi A^2$ – обобщенный коэффициент устойчивости (Zhang Ruijin, Xie Jianheng, 1993); M $h(gB)0,25Q-0,5$ коэффициент К.В. Гришанина (1974), для устойчивого русла равен в среднем 0,95, малые значения соответствуют неустойчивому руслу с повышенной транспортирующей способностью потока; $Kc = d(Bl)-1100$ коэффициент стабильности Н.И.Маккавеева (1955); где d – в мм; l – в ‰; $Y = h(d/h)0,25(Bl)0,5)-1$ – коэффициент эрозивно-морфометрической устойчивости И.Ф. Карасева (1975), для устойчивого русла больше 0,3; Γ $B(0,5h)-1$ гидроморфологическая характеристика русла по В.Г. Глушкову (1925), меняется в зависимости от размываемости грунтов (меньшее значение характерно для трудноразмываемого русла).

Приведенные данные подтверждают высокую в целом устойчивость русла р. Белой как в отношении вертикальных, так и горизонтальных деформаций. Малая интенсивность деформаций объясняется тем, что соотношение динамической скорости при руслоформирующем расходе в бровках поймы ($v_d (ghl)/0,5$) и гидравлической крупности влекомых наносов (w) равно 0,4, что соответствует достаточно слабому донному влечению наносов (v_d/w , соответствующее остановке наносов, равно 0,14-0,15, а динамически устойчивому руслу по К.В. Гришанину – 0,52 (Боровков, 1989). Кроме того, берега сложены достаточно прочными суглинками, а нередко и коренными породами.

Влияние добычи НСМ из русла реки заключается в существенном преобразовании формы поперечного сечения русла (соотношения ширины и глубины) и руслового рельефа, которые влияют на поток в основном через гидравлические сопротивления. Уничтожение некоторых форм руслового рельефа (нобочной, кос, отмелей) увеличение размеров и изменение формы сечения снижает сопротивление, что приводит к уменьшению уклона и понижению уровней воды. Эта схема действует только при достаточно длинных карьерах – более 2-3 ширины русла (для условий нижней Белой – около 1 км), занимающих большую часть ширины русла. Средняя ширина карьеров составляет около 230 м, средняя глубина разработки – 7,5 м. Суммарная длина карьеров составляет в среднем 13-15 км.

Второй причиной трансформации русла, сопровождающей добычу НСМ, является нарушение стока наносов. Карьеры, из которых удален руслообразующий аллювий, становятся, благодаря изменению гидравлических характеристик потока, ловушками для большей части стока русловых наносов. Это приводит к развитию ниже по течению эрозии; эрозия развивается и выше карьеров, где она является результатом увеличения местного уклона и скорости течения. Все это приводит к понижению отметок русла, которое косвенно выражается в понижении уровней воды, особенно заметном в маловодные периоды.

Для установления долговременных тенденций изменения русла был проведен анализ низших за период открытого русла уровней воды. Наинизшие уровни воды лучшим образом характеризуют изменение отметок дна реки, так как сток в период стояния таких уровней (обычно осень) формируется в основном за счет грунтового питания, хотя они зависят в известной мере также от метеорологических условий конкретного года. Анализ охватывал участок реки длиной около 700 км и длительный (почти 100 лет) период времени (табл.3).

Видно, что на большинстве гидрологических постов прослеживается заметное понижение низших меженных уровней, мало связанное с водностью меженей. Особенно велико понижение уровней в Уфе, оно прослеживается и выше по течению – в Охлебинино, а также в Стерлитамаке. Характерно, что в Уфе в первую половину века происходило повышение уровней почти на 60 см, которое не прослеживалось выше по течению. В то же

время в Кушнаренково отмечается суммарный рост уровней, который с начала 50-х гг. достиг 0,5 м. Рост уровней в Андреевке обусловлен заполнением Нижнекамского водохранилища, в результате чего водопост оказался в зоне подпора. Сравнение графиков связи расходов воды и уровней $Q=f(H)$ по постам р. Белой подтверждают эти выводы, причем в Уфе понижение уровней сопровождало весь диапазон расходов воды.

Таблица 3. Изменение низших меженных уровней воды р. Белой (в числителе показано текущее понижение уровня за нятиелетие, в знаменателе – накопленное итоговое значение)

Период, годы	Изменение отметки низших меженных уровней в пунктах (км от устья), см						
	Стерлитамак, 730 км	Охлебинино, 520 км	Уфа, 440 км	Кушнаренково, 304 км	Бирск, 238 км	Андреевка, 80 км	Модуль наименьшего расхода
1900-1905			0/0		0/0		0,94
1905-1910			-7/-7		-20/-20		0,88
1910-1915			11/4		11/-9		1,06
1915-1920			10/14		4/-5		1,13
1920-1925			-29/-15		-31/-36		0,79
1925-1930			50/35		55/19		1,33
1930-1935			-50/-15		-65/-46		0,76
1935-1940	0		-11/-26		-24/-70		0,62
1940-1945	-54/-54	0	54/28		0		01,12
1945-1950	-7/-61	-5/-5	30/58		2/2	-4/-4	1,24
1950-1955	-11/-72	-43/-48	-41/17	0	-50/-48	-69/-73	0,75
1955-1960	13/-59	20/-28	8/25	24/24	12/-36	39/-34	0,84
1960-1965	15/-44	17/-11	1/26	20/44	31/-5	28/-6	1,08
1965-1970	-16/-60	-33/-44	-46/-20	-25/19	-25/-30	-38/-44	0,95
1970-1975	14/-46	-7/-51	-29/-49	-4/15	-6/-36	2/-42	1,01
1975-1980	-27/-73	-10/-61	-28/-77	-11/4	-11/-47	69/27	0,88
1980-1985	-1/-74	4/-57	10/-67	17/21	4/-44	133/160	1,08
1985-1990	10/-64	15/-42	-17/-84	25/46	23/-21	18/178	
1990-1995	-5/-69	10/-32	17/-67	3/49	22/1	1/179	
1995-1998		-42/-74	-60/-127		-45/-44		

Понижение уровней является следствием длительной эксплуатации карьеров, прежде всего в районе Уфы. Установлено, что суммарная “посадка” уровней определяется объемом добычи не только в текущем году, но и за предшествующие годы, а также годовым объемом стока руслообразующих наносов. Кривые зависимости относительного понижения уровней от относительной величины добычи для р. Белой у Стерлитамака (Барышников, Самусева, 1999) и у Уфы (Барышников, Беркович, 1999) показали, что

сначала происходит интенсивное понижение уровней при еще небольших объемах добычи, затем "посадка" уровней замедляется. Для разных рек начальная интенсивность "посадки" уровней неодинакова: в Уфе при относительном объеме добычи 40% величина "посадки" составляла 80 % полной.

Отражением трансформации русла на участке между Уфой и Кушнаренково является уменьшение среднего уклона водной поверхности с 0,061 ‰ в конце 1930-х гг. до 0,049 ‰ в конце 1990 гг. На отдельных отрезках русла уменьшение уклона более заметно: так, в 90-100 км ниже Уфы уклон уменьшился с 0,038 до 0,008 ‰. Анализ кривых свободной поверхности нотока, полученных продольными нивелировками, показал, что процесс снижения отметок водной поверхности развивается трансгрессивно: в 1940-1960-е гг. он охватывал небольшой участок ниже Уфы, к концу 1980-х гг. распространился вниз по течению на 40-50 км, а к середине 1990-х гг. – на 70-80 км. Причиной такого понижения уровней явилось не только увеличение объема русла из-за добычи ПГС, но и глубинная эрозия, распространившаяся трансгрессивно от крупных разработанных карьеров в районе Александровки, Красного Яра, Благовещенска. Характерно, что понижение уровней сопровождалось их повышением ниже по течению. В период 1940-1960-х гг. небольшое повышение уровня отмечалось в 70-90 км, а в 1980-1990-х гг. – в 120-140 км ниже Уфы. За последние 30 лет, а особенно за 1988-1995 гг., увеличение объема русла заметно в 80-120 км ниже Уфы, что связано с возрастанием здесь объемов добычи и, вероятно, с эрозией дна реки. Таким образом, прослеживается продвижение "волны" понижения низкого меженного уровня воды вниз по течению со скоростью около 2-3 км в год. Повышение уровня ниже «волны» эрозии обусловлено частичным отложением эродированного материала (рис.2).

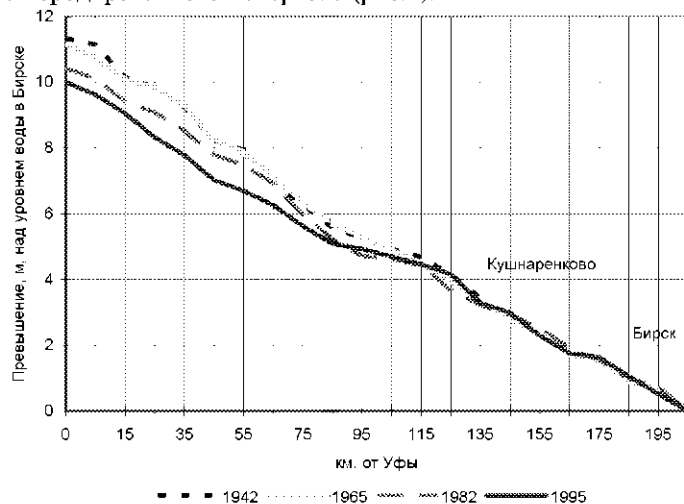


Рис. 2. Продольный профиль р. Белая

Сравнение съемок русла 1978 и 1995 гг. выявило существенное увеличение глубины русла на участке от Уфы до Кушнареново, где были сосредоточены основные карьеры, общая длина которых превышает 10% длины русла. Если сопоставить увеличение глубины и понижение отметки уровня, при котором проводилась съемка, можно обнаружить очень существенное понижение средних отметок дна реки, как результат эрозии дна (табл. 4).

Таблица 4 Изменение глубин, отметок водной поверхности и дна на участке Уфа – Кушнареново (1978-1995 гг.)

Расстояние от Уфы, км	Среднее изменение, м		
	Глубины	Отметки водной поверхности	Отметки дна
0-77	+0,5	-0,8	-1,3
77-94	+0,7	-0,4	-1,1
94-106	+1,3	-0,3	-1,6
106-129	+0,2	-0,15	-0,35
129-139	+0,2	+0,2	

Более детально можно проследить процесс эрозии на конкретных участках. Один из них находится непосредственно в пределах г. Уфы недалеко от речного вокзала и водомерного поста (выше серии карьеров, разработанных в 1970-1980 гг.), второй – в 60 км ниже по течению (ниже серии карьеров).

1. Участок Чижевского – Оренбургского перекатов (рис.3) охватывает излучину р. Белой, средний радиус кривизны которой составляет 1250 м. Уклон реки здесь составляет 0,000068. В нижнем крыле, где река подходит к правому коренному берегу, излучина резко искривляется: радиус кривизны русла уменьшается до 900 м, а уклон реки увеличивается в межень до 0,00014. Выпуклый левый берег излучины до начала 60-х гг. был занят стабильной отмелью, затапливаемой в половодье. В годы с низкими половодьями приверх отмели наращивался, однако ухвостье отмели сохраняло свое положение. Параметры русла связаны с руслоформирующими расходами воды. Н.И.Маккавеевым (1955) получена зависимость: $r=0,0014Q^{0,51-1}$. Подставляя в зависимость величину $Q=4400 \text{ м}^3/\text{с}$ (нижний интервал руслоформирующих расходов) и уклона, получаем $r=1300 \text{ м}$, что близко к измеренной величине.

К настоящему времени левобережная отмель трансформировалась в остров Чижевский. Заметную роль в этом сыграла добыча песчано-гравийной смеси. Так, в начале 1960 гг. в тыловой части отмели был разработан карьер шириной около 200 м, длиной более 800 м и глубиной до 5 м от проектного уровня. Благодаря этому отмель превратилась в осередок, что способствовало рассредоточению стока ниже по течению. С течением времени осередок покрылся растительностью и превратился в остров Чижевский, чему способствовало преобладание в 1970-1980-х гг. низких половодий.

В нижнем крыле излучины (Оренбургский перекат) динамическая

ось потока в естественном состоянии (1930-1960-е гг.) отклонялась от правого ведущего берега и только в 1970-е годы была переведена к нему путем разработки землечерпательной прорези. Однако максимальные скорости течения (до 1,2 м/с) сохраняются посередине русла.

Для гидрологического режима этого участка характерно быстрое понижение уровней воды (табл. 3). За 1965-1998 гг. суммарное понижение уровней составило около 1,5 м. Скорость понижения уровней достигала 10 см в год, а в 1970-1975 гг. – 17 см в год; средняя скорость понижения уровня при расходе 280 м³/с составляла 4,5 см в год. Причины посадки уровней охарактеризованы выше, здесь назовем главную: трансформация живого сечения реки в ходе глубинной эрозии, которая является следствием разработки карьеров ниже по течению. Изменение живого сечения реки можно охарактеризовать средними отметками дна реки. Они определяются путем построения поперечных профилей за разные годы на основе планов перекатов. Глубины приведены к отметке “0” графика гидрологического поста Уфа (табл. 5, рис. 4).

Дно реки в ходе эрозии в среднем понизилось на 1,3-2,0 м. Средние темпы понижения дна составляют 4-6 см в год, т.е. сопоставимы с внешним проявлением процесса трансформации русла – посадкой минимальных уровней воды.

Таблица 5. Средние отметки дна русла р. Белой (м ниже “0” графика гидропоста)

Год	Отметка проектного уровня, м от “0” гидропоста	Средняя глубина сечения, м	Отметка среднего дна, м
Оренбургский перекат, 1,0 км выше гидропоста			
1965	+0,15	1,00	-0,85
1970	-0,10	1,64	-1,74
1990	-0,70	2,17	-2,87
1999	-0,70	2,35	-3,05
Чижевский перекат, 4,0 км выше гидропоста			
1970	-0,10	1,63	-1,73
1980	-0,70	1,68	-2,38
1999	-0,70	2,46	-3,16
Правый рукав у о-ва Чижевского, 2,5 км выше гидропоста			
1965	+0,15	1,54	-1,39
1999	-0,70	1,97	-2,67

2. Морфология русла на участке Благовещенского переката иная. На вышележащем 10-километровом участке русло прямолинейное, прижатое к правому коренному берегу, в 1 км выше переката образует крутую вынужденную излучину. Ниже ее за плечом коренного правого берега располагается одиночное разветвление русла островом Благовещенским. Главное течение реки проходит в левом рукаве, правый рукав уже более 30 лет перекрыт дамбой.

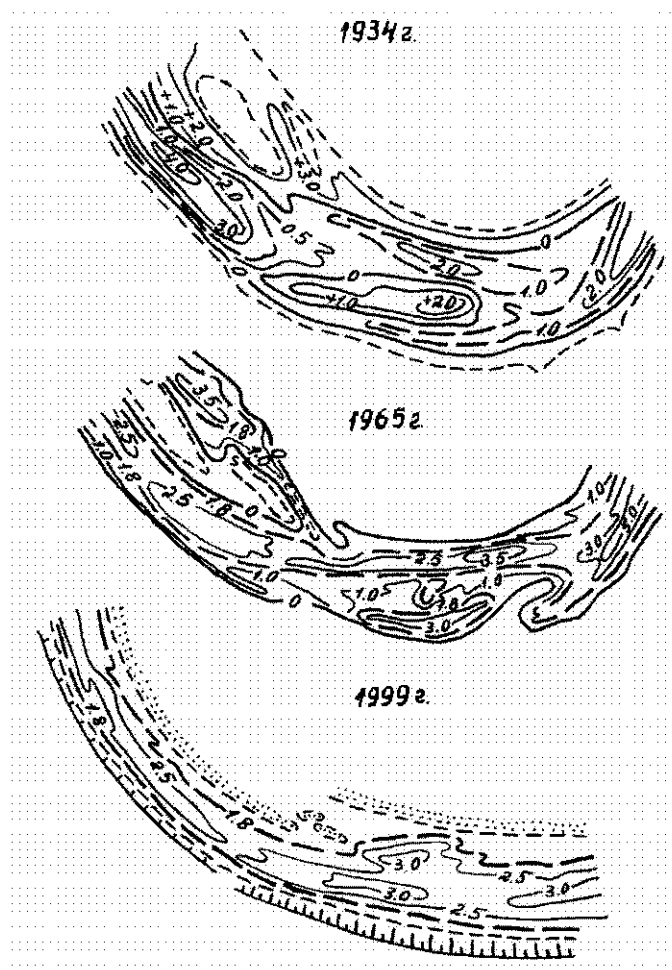


Рис. 3. Сопоставленные планы Чижовского – Оренбургского пере-
катов.

Выше по течению на протяжении многих лет в русле реки разраба-
тывались карьеры. Согласно подсчетам, с 1983 г. здесь извлекено более 1600
тыс. м³ руслового аллювия. Средняя максимальная глубина в межень на
указанном участке превышает 4 м, максимальные глубины достигают 8 м.
Для этого участка характерны малые уклоны водной поверхности – 0,00002-
0,00003, а непосредственно выше переката, т.е. на вынужденной излучине,
они уменьшаются до 0,000014. На Благовещенском перекате и ниже по те-
чению уклоны реки резко возрастают до 0,000072-0,000108, а глубины
уменьшаются. Как и на вышележащем участке, здесь отсутствуют надвод-
ные в межень прирусловые отмели.

Развитие переката на протяжении второй половины XX века происходило на фоне понижения меженных горизонтов воды, которое можно связать с глубинной эрозией, развивающейся ниже крупных отработанных русловых карьеров. Анализ и расчеты показывают, что с 1942 г. низшие уровни воды в районе переката понизились на 1,3 м, причем наиболее интенсивно они понижались в 1965-1988 гг., когда быстро нарастали объемы добычи (0,9 м). Средняя скорость понижения уровней оценивается в 3 см/год.

Сравнение планов русла за разные годы на основе построения цифровых моделей русла и расчеты, как и в предыдущем случае, показали значительное понижение отметок дна реки (табл. 6). Расчеты проводились отдельно для уровня половодья и для проектного уровня (-70 см от нуля графика) и приведены к отметке «0» графика г/п Уфа.

Таблица 6 Многолетние изменения средней глубины и отметки дна на Благовещенском перекате

Дата	Средняя глубина, м		Средняя отметка дна	
	при уровне 800 см	При уровне 0 см	при уровне 800 см	При уровне 0 см
1965	7,87	1,23	-0,57	-1,23
1970	7,77	1,19	-0,47	-1,19
1975	8,53	1,82	-1,23	-1,82
1980	8,55	1,90	-1,25	-1,90
1995	8,71	1,65	-1,41	-1,65
1999	9,00	2,27	-1,70	-2,27

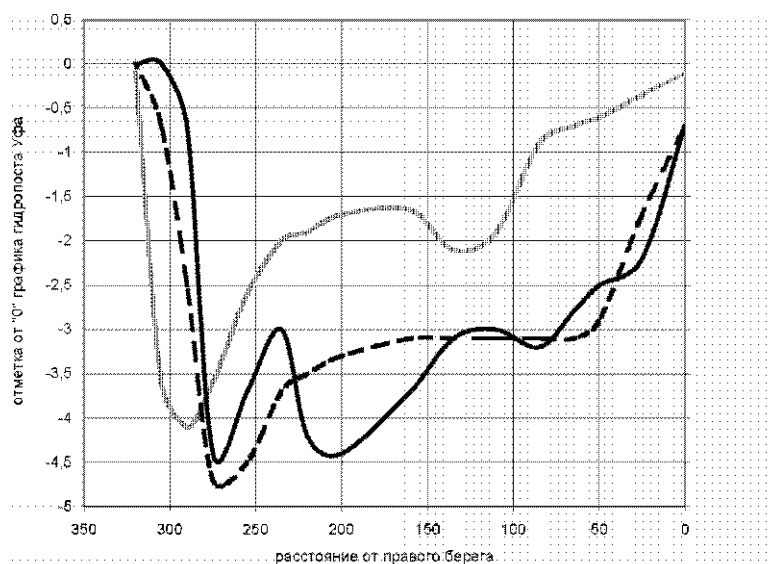


Рис. 4. Профили русла на Чижевском и Оренбургском перекатах

Понижение отметок дна составляет более 1 м, т.е. средняя интенсивность эрозии – около 0,5 см в год, однако процесс развивался неравномерно и в отдельные периоды скорость эрозии превышала 10 см в год. Определенную роль в этом сыграли дамба в истоках правого рукава, которая способствовала концентрации стока, а также землечерпательные работы, хотя их объем невелик и в среднем составляет 6,5-7 тыс. м³ на 1 км русла. Посадка уровней, которую могли бы вызвать землечерпательные работы на Благовещенском перекате (с учетом работ на нижележащих перекатах), согласно расчету, не превышает 15-16 см.

Русловые деформации русла в зоне подпора Нижекамского водохранилища.

Зона переменного подпора Нижекамского водохранилища на р. Белой находится в непосредственной близости от гидрологического поста Андреевка, что облегчает анализ русловых деформаций.

До заполнения водохранилища низшие меженные уровни менялись здесь с течением времени незначительно. С 1942 по 1978 гг. они понизились в среднем на 40 см. В 1979-1981 гг. в связи с заполнением водохранилища произошло резкое повышение низших меженных уровней на 1,8-2,0 м. Это способствовало изменению продольных уклонов реки. Средний уклон реки в межень между Бирском и Андреевкой составлял до заполнения водохранилища 0,00006. После заполнения водохранилища он уменьшился до 0,000047. Примечательно распределение уклонов в районе перекатного участка: выше его на расстоянии 4 км падение реки очень небольшое – менее 1 см/км, непосредственно ниже падение резко возрастает – до 5 см/км, а затем вновь снижается до 1 см/км. Средний уклон на перекатном участке составляет 0,000016, что более чем втрое меньше естественного. Это способствует снижению транспортирующей способности потока и отложению наносов.

Перекатный участок находится на довольно пологой излучине, радиус ее кривизны составляет почти 2 км (рис.5). Кривизна излучины, как и ширина русла в пойменных бровках, неодинакова по ее длине: в начале излучины половодное русло резко расширяется с 300 до 650 м. Ниже перекатного участка русло сужается до 380 м и на протяжении 2 км сохраняет прямолинейные очертания.

В конце 60-х годов выпуклый берег излучины занимала обширная прирусловая отмель, покрытая растительностью, меженное русло было достаточно узким – 150-250 м. В тыловой части отмели, которая затопливалась при уровнях выше 2,5 м, была развита затонина с глубиной на выходе до 2,5 м.

С заполнением Нижекамского водохранилища и повышением меженных уровней почти на 2 м большая часть правобережной отмели Андреевского переката была затоплена. Прирусловая часть отмели сохранилась в виде небольшого острова. Таким образом образовалась правобережная протока такой же ширины, как и основное русло, мелководная на заходе и уг-

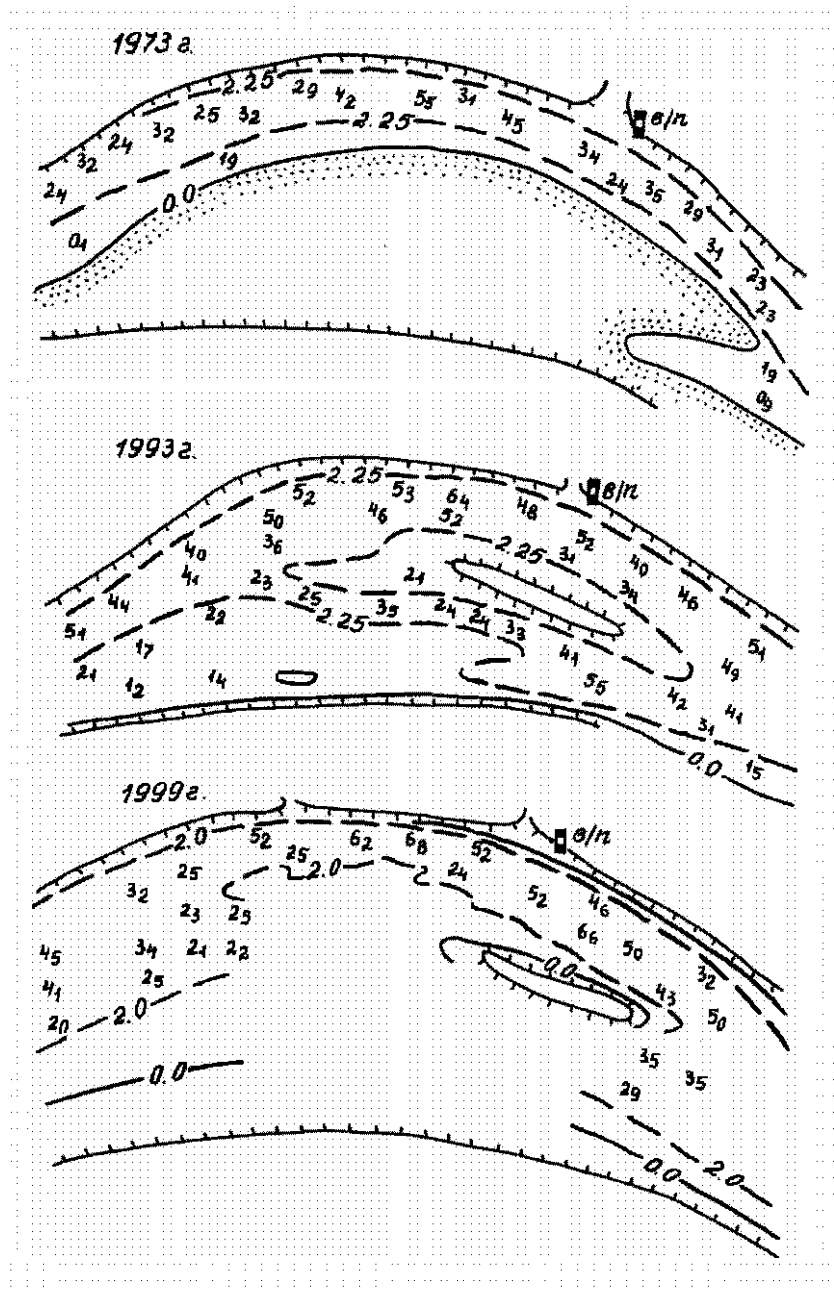


Рис. 5. Сопоставленные планы Андреевского переката

дубленная в нижней части. Уже к 1990 г левая протока достигла значительного развития и отвлекала часть расхода воды. Это привело к развитию обширной отмели у оголовка острова, которая растет вверх по течению несмотря на землечерпательные работы. В последние годы наметилась трансформация этой отмели в осередок, благодаря отторжению ее от острова и размыву последнего. Средняя скорость роста отмели вверх по течению составляет около 50 м в год, а скорость размыва оголовка острова – 20-30 м/год.

Для нерекатного участка характерно значительное новышение отметок дна, соизмеримое с ростом низших меженных уровней. Это подтверждается анализом поперечных сечений русла в двух створах: в 425 и 900 м выше створа гидропоста (табл. 7).

Рост средних отметок дна реки в обоих створах, превышающий 2 м, связан с аккумуляцией наносов в результате распространяющегося сюда подпора от Нижнекамского водохранилища. На фоне направленной аккумуляции наносов протекали интенсивные горизонтальные деформации, обусловленные блужданием динамической оси потока в широком русле.

Таблица 7 Средние отметки дна русла р. Белой у гидропоста Андреевка (м от “0” графика гидропоста)

Год	Ширина, м		Глубина, м		Средняя отметка дна, м от “0” графика гидропоста
	Меженная	в бровках	Средняя	Максимальная	
425 м выше створа поста					
1967	140	175	2,65	4,5	-1,33
1970	190	210	2,58	4,5	-1,26
1980	160	250	2,20	4,5	-0,88
1990. 06.05	460	580	2,03	7,00	+1,00
1990. 06.15	630	670	1,91	7,00	+1,12
1995. 06	630	680	2,57	8,00	+0,46
1995. 07	625	700	1,57	7,00	+1,46
1998	600	670	1,11	6,50	+1,53
900 м выше створа поста					
1970	190	230	1,88	3,5	-0,56
1980	190	520	1,91	3,5	-0,44
1990. 06.05	430	570	2,52	4,5	+0,51
1990. 06.15	570	635	2,18	4,5	+0,85
1995. 06	560	670	2,39	5,5	+0,64
1995. 07	540	650	1,63	4,5	+1,40
1995. 08	550	650	1,81	4,5	+1,22
1998	450	655	1,21	2,5	+1,43
1999	485	660	2,07	3,5	+1,02

Для сезонных деформаций перекатного участка, как показывают данные за 1990 и 1995 гг., характерно понижение отметок дна на спаде по-

ловодья и их повышение в высокую межень. Вероятно это связано с тем, что на спаде половодья водохранилище еще недостаточно заполнено и в реке сохраняются большие уклоны и скорости течения. В высокую межень подпор от водохранилища способствует снижению скоростей и отложению наносов.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И. Транспорт влкомых наносов при развитой структуре руслового рельефа // Метеорология и гидрология. 1990. № 9.

Барышников Н.Б., Самусева Е.А. Антропогенное воздействие на саморегулирующуюся систему бассейн-речной поток-русло. СПб.: изд. РГГМУ. 1999.

Барышников Н.Б., Беркович К.М. Опыт исследования влияния русловых карьеров на русловые процессы // Четырнадцатое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Уфа: Баш. ГУ. 1999.

Боровков В.С. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях Л.: Гидрометеиздат. 1989.

Бутаков Г.П., Курбанова С.Г., Панин А.В., Перовщиков А.А., Серебренникова И.А. Формирование антропогенно обусловленного наилка на поймах рек Русской равнины // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. М. 2000.

Гареев А.М. Географо-экологические основы комплексного использования и охраны водных ресурсов бассейна реки. Челябинск: изд-во Челябинского пед. ин-та. 1989.

Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. Л.: Гидрометеиздат. 1974.

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

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

Овражная эрозия. М.: изд-во МГУ. 1989.

Чалов Р.С., Штанкова Н.Н. Сток наносов, руслоформирующие расходы воды и морфодинамические типы русел рек бассейна Камы. // Вопросы физической географии и геоэкологии Урала. Пермь: изд-во Пермского ун-та. 2000.

Zhang Ruijin & Xie Jianheng Sedimentation Research in China. China Water and Power Press, Beijing, 1993.

В содержание

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

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СРЕДНЕЙ ЛЕНЕ (от Витима до Покровска)*

Морфология и деформации врезаемых галечно-валунных русел, особенно больших рек, очень слабо освещены в научной литературе: лишь в 20-е годы XX столетия возник повышенный интерес к ним, в основном, в связи с транспортным освоением. Первоначально внимание привлекла Лена в верхнем течении (от порта Осетрово до устья Витима) из-за недостаточности глубин и трудностям их увеличения при бурном развитии судоходства. Затем аналогичные проблемы возникли на средней Лене и ее притоках – Витиме, Алдане, а также на других реках Восточной Сибири. Появились соответствующие публикации, из которых наиболее полно характеристика русловых процессов на этих реках дана в монографии «Водные пути бассейна Лены» (1995). Однако средняя Лена рассматривается в ней достаточно схематично, т.е. специальные русловые исследования на ней были проведены, когда книга уже была подписана к печати. Поэтому настоящая статья в известной мере закрывает «белое пятно» в географии русловых процессов и, вместе с тем, дополняет пока еще очень немногочисленные работы по русловым процессам врезаемых галечно-валунных русел.

Лена ниже слияния с Витимом огибает отроги Патомского нагорья и далее на протяжении почти 1000 км (до с. Покровск) прорезает Приленское плато на глубину 150-400 м. Долина реки ориентирована преимущественно в восточном направлении. Русло врезаемое, с преобладанием одиночных разветвлений на преимущественно скальном основании и длинных участков прямолинейного неразветвленного русла. В локальных котловинах долина реки резко расширяется, и в русле образуются много рукавные разветвления, в которых количество рукавов и формы островов зависят от размеров и конфигурации котловины. Ниже впадения р. Синей долина Лены постепенно расширяется, а русло разделяется на два параллельных рукава цепочкой крупных островов, которые отделяются друг от друга поперечными маловодными короткими протоками. Степень разветвленности русла постепенно возрастает, и оно к концу участка из врезаемого превращается в широкопойменное, становится много рукавным.

По длине средней Лены наблюдается заметное нарастание стока благодаря многочисленным притокам. Некоторые из них, преимущественно правобережные, являются крупными реками. Правые притоки – Витим, Большой Патом, Малый Патом, Олёкма, Туолба, Буотама и другие выносят в Лену галечные и галечно-валунные наносы; левые – Пеледуй, Нюя, Нама-

* Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект №00-05-64690), Ленского государственного управления водных путей и судоходства и в рамках программы поддержки ведущих научных школ (проект № 00-15-98512).

на, Марха, Синяя, многие из которых дренируют Центральную якутскую низменность, поставляют преимущественно песчаные наносы.

Геолого-геоморфологическое строение долины.

Долина средней Лены сформировалась по границе Сибирской платформы и Байкало-Патомского нагорья. В тектоническом отношении Лена последовательно пересекает Последуйское поднятие, замыкающее Предбайкальский краевой прогиб, выступ Уринского антиклинория – активной тектонической воздымающейся зоны, и создающий колесообразный изгиб долины. Огибая Уринское поднятие долина Лены сужается и, пересекая систему впадин и поднятий, вступает в пределы крупной Березовской впадины, выраженной в рельефе в виде Олёкминского расширения долины. Ниже слияния с Олёкмой Лена пересекает Туолбинское поднятие, расположенное на северном склоне Алданского щита. Заканчивается участок на склоне Вилуйской синеклизы.

Склоны и днище глубоко врезанной долины сложены скальными осадочными и метаморфическими породами. Местами встречаются интрузии магматических пород. Несовпадение прочности пород к размыву, эрозия неоднородность которых усиливается складчатым строением залегающих слоев, обуславливает чередование сужений и расширений долины. По бортам долины выходят кембрийские известняки, песчаники, доломиты, мергели. С известняками нижнего кембрия связано возникновение известных "Ленских столбов". Резко выдающиеся в русло скальные мысы – "быки" способствуют отклонению стрежня потока, оказывая на него струенуправляющее воздействие.

Отложения ордовика, выполняющие Березовскую впадину, представлены песчаниками и доломитами, песчано-глинистыми толщами, мергелями и гипсами. Они менее устойчивы к размыву, что, наряду с унаследованным опусканием впадины, является одной из причин формирования Олёкминского расширения. Более молодые мезозойские отложения представлены известняками, мергелями, доломитами и алевроитами юры, вскрывающимися по бортам долины в конце участка, в цоколе террас и в самом русле.

Отложения палеозоя прорваны интрузиями гранитов и гранодиоритов мезозойского возраста только в пределах Патомского нагорья. Более древние среднепалеозойские интрузии встречаются локально в устье р. Последуй, в районе устья р. Нюя, в районе пос. Тинная при пересечении рекой Уринского антиклинория и в конце Нохтуйско-Мачинского расширения. Интрузивные тела образуют в долине отвесные стены, а в русле формируют порожистый рельеф. Например, диабазовая и лабрадоритовая дайка на перекате Еловский образует скальный порог в левом рукаве и проявляется на берегу в виде отвесной, выступающей к реке стенки.

Четвертичные отложения распространены по длине участка весьма неравномерно и приурочены преимущественно к расширениям долины.

формируя комплекс хорошо выраженных фрагментов террас. Низкие надпойменные террасы обычно встречаются в виде небольших по площади островов-останцов или возвышаются среди поймы. Их образование связано с современным этапом врезания Лены (Борсук, Чалов, 1973). Все террасы имеют цокольное основание. Наличие широкого спектра террас разных уровней характерно для всей средней Лены. Неравномерная высота однообразных террас является результатом различных темпов врезания реки по длине реки. В расширениях долины сформировались высокие аккумулятивные террасы. Среди них выделяются террасы: 36-метровая в районе о-ва Романова, 35-40-метровая в Кыллахском расширении и 40-50-метровая выше устья р. Буотамы.

Пойма в пределах всего участка распространена ограниченно. Основные пойменные массивы приурочены к шпорам крупных макро излучин. Отдельные фрагменты поймы встречаются в устьях притоков. Чаще распространена островная пойма. Участок характеризуется тремя пойменными уровнями. Вниз по течению относительная высота их снижается. Если на верхнем участке реки высокая пойма на 11-12 м превышает уровень меженей, то ниже устья Сисней максимальный уровень поймы имеет высоту 7-9 м. Для высоких пойменных уровней характерны прирусловые валы, выход воды на пойму осуществляется по ложбинам и понижениям, а слив пойменных вод – в местах выклинивания пойменных массивов на границе со склонами или террасовыми уступами, часто по пойменным ручьям. Широкое распространение имеет бичевниковая пойма, которая узкой полосой (до 10-100 м) тянется вдоль берега. В большинстве мест, особенно в верхней половине участка, для поймы характерно наличие коренного цоколя. В местах подхода к реке коренных склонов долины бичевники – скальные.

Гидрологический режим

Средняя Лена от устья р. Витим до с. Покровска имеет длину 1152 км. Площадь водосбора у Покровска составляет 892000 км². Густота речной сети в верхней части составляет 0,42 км/км², в нижней – 0,30 км/км². Нарастание положительных температур в весенний период происходит быстро, что, при наличии водоупора из мерзлых грунтов и широкого распространения скальных пород, приводит к формированию высокого и резкого весеннего половодья.

Среднегодовой расход Лены до слияния с Олёкмой равен 4130 м³/с. Непосредственно ниже слияния он вырастает до 6560 м³/с, а в конце участка составляет 7120 м³/с. Витим (среднегодовой расход 1510 м³/с у г. Бодайбо, 34% стока Лены) и Олёкма (1000 м³/с у с. Куду-Кель, 18% стока Лены), оказывают заметное влияние на гидрологический режим, обуславливая ошутимое проявление высоких летних паводков в теплый период года. Подпоры потока Лены со стороны этих притоков оказывают влияние на её русловой режим в узлах слияния. Наибольшие расходы наблюдаются в период половодья. Их максимальное значение составляет 31000 м³/с в начале и 55000

м³/с в конце участка. Весной в половодье проходит 47-59% стока, летом-осенью – 37-39%, зимой 9-11%.

Изменчивость годового стока $C_v=0,15$. Многолетний период наблюдений позволил определить цикличность стока, равную, примерно, 7-10 годам. До 1938 г. река характеризовалась повышенной водностью. Далее, до 1955 г., имел место длительный период маловодья. Затем вновь, вплоть до 1984 г., следуют многоводные годы, которые сменил маловодный период, продолжавшийся до середины 90-х годов, после чего один за другим следуют многоводные годы.

В начале участка, в условиях отсутствия широких пойменных массивов сток реки сосредоточивается в русле обладая колоссальной кинетической энергией. Уровни в реке поднимаются в половодье на 9-12 м над меженью. Поток способен переносить валунный материал. В конце участка, при больших уровнях происходит затопление пойменных массивов, удельная энергия потока заметно снижается. Кроме того, для реки характерны заторные явления. Интенсивность заторов зависит от дружности формирования волны половодья и толщины льда. Заторы создают естественные плотины, которые способствуют подъёму уровня над меженью на 15-18 м, что приводит к катастрофическим последствиям.

Основное влияние на гидрологический режим Лены оказывают правобережные притоки, так как основной сток реки формируется в горах юга Восточной Сибири, где наряду с циркуляцией воздушных масс Атлантики большую роль играют восточные муссоны в тёплый период года.

Уровенный режим характеризуется значительным подъёмом воды во время весеннего половодья, режимами подъемами и спадами в летне-осенний период при прохождении дождевых паводков и сравнительно низким и устойчивым положением уровня зимой.

Половодье начинается в конце апреля – первой половине мая и в течение 8-10 дней распространяется по всей средней Лене. Вскрытие реки происходит последовательно сверху вниз по течению, за исключением участка ниже слияния с р. Олёкмой, где в 80% случаев Лена вскрывается раньше. Ледоход проходит бурно; продвигаясь вниз по течению волна паводка взламывает, торосит мощный ледяной покров, вызывает образование заторов. Половодье на главных притоках, кроме Олёкмы, начинается на несколько дней раньше. Взлому льда на Лене способствует интенсивный подъём уровней при формировании фронта волны половодья, который достигает 6 м/сут. Заторность диктует условия формирования половодья. Затяжная весна обуславливает прерывистое формирование волны половодья и относительно низкую водность периода вскрытия реки, что приводит к увеличению числа заторов небольшой мощности. При дружной весне волна половодья формируется интенсивно и заторы образуются реже, но уровни воды при этом достигают максимальных отметок. Заторы возникают преимущественно на участках с малыми уклонами и резкими изгибами русла, в разветвлениях, при наличии отмелей и осередков (Руднев, 1973). Наводне-

ния, из-за заторов, происходят у городов Ленска (максимальный уровень около 1800 см в 1998 г.) и Олёминска (1220 см 1937 г.), у сел Мачи (1314 см в 1966 г.), Нюи (1486 см в 1949 г.), Кочегарово (2046 см в 1915 г.), Саньяхтат (1482 см в 1956 г.). Наиболее часты заторы у оголовка острова Кыллах в Олёминском расширении. Ледоход проходит в течение 5-15 дней и заканчивается на спаде пика половодья. Пик половодья обычно проходит во второй половине мая. За период половодья, которое продолжается в среднем 75 суток, проходит до 50% годового стока и большая часть взвешенных наносов.

Летне-осенняя межень начинается в конце июля. Она характеризуется дождевыми паводками с большими расходами, (более 10000 м³/с), которые сменяются короткими периодами стояния невысоких горизонтов воды, когда расходы воды снижаются до 3-4 тыс. м³/с. Дождевые паводки обычно наблюдаются в конце июля и первой половине августа. В отдельные засушливые годы (например, 1985 и 1986) продолжительность чрезвычайно низкой межени достигала 30 дней. В 1985 г. на г.п. Солянка уровень летом снизился до отметки 102 см, что соответствует зимнему уровню.

Осенний ледостав начинается в октябре и сопровождается осенним ледоходом продолжительностью 20-25 дней. Через 10-14 дней после начала образования первого льда река замерзает. Зимний сток устойчивый. Уровни воды в этот период постепенно падают и к концу зимы оказываются на 2-3 м ниже летних. Максимальной толщины 130-140 см в Витиме и 200-210 см в Покровске лёд достигает в третьей декаде марта и первой декаде апреля. Средняя продолжительность ледостава 188-196 дней.

Сток наносов и руслоформирующие расходы воды

Значительная залесенность бассейна и широкое распространение устойчивых к размыву пород обуславливает небольшую мутность речных вод. Среднее значение её возрастает на средней Лене сверху вниз по течению от 36 г/м³ до 65 г/м³ синхронно с изменением водности. В начале паводков максимум мутности обычно на 1-3 дня опережает максимум водности. Это объясняется тем, что поверхностный смыл почв и грунтов прекращается раньше, чем наступает максимум расхода воды. Однако опережающий рост мутности в период подъема волны половодья не сопровождается увеличением в стоке наносов руслообразующих фракций и происходит лишь благодаря мелким частицам, выносимым с водосбора. Напротив, при уменьшении мутности на спаде половодья растет относительное содержание во взвеси частиц руслоформирующих фракций. Наблюдения показали, что частицы руслоформирующих фракций (более 0,2 мм в диаметре) на подъеме половодья составляют всего 6%. Это вызвано тем, что в период затопления отмелей, с поверхности которых в основном и поставляются в поток наносы руслоформирующих фракций, последние находятся еще в промерзшем состоянии. На спаде половодья, когда затопленные пески оттаивают под воздействием потока, их материал начинает интенсивно взму-

чиваться. Доля руслоформирующих фракций во взвеси в этот период составляют уже около 40% от общего количества взвешенных частиц. При невысоких летних паводках, которые не в состоянии привести к массовому перемещению галечников, количество руслоформирующих наносов во взвеси снижается до 20%. В межень и между паводками мутность заметно снижается и перед ледоставом становится минимальной вплоть до следующего половодья.

Максимальный сток взвешенных наносов в отдельные годы достигает достаточно больших значений. Так у г.п. Солянка, где преобладает галечно-валунное русло, наблюдался расход наносов 5,9 т/с при мутности 190 г/м³. В районе г.п. Табага (60 км ниже с. Покровска), где преобладает песчаное русло сток наносов в половодье достигал 10 т/с при мутности 950 г/м³. В среднем в течение года с исследованного участка выносятся около 8000 тыс.м³ взвеси, в отдельные многоводные годы – до 18000 тыс.м³. Обычно расход наносов в половодье достигает 3-5 т/с при его пике и редко превышает 1 т/с при расходах воды 15-20 тыс.м³/с. При этом общая зависимость стока наносов от расхода воды для гидрологических постов Солянка и Табага носит разный характер. В Солянке эту связь отражает плавно возрастающая парабола без существенного прогиба в широком диапазоне расходов. На участке песчаного русла кривая связи расходов воды и наносов представлена гиперболической зависимостью с прогибом в диапазоне расходов от 15 до 20 тыс. м³/с. Существенные различия аппроксимирующих кривых указывают на то, что нарастание расхода воды до определенного предела приводит к более быстрому росту стока наносов в створе г.п. Солянка: при расходах воды 12000 м³/с расход наносов составляет 550 кг/с, в то время как в Табаге при расходе 17000 м³/с эта величина всего 200 кг/с. Однако при дальнейшем увеличении стока воды расход наносов в Табаге увеличивается более быстрыми темпами. Поэтому общая величина стока наносов в Табаге оказывается большей.

Значительные вариации среднего годового стока наносов (отношение максимальной к минимальной величине равно 6) проявляется в процессе формирования русла. В некоторые годы русло реки практически не изменяется, тогда как в отдельные периоды происходит кардинальное изменение конфигурации отселей, несмотря на незначительное изменение водности.

В широком интервале изменения расходов воды, которые на Лене меняются от нескольких сотен до 55000 м³/с, можно выделить наиболее часто повторяющиеся диапазоны, при прохождении которых переносится наибольший объем наносов руслоформирующих фракций. Именно эти диапазоны расходов, определяющие вследствие наиболее результативного воздействия на русло, общий его характер, морфологию и деформации, принимаются в качестве руслоформирующих (Маккавеев, 1955).

Руслоформирующие расходы, характеризующие распределение мощности потока в зависимости от расхода воды и соответствующие пикам стока руслообразующих наносов, имеют два выраженных интервала

(табл. 1). Верхний интервал имеет обеспеченность 4-7%, проходит на уровне бровок высокой прибрежной поймы и наблюдается, главным образом, в период половодья. Нижний интервал руслоформирующих расходов имеет высокую обеспеченность (14%) и наблюдается при высоких летних паводках, когда затопливаются прирусловые отмели. В сужениях долины, где пойма отсутствует, удельная энергия потока и, соответственно, его транспортирующая способность увеличивается с ростом уровней воды и, в силу специфики перемещения галечников, наибольшие изменения в русле реки происходят в периоды прохождения высоких расходов чрезвычайно малой обеспеченности: в это время происходит массовый сдвиг валунно-галечных наносов.

Таблица 1. Интервалы руслоформирующих расходов и их обеспеченность на средней Лене

Характеристика	Гидрологические посты		
	Крестовское	Солянка	Табага
<i>Верхний интервал</i>			
Расход, м ³ /с	13700	26000	24000
Уровень, см	571	671	486
Обеспеченность, %	4	6	7
<i>Нижний интервал</i>			
Расход, м ³ /с	9500	14000	16600
Уровень, см	303	355	350
Обеспеченность, %	14	14	14

Рост обеспеченности верхнего интервала вниз по участку отражает замедление смещения волны половодья. При прохождении невысоких дождевых паводков обеспеченность нижнего интервала не меняется, что свидетельствует о малой трансформации паводочной волны. Руслоформирующие расходы верхнего интервала определяют особенности размыва береговых склонов, пойменных и террасовых берегов, протяжённость фронта и интенсивность размыва, ответственные за существующий облик русла.

Нижний интервал руслоформирующего расхода воды на средней Лене определяет максимальную высоту прирусловых песчаных отмелей. Для формирования высоких галечных гряд недостаточно транспортируемого потоком соответствующего материала. Поэтому они обычно имеют уплощенную форму и редко выступают над уровнем меженей.

Другие интегральные показатели гидравлического воздействия потока: кривые, рассчитанные как произведение средней величины интервала расхода наносов и стока наносов на их повторяемость, а также распределение величины кинетической энергии потока в зависимости от величины интервала расхода рассчитаны для г.п. Солянки и Табаги и представлены на рис. 1. Кинетическая энергия потока увеличивается пропорционально расходу. Однако ее суммарное воздействие за многолетний период описывает-

ся кривой, которая имеет два экстремума и, в целом, как и другие интегральные показатели, соответствует рисунку эпюры руслоформирующих расходов, согласуясь с данными, приведенными в таблице 1.

Продольный профиль

Продольный профиль Лены от устья Витима до с. Покровска характеризуется постепенным уменьшением уклонов, в среднем соответствующих равнинной реке. Величина перепада уровня воды составляет 85 м при среднем километлическом падении 7,4 см/км. При этом уклоны заметно дифференцируются по длине реки, выравниваясь в половодье и паводки. Наиболее существенные перепады водной поверхности наблюдаются в межень. Так, по данным измерений максимальное падение водной поверхности наблюдалось при низких горизонтах воды в пределах Нохтуйско-Мачинского расширения (44 см/км) и на перекате Хатын-Тумул (55 см/км), минимальное – в Кылахском расширении – 0,20 см/км. Размеры и характер перегибов продольного профиля обусловлены различными причинами. Наиболее выраженные изменения продольного профиля вызваны геолого-геоморфологическими особенностями дна долины: в сужениях уклоны больше, в расширениях меньше, продольный профиль выполаживается. Кроме того, выделяются более частые и короткие по протяжению, но резкие по величине локальные перегибы продольного профиля, соответствующие скальным выходам непосредственно на дне реки и в местах впадения крупных притоков. На рис. 2 приведен общий вид продольного профиля, построенного по крупномасштабным топографическим картам с корректировкой по результатам измерений.

В пределах первых 90 км (2876-2785 км) продольный профиль имеет наибольший уклон – $0,144\text{‰}$, что обусловлено пересечением рекой границы крупных геологических структур (Нижне-Пеледуйского поднятия и Витимо-Джербинской синклиналиной зоны) и выносам более крупного материала из Витима. На галечно-валунных перекатах уклоны колеблются в пределах $0,19\text{--}0,31\text{‰}$, на плесах – от $0,06$ до $0,14\text{‰}$. Ниже по течению (2784-2592 км) средний уклон уменьшается до $0,09\text{‰}$, а в районе расширения у с. Батамай – до $0,04\text{‰}$. Далее от устья р. Нью до с. Мачи (2591-2460 км) продольный профиль, пересекая отроги Патомского нагорья, имеет выпуклую форму, нарушаемую отдельными выходами интрузий на дне реки. Наиболее крупный перелом продольного профиля соответствует пересечению рекой опрокинутой складки в районе о-ва Тинского. Выносы более крупных галечно-валунных наносов, чем ленские, из Большого и Малого Патомов вызывают увеличение уклонов ниже по течению.

Между перекатом Точильнинским и устьевым Олёкмы Лена пересекает Березовскую впадину. Здесь происходит экспоненциальное выполаживание кривой продольного профиля от $0,2\text{‰}$ до $0,045\text{‰}$. Лишь на Олекминском перекате, где река пересекает скальный выступ, уклоны возрастают до $0,118\text{‰}$.

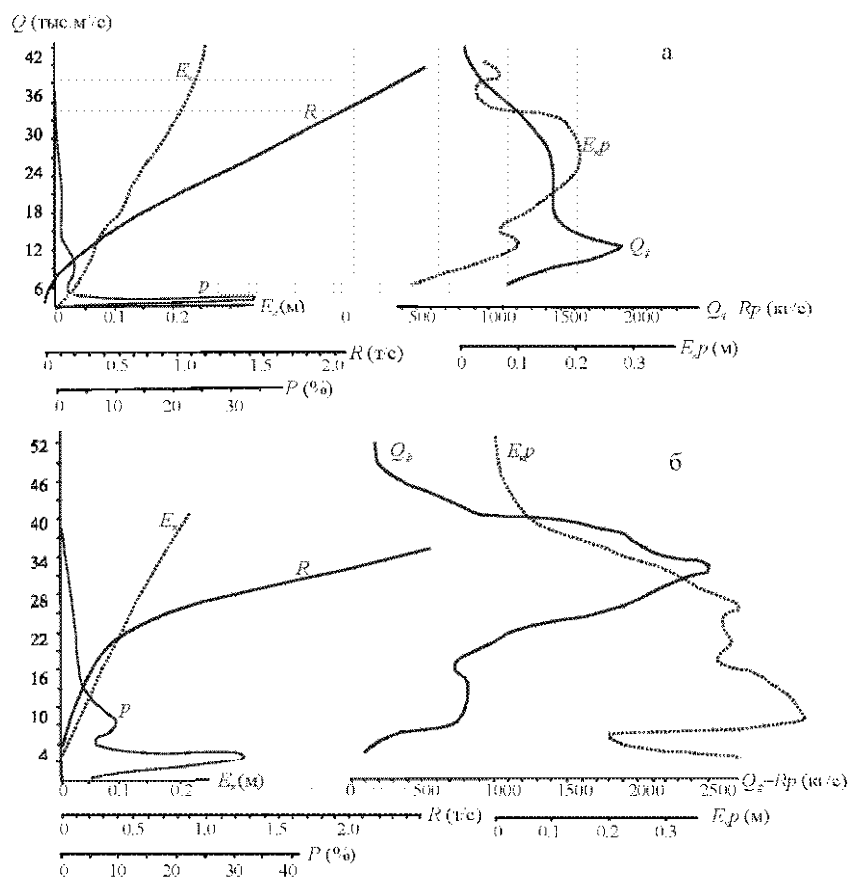


Рис. 1. Связь расходов воды гп Солянка (а) и гп Табага (б) с их повторяемостью (p), распределением кинетической энергии потока (E_k), суммарным расходом наносов (R), эпюра руслоформирующих расходов (Q_{ψ}) и многолетнее распределение кинетической энергии (E_{kp})

Ниже устья Олскмы, где Лена пересекает Туолбинское сводовое поднятие, русло сужается и характеризуется частыми выходами скальных пород. Уклоны свободной поверхности вновь увеличиваются, но они в целом меньше, чем выше начала среднего течения реки. На этом фоне резко выделяется перекатный участок Хатын-Тумул, где близкое залегание в узком русле приподнятых плит известняка и массивный конус выноса р. Толбачана создают своеобразный подтопленный водослив, выраженный на продольном профиле заметным перегибом (Зайцев, 1984).

Между пос. Саняхтат и пос. Малыкан (2030-1998 км) на фоне повышенных меженных уклонов (до 0,124‰) выделяются три ступени более мелкого порядка, одна из которых связана с пересечением рекой интрузии диоритов (Еловский перекат); две другие – с выносами наносов из рек Туолбы и Малыкана, образующими мощные устьевые валунные конусы, выдвинутые в Лену. Ниже устья р. Малыкана выполаживание продольного профиля нарушается отдельными выходами на дне реки скальных пород (перекаты Крестьянский, Плитка, Чаркан).

Выход реки за пределы Приленского плато на Центральноякутскую низменность сопровождается резким снижением уклонов от устья Ботомы до пос. Покровск.

Ступенчатая форма продольного профиля и неоднократное изменение его крутизны обусловлена врезанием реки (Борсук, Чалов, 1973), в процессе которого река экзонируется на различные по орогенезу коренные породы (Зайцев, Савцова, 1994). По существу ступенчатость отражает невыработанность продольного профиля. О направленности врезания в течение геологических отрезков времени свидетельствуют также другие геоморфологические признаки: расчленение уровней разновозрастных террас, наличие цокольных пойм, малая мощность аллювия, висячие устья мелких притоков.

Руслообразующие наносы

Состав русловых наносов зависит от геолого-геоморфологического строения бассейна и долины реки. Средняя Лена в целом характеризуется постепенной сменой галечно-валунного материала песчаным. Существенное воздействие на состав аллювия оказывает близкое залегание коренных пород, асимметрия долины и выносы из притоков.

В начале среднего течения и в сужениях преобладают галечно-валунные наносы (рис. 2). Затем река характеризуется наличием двух полос разнотипного аллювия: левобережная часть русла, в том числе все левобережные рукава и протоки выстилаются с поверхности песчаным материалом, вдоль правого берега тянутся галечно-валунные наносы. Непрерывность песчаного шлейфа в межень нарушается на гребнях перекатов, где на спаде половодья и межень происходит размыв песчаного материала и вынос его ниже по течению. Распространение песчаного материала в русле связано с широким развитием по левому берегу песчаных террас, при размыве которых в русло поступает значительное количество песка. Вторым источником питания песком являются выносы из левобережных притоков, прорезающих террасы и берущих начало в пределах песчаной Центральноякутской низменности. Ширина песчаной полосы сокращается ниже впадения правобережных (горных) притоков, которые выносят галечники, валуны и камни-одинцы, а также способствуют росту транспортирующей способности потока. Камни-одинцы поступают в русло только со склонов долины, приносятся льдом и скапливаются в местах образования заторов.

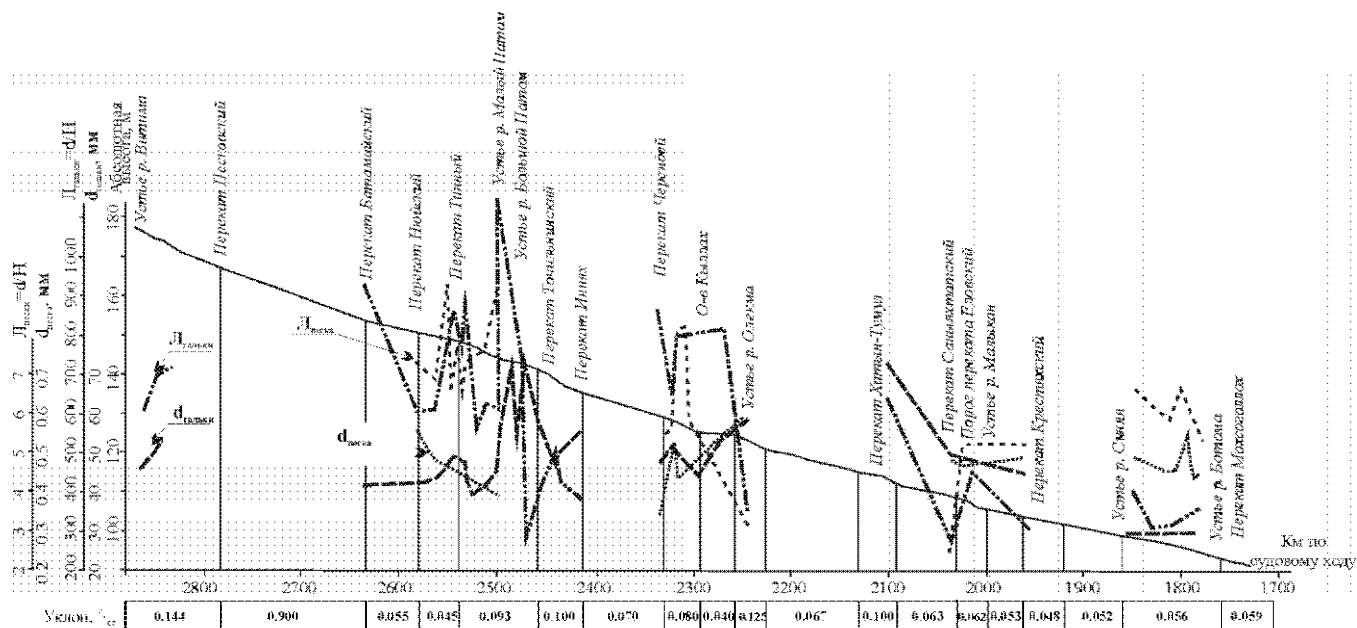


Рис. 2. Распределение уклонов водной поверхности, среднего диаметра галечных ($d_{\text{галька}}$) и песчаных ($d_{\text{пески}}$) наносов и значений параметра устойчивости Лохтина для галечников ($L_{\text{галька}}$) и песков ($L_{\text{пески}}$) в межень па участке р. Лена от пос. Витим до пос. Мохсогollox

Мощность аллювиальной толщи в русле незначительна, в сужениях она ограничена глубиной плесов, которые подстилаются скальными породами. В расширениях русла, где формируется большинство перекатов, толщина аллювия, по данным электрозондирования, не превышает 3 м. В среднем толщина галечно-валунного аллювия на перекатах составляет всего от 0,4 м до 1,0 м, возрастая к периферии русла и формируя побочные перекаты, накапливаясь в локальных расширениях русла и т.д. Слой песчаных отложений еще более маломощен, поскольку на перекатах он размывается до галечной отмостки во время половодья. Дефицит наносов, по-видимому, является причиной того, что гряды крупных размеров в русле не формируются или развиты весьма ограниченно лишь в расширениях русла.

Ниже впадения левого притока – Синей песчаные наносы в русле реки начинают доминировать и встречаются почти повсеместно. Галечные наносы непрерывно прослеживаются только непосредственно вдоль правого берега. Валуны и камни-одиночки практически исчезают, а галечники кальматированы песчаным заполнителем. Ниже пос. Булгунахтат Лена становится песчаной, галечные наносы проявляются лишь в плесовых ложбинах в пристрежневой зоне потока. По всей средней Лене в русле повсеместно имеются выходы скальных пород, которые подстилают ложе потока на многих перекатах.

Петрографический состав руслообразующих наносов отражает, с одной стороны, распределение литологических комплексов различных пород в бассейне, а с другой – степень их устойчивости в процессе транзита, т.е. селекцию наносов по абразивной устойчивости. Заметное разнообразие в составе наносов вносят крупные притоки. Перед слиянием с Витимом в составе ленских галечников преобладает средняя по крупности галька (25-50 мм), 40-55% наносов представлены порфирами и порфиритами, меньше гранитов и гнейсов и только 6-8% составляют осадочные породы. Витим выносит большое количество метаморфических (гнейсы и кварциты) и изверженных (граниты, диориты) пород. Распределение состава пород меняется по фракциям. Среди валунов до 20-30% составляют гнейсы. В составе средней гальки их не более 10-15%, большая часть материала представлена метаморфическими породами.

На Лене непосредственно ниже слияния с Витимом (о-в Романов) хорошо прослеживается лепский и витимский шлейфы наносов. Но к перекату Батамайскому через 250 км наносы полностью перемешиваются. Доля порфиоров к устьям Нюи и Джербы снижается до 20-25%.

Ниже по течению за счет поступления наносов из притоков увеличивается доля известняков и песчаников. При пересечении Уринского антиклинория Лена получает заметное количество изверженных пород из рек Мачи, Большого и Малого Патомов. К Кыллахскому расширению доля осадочных пород (песчаников и кварцитов) возрастает до 40-50%, увеличивается количество жильных пород – кварца и кремня.

Олекма поставляет в реку изверженные и осадочные породы. В результате этого ниже слияния доля гранитов и диоритов значительно сокращается. Содержание выносимых Олекмой гнейсов уже через 200 км ниже слияния снижается до 4-5%. Более мелкие притоки – Марха, Туолба, Синия и Ботома – поставляют в русло известняки. Однако, более прочные породы, составляющие на площади бассейна доли процента, имеют в петрографическом спектре руслового аллювия до 10-30%.

В целом петрографический состав галечников вниз по течению изменяется в сторону накопления осадочных пород и минералов, что отражает смену питающих наносы провинций бассейна.

На всём протяжении от устья Витима и до Покровска Лена характеризуется отсутствием сплошного поля наносов. Дефицит наносов определяет незначительную мощность аллювиальных отложений в русле, что подтверждают результаты электрозондирования и гидролокационной съемки (Зайцев, Савцова, 1994). Площадь русла, лишённого аллювиального покрова, на Нюйском перекате составляет 10%, в правобережной протоке на Тинском перекате – до 40%, на перекате Жедайском – около 7% и даже в нижней части, например, возле пос. Мохсоголдох изменяется в разные годы от 11 до 23%.

Между устьями Витима и Нюи преобладают валунно-галечные наносы. Основная доля наносов поступает сюда из Витима и правобережных притоков, а также с крутых коренных склонов. Крупность материала по длине участка постепенно снижается. Резкое укрупнение его у некоторых островов вызвано ледовыми разгрузками. Влияние выноса мелких притоков ограничено формированием конусов выноса непосредственно в месте впадения.

Ниже устья Нюи заметно проявляется закономерное распределение по ширине реки песчаных и галечных наносов. Песчаные наносы выстилают левобережные рукава в узлах разветвления, поперечные протоки возле островов и левобережную часть русла на неразветвленных отрезках, реки. Однако пески у левого берега лежат не сплошным покровом и часто прерываются. Это наблюдается в сужениях русла и на скальных порогах, где происходит вымывание песчаных наносов при местном росте скорости течения. Песчаные наносы в правобережной части русла практически отсутствуют. Пески поступают из левых притоков, в бассейнах которых широко развит комплекс молодых песчаных террас. Как правило, песчаные наносы в русле подстилаются выходами коренных пород или валунно-галечным материалом. Пески по мере перемещения потоком формируют “дефицитные” гряды длиной от нескольких метров в начале участка до первых сотен метров в его конце. Высота гряд определяется мощностью слоя транспортируемого потоком песка, варьируя от нескольких сантиметров до 2-3 м. Отсутствие песчаных наносов на левобережных бичевниках свидетельствует о том, что аккумуляция их происходит при снижении уровней на спаде половодья. При высоких уровнях пески переносятся во взвешенном состоянии. Песча-

ный материал вытягивается в виде шлейфа, ширина которого находится в прямой зависимости от ширины русла (рис. 3). Доля площадей занятых песчаными наносами в русле Лены увеличивается от 10-15% на участке Нюя-Мача (2591-2460 км) до 70-80% на участке Синск-Ботома (1850-1758 км).

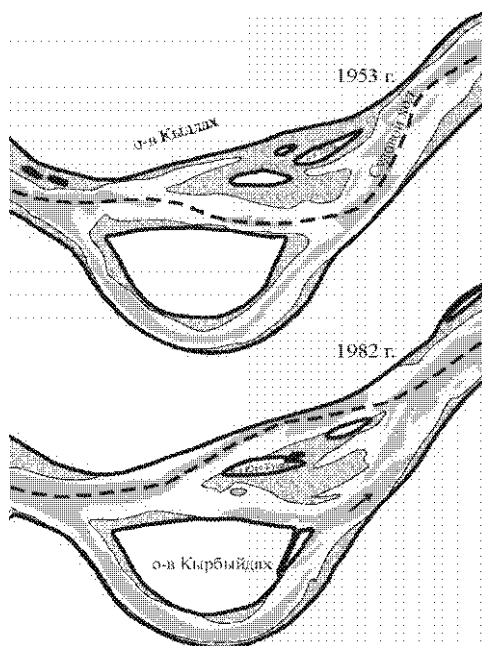


Рис. 3. Сопоставленные схемы р. Лены в районе Кыллахского разветвления.

Крупность песчаных наносов стабильна по всей длине участка, в то время как средняя крупность галечно-валунного материала уменьшается в несколько раз. Так, в районе переката Пеледуйского она составляет 63 мм, а на перекате Чаркан – только 6,5 мм. Средний диаметр наносов галечно-валунной отмостки находится в прямой зависимости от размера частиц толщи аллювиальных отложений. Проведенные исследования подтвердили выводы, полученные на других реках с галечно-валунным аллювием (Беркович, Зайцев и др., 1985).

Устойчивость русла

Широкое распространение выходов коренных трудноразмываемых пород как в русле реки, так и по берегам, значительная крупность галечно-валунной отмостки и сравнительно небольшие уклоны определяют высокую устойчивость и малую подвижность русловых форм. Характеристика устойчивости русла определена с помощью показателя Лохтина $L=d/H$, где d – средний диаметр частиц наносов, мм. H – километрическое падение, м/км (рис.2). Резкое различие в сопротивляемости галечных и песчаных наносов к размыву вызвало необходимость отдельного рассмотрения показателей

устойчивости на участках валунно-галечного, песчано-галечного и песчаного русла.

Среднее течение Лены по устойчивости подразделяется на три участка. В пределах первого из них (устье Витима – пос. Батамай) сначала наблюдается рост числа Лохтина от 360 до 830, что связано с значительным увеличением крупности наносов благодаря выносам из Витима и малых рек правобережья. В нижней части резкое снижение уклонов в Батамайском расширении сопровождается менее выраженным снижением крупности руслообразующих наносов; поэтому здесь сохраняется тенденция роста устойчивости русла.

Второй участок начинается от устья Нюн, отличаясь дифференциацией русла по составу наносов на несчаную левую часть и галечно-валунную правую. Высокие значения числа Лохтина характерны для галечного русла (1000-420) и низкие – для песчаного (6,0-8,2), соответствующие таковым на больших песчаных реках (Русловой режим..., 1994). Пески в левой части русла, а также на перекатах Каменский и Жедайский формируют дефицитные гряды высотой до 1,0 м, которые активно перемещаются по устойчивой плоской поверхности галечно-валунной отмости. В половодья и паводки песчаные наносы полностью смываются потоком, но затем вновь осаждаются в межень.

В районе Патомского сужения и вплоть до переката Инняхского песчаные отложения в русле практически отсутствуют. Русло вновь становится стабильным. Минимум устойчивости ($L=210$) наблюдается в нижней части Нохтуйско-Мачинского расширения.

Значительное выполаживание продольного профиля от переката Черендей до г. Олекминска, при незначительном снижении крупности галечников, способствует резкому росту числа Лохтина – до 730. Здесь в левобережной части русла вновь откладываются песчаные наносы и формируются подвижные гряды. В Кыллахском расширении левобережные рукава сложены песком, который в половодье выносятся на Олекминский перекат. Они формируют здесь подвижные песчаные гряды, которые накапливаются на спаде половодья, но в межень размываются из-за роста уклонов (основу которых составляет выступ скалы, пересекающий русло) и выносятся вниз по течению.

От пос. Саняхтат до Крестяхского переката число Лохтина снижается, что связано с ростом здесь уклонов при сохранении неизменной крупности наносов.

От Синска до устья р. Буотамы в русле преобладают песчаные наносы, частично распространяющиеся уже и на правобережную часть русла. Практически все прирусловые отмели являются песчаными. Тем не менее побочни и осерёдки, сложенные песками, относятся к категории устойчивых, отличаясь малой подвижностью. В первую очередь это связано с тем, что они формируются в периферийных частях русла в гидродинамической тени за неровностями коренных берегов долины. Однако здесь уже заметны

размывы берегов (местами они достигают десятков м/год) новообразованных островов сложенных песками. В то же время подвижность галечных форм руслового рельефа остается незначительной и в течение многих десятилетий не проявляется (в пределах точности съёмки).

На третьем участке – ниже устья Ботомы – русло Лены становится песчаным, хотя в отдельных рукавах и протоках в плесах на дне обнажаются галечники, а пески иногда подстилаются скалой. Однако русло в целом характеризуется как равнинная река с несчаным аллювием. Значения числа Лохтина на этом отрезке находятся в пределах от 5,1 до 3,6 и соответствует слабоустойчивому руслу. Это отражается в неподвижности боковой и осредков, заметным изменением конфигурации островов во времени.

Морфология русла

Русло средней Лены формируется в основном в условиях ограниченного развития русловых деформаций и является врезанным. Лишь в конце участка (выше Покровска) осуществляется переход к широкопойменному руслу в условиях свободного развития русловых деформаций. При этом в зависимости от геолого-геоморфологического строения долины и впадения притоков выделяется пять крупных участков, каждый из которых отличается преобладанием одного или чередованием двух морфодинамических типов (табл. 2).

На первом морфологически однородном участке от устья Витима до начала Кыллахского разветвления в узкой долине (от 2 до 4 км) практически отсутствует пойма. Здесь широко распространены простые одиночные разветвления. Острова приурочены к местам расширения русла, которые соответствуют пересечению рекой тектонических разломов или зон повышенной трещиноватости горных пород, совпадающими с местами впадения горных притоков. По данным электрозондирования, острова, образующие разветвления имеют в своей основе, выступы коренного ложа реки; нередко скальный цоколь острова связан с выступом коренного берега подводной протяженной грядой. Узлы разветвления являются местами ледовых заторов во время половодья, создавая условия для разгрузки вмерзшего в лед обломочного материала и формирования камней-одиночек. Расходы воды по рукавам в простых одиночных разветвлениях распределяются примерно поровну. Заметных перестроений русла в течение многих десятилетий не отмечено.

Вторым по распространению типом русла является относительно прямолинейное неразветвленное. Оно образует протяжённые вставки вставки между разветвлениями. Ширина русла варьирует на них от 0,6 до 1,0 км в начале участка до 0,8-1,5 км в конце. Здесь преимущественно расположены плесы. Редкие перекаты прямолинейного участка русла связаны с подводными выступами коренного ложа либо, с выносами крупного галечно-валунного материала боковыми горными притоками (перекаты Крестовский, Курунский).

Остальные типы русла встречаются в виде одиночных форм. Таковы врезанные излучины у о-ва Дубова (2838-2829 км), у о-ва Романова (2852-2845 км) и на Ниж. Жадайском перекате (2498-2492 км), представляющие собой геологически унаследованные формы русла. Оба берега на излучинах – коренные или террасовые.

Таблица 2. Морфологически однородные участки русла средней Лены и морфодинамические типы русла.

№№	Участок		Преобладающий (1) и прочие (в убывающей последовательности 2-5) типы русла	
	Пункты	Расстояние, км от устья	Название	Доля от длины участка, %
I	Вигим-Кылтах	2876-2303	<i>Врезанное русло:</i> 1. одиночные разветвления 2. прямолинейное неразветвленное 3. сложно-разветвленное 4. односторонние разветвления 5. врезанные излучины	51,2 42,9 2,1 2,1 1,7
II	Кылтах-Олекминск	2303-2253	<i>Широкопойменное и адаптированное русло:</i> 1. одностороннее много рукавное разветвление 2. одностороннее разветвление	75,5 24,5
III	Олекминск-Сайылык	2258-1912	<i>Врезанное русло:</i> 1. прямолинейное неразветвленное 2. одностороннее разветвление 3. сопряженные разветвления 4. одиночные разветвления	63,6 28,3 6,9 1,2
IV	Сайылык-Булгуняхтах	1912-1755	<i>Врезанное русло:</i> 1. параллельно-рукавное	100
V	Булгуняхтах-Покровск	1755-1732	<i>Широкопойменное</i> 1. односторонние разветвления	100

Особое место занимает в пределах участка Нохтуйско-Мачинское сложное разветвление, образованное о-вами Якушковым и Большим, расположенными по диагонали к оси русла от левого берега к правому. Острова разделены сравнительно маловодной поперечной протокой. Образование узла разветвления связано, с одной стороны, с местным расширением дна долины, обусловленное сменой литологических провинций (плотные протерозойские конгломераты замещаются менее устойчивыми известняками). С другой стороны, дно русла повсеместно подстилается кровлей трудноразмываемых коренных пород, препятствующих глубинной эрозии. Ширина реки вместе с островами – до 3 км. Расход воды примерно поровну распределяется между рукавами – правобережной Мачинской и левобережной Нохтуйской протоками. Почти повсеместно, особенно вдоль Нохтуйской

протоки, на дне имеются выступы коренных пород. Обширные отмели в межень превращаются в обсохшие осередки, что придает участку вид сложного разветвления.

Второй морфологически однородный и короткий отрезок реки резко выделяется на фоне всей средней Лены (2300-2244 км). Отличительным его признаком являются условия свободного развития русловых деформаций в обширном котловинообразном расширении (до 12 км) долины при пересечении рекой Березовской впадины, а также распростирающимся сюда ноднором со стороны Олёкмы во время половодья. Здесь расположено сложное одиночное разветвление, осложненное разветвлениями второго и третьего порядков. Максимальная суммарная ширина русла в Кыллахском разветвлении – 10,7 км. В конце участка долина резко сужается до 2,2 км, и река вновь становится неразветвленной. Река на участке вначале делится на два основных рукава сочлененными между собой о-вами Кыллах и Касьян. В межень в правый рукав поступает более 80% воды. Остальная часть потока уходит в левый рукав, который на своем протяжении делится пятью островами меньших рукавов (разветвление 2-го порядка). В половодье и паводки водность левого рукава возрастает до 50% от общего стока реки, однако при этом, он оказывается на периферии основного течения. Левый рукав преимущественно песчаный, правый – галечный. Ниже о-ва Кыллах правый рукав разделяется островом Кырбыйдах, возле которого правый рукав сформировал крутую сегментную вписанную излучину (правый берег представлен уступом высокой песчаной террасы), а левый (центральный в общей системе разветвления) – прямолинейный. В пределах этого разветвления сформировались острова третьего порядка.

Для участка характерно распространение разновысотных террас и поймы. Пойма развита на островах и по левобережью, где она имеет ширину до 2-5 км. Правый берег на всем участке представлен высокой песчаной террасой, уступ которой размывается и поставляет в русло большое количество песка. Длина самых крупных сочлененных нойменных островов Кыллах и Касьян – 18 км при ширине 4 км. Русло на участке слабоустойчивое, отмечены заметные смещения побочной и осередков на расстояние до 100 и более метров даже в течение одного года.

В переходной зоне между разветвленным и неразветвленным руслом река образует вынужденную излучину, нижнее крыло которой опирается на высокий террасовый правый берег против г. Олекминска. Прямолинейное неразветвленное русло между г. Олекминском и устьем р. Олекма имеет ширину от 1,5 до 0,8 км. Для него характерно развитие террас по обоим берегам и полное отсутствие поймы. Расположенные здесь перекаты имеют скальное корыто. Подпор со стороны Олекмы вызывает периодическое обмеление обоих перекатов; в период маловодья на Олёкме они служат своеобразным порогом, на котором происходит резкий спад уровней Лены.

На третьем морфологически однородном участке от устья Олекмы до дер. Сайлык (2244-1910 км) долина реки имеет асимметричную форму, и

русло преимущественно прижато к ее правому борту. Последний представляет собой крутые обвально-осыпные склоны, которые переходят в отвесные скалы в районе Ленских столбов. Долина узкая (2-4 км), террасы отсутствуют, имеются небольшие пойменные массивы в разветвлениях и устьях притоков. Ширина русла возрастает до 1,7 км. Олекма выносит в Лену большое количество крупного галечно-валунного материала, и камни-одиночки, которые концентрируются в русле вдоль правого берега. Для левой части русла более характерны песчаные наносы, формирующие в расширениях гряды различных размеров.

Пресобладающий тип русла – неразветвленное относительно прямолинейное. Для него характерно наличие ведущего коренного берега и преимущественно плесовый характер. Односторонние разветвления занимают около 30% участка. Они расположены в основном в левой части русла и образованы песчаными островами, протоки между которыми выстилаются галечниками. Единственный участок одностороннего разветвления в правой части русла находится в районе Крестьянского переката. Здесь острова, образующие разветвление, сложены галькой. Протоки между островами в низкую межень полностью пересыхают, но в высокую воду забирают до 30% стока.

Единственное на средней Лене (выше Покровска) сопряженное разветвление расположено в районе Еловского переката. Образование его связано с геологическим строением участка. Река здесь занимает всю ширину дна долины. Посредине русла располагается цепь островов, оба главных рукава проходят вдоль коренных берегов. В левом рукаве имеется выход скальных трудноразмываемых пород, образующих порог длиной 100 м. Он вызывает заметный подпор потока в верхней части рукава, особенно в межень, ограничивая его развитие и перераспределяя сток в пользу правого более широкого рукава.

Единственное одиночное разветвление на этом участке реки образовано о-вом Сагынпах и связано с аккумуляцией наносов в районе обширного конуса выноса из р. Туолбы.

Четвертый морфологически однородный участок реки имеет длину около 160 км. Здесь развито единственное во врезанном русле параллельно-рукавное разветвление. Ширина реки в начале участка составляет 3-5 км, на 1780 км достигает 9 км и занимает практически все днище долины. Река образует два основных рукава вдоль правого и левого коренных берегов. Центральная часть русла занята широкими (до 7 км шириной) песчаными пойменными островами и прирусловыми отмелями. Водность рукавов по длине правого рукава меняется от 87 до 49%. Остальная часть стока проходит в левом рукаве. Правый рукав полностью галечный, левый галечно-песчаный, причем мощность песков, образующих гряды незначительна. Песчаные гряды в своем смещении как бы “скользят” по галечной отмостке. Скальные породы выходят на бичевниках и на перекатах Плитка и Чаркан.

Пятый морфологически однородный участок начинается от устья р. Буотамы. Он представляет собой разветвленное русло, образующее переходную зону от параллельно-рукавного к сложно-сопряженному типу. Здесь происходит слияние рукавов вышележащего отрезка реки в единый поток, плавно переваливающий от правого коренного берега к левому. В правобережной части реки остается система многочисленных маловодных второстепенных рукавов, образующих врезанное разветвление.** Такое положение вызывает резкую смену в характере распределения наносов: галечники смещаются в центральную часть русла, а несчаемые наносы становятся доминирующими. Спецификой участка является наличие скальных пород на дне вдоль левого обрывистого берега. Скальные породы простираются в русле на ширину до нескольких сотен метров.

Перекаты и грядовые формы руслового рельефа

Всего на средней Лене (до Покровска) насчитывается 55 перекатов. На первом морфологически однородном участке (устье Витима – начало Кыллахского разветвления) перекаты преимущественно развиты в разветвлениях русла (20 перекатов из 32). Разветвлениям соответствует местное расширение русла и заметное, по сравнению с плесовыми участками, снижение глубин. Перекат располагается в обоих рукавах, причем верхний его гребень находится у оголовка острова, нижний – в его ухвостье. Формированию переката способствуют динамический подпор от острова и снижение транспортирующей способности потока при разделении потока по рукавам. В условиях галечно-валунного русла перемещение наносов происходит редко, лишь при превышении скорости потока неразмываемой для частиц (обломков) данной породы (Беркович, Зайцев и др., 1985), и наносы чутко реагируют на изменение гидравлических характеристик потока. Нижний гребень переката находится обычно в районе ухвостья в узле слияния рукавов, где в тыловой части острова формируется коса, сложенная крупногалечным материалом. Характерной особенностью перекатов является их высокая устойчивость и слабое развитие мелких грядовых форм рельефа на них в связи с дефицитом материала и большой крупностью наносов.

Отдельные перекаты (7 из 32) встречаются в пределах неразветвленного, относительно прямолинейного русла. В местах его расширения, при изгибе одного из берегов, способного своим плечом отклонить стрелок потока, в зоне скоростной тени формируется побочень (часто подводный). Последний, в период активизации стока наносов оказывает тормозящее воздействие на поток, способствуя образованию переката. В ряде случаев образование побочней вызвано выходами на дно трудноразмываемых пород, поскольку скальные выступы создают динамический подпор потока выше по течению. Кроме того, отдельные перекаты сформировались благо-

** Морфология и русловые деформации этого участка были детально рассмотрены в отдельной статье (Зайцев, Кирик и др., 1991).

даря конусам выноса из притоков, которые в половодье оказывают определенное влияние на поток Лены. Однако механизм этого воздействия различен, зависит от порядка притока, соответствия фаз гидрологического режима, крупности и объема выносимого из притока материала.

Второй морфологически однородный участок начинается с переката Харыялах, который образовался в одиночном узле разветвления у о-ва Маячного. Гребни переката сформировались в соответствии с описанной выше закономерностью. Расположенный ниже у оголовка о-ва Кыллах перекат Корниловская курья представляет собой перевал с четко выраженным верхним побочнем. Перекат расположен за изгибом правого коренного берега, в зоне скоростной тени потока. Непосредственно в Кыллахском расширении, где русло разделяется на ряд рукавов, главным из которых является центральный, образовались перекаты Кыллах и Тюбя. Гребни перекатов расположились последовательно друг за другом таким образом, что нижний побочень одного переката является верхним побочнем нижележащего. Разделяющая гребни перекатов плесовая ложина неглубокая и короткая, в то же время побочни перекатов не обсыхают даже в маловодные периоды. Режим перекатов Кыллах и Тюбя взаимосвязан.

Перед г. Олёкминском расположен Олёкминский перекат, который представляет собой сплошную плиту скальных пород, полностью пересекающую широкое русло реки с некоторым наклоном в сторону левого берега. Динамический подпор в половодье со стороны Олёкмы, который распространяется на десятки километров вверх по течению Лены, способствует интенсивному осаждению наносов при спаде уровней. В межень, осевшие на перекате пески полностью размываются потоком, и уносятся вниз по течению.

При впадении Олёкмы сформировался Усть-Олёкминский перекат. Его образование связано с более глубоким врезом притока в коренное ложе в своей устьевой части. Поэтому гребень переката представляет собой скальную подводную ступень прикрытую маломощным слоем аллювия.

Ниже устья Олёкмы на 330 км участке реки до устья р. Синей находится всего 5 перекатов. Два из них – Хатын-Тумул и Еловский приурочены к местам расположения в русле обширных выходов коренных скальных пород. Перекат Сапьяхтатский сформирован в одиночном узле разветвления в расширении русла. Галечно-валунный гребень переката от оголовка острова Сыгыгнах под небольшим углом пересекает русло реки. Продольный профиль переката пологий, его подвалы слабо выражены. Перекат Крестьянский расположен в местном расширении русла. Он образовал подводной отмелью и имеет два гребня. Верхний гребень расположен в зоне активного движения небольших песчаных гряд, нижний – сложен галечниками. Перекат подстилается скальными породами.

Песчаные гряды здесь развиты слабо. Главной причиной этого является дефицит наносов и высокая, для песков, транспортирующая способность потока. Гряды образуются на спаде половодья и получают наиболь-

шее развитие в низкую межень. Непосредственно в русле реки галечно-валунный материал образует плоские подводные гряды, которые нельзя отнести к развитым. В то же время непосредственно вдоль берегов происходит формирование специфических гряд-кос небольших (несколько десятков метров) размеров с развитым подвалом; гребни таких гряд поднимаются на 2-3 м над уровнем низкой межи. Эти гряды, как правило, приурочены к выпуклым в плане и прямолинейным берегам и не встречаются вдоль вогнутых берегов (Лодина, Чалов, 1994). Расстояние между отдельными прибрежными грядами колеблется от 100 м до 1 км. Пригребневые наиболее высокие части гряд сложены крупногалечным материалом и валунником, местами уложенным в виде отмостки. Низовые части гряд сложены более мелким материалом. Часто подобные гряды приурочены к местам выноса материала с крутых склонов по каналам стока. Смещаясь вдоль бичевников эти гряды обуславливают формирование на них своеобразных валунных "мостовых".

Ниже устья Синеи русло приобретает облик, характерный для рек с активным грядовым перемещением наносов. В обоих рукавах появляется большое количество осередков, побочней и кос вдоль пойменных островов в средней части русла. На протяжении 140 км в главном правом рукаве имеется 10 перекатов, причем 8 из них образуются подвижными, крупными, хорошо развитыми песчаными грядами. Два переката связаны с выступом на дне реки коренных пород. Все аккумулятивные перекаты простые, перевального типа, как правило, приурочены к местному расширению русла и имеют два побочня. Один из побочней чаще всего формируется за изгибом берега в зоне скоростной тени, второй – в центральной части русла в виде осередка. Перекаты, оставаясь в месте своего постоянного формирования, отличаются достаточной подвижностью своих морфологических частей – кос, которые периодически вытягиваются в длину и со временем отторгаются потоком. Обычно за сезон косы и более мелкие гряды у побочней проходят путь в 200-300 м, а в отдельные многоводные годы – до 600-1000 м. Подвижность песчаного массива зависит от размеров гряды, ее расположения относительно потока и водности года. Высокие и массивные гряды в течение длительной зимы промерзают на глубину до нескольких метров. Такая мерзлотная цементация оказывает стабилизирующее влияние, формируя неразмываемое ядро. В летний период побочни на высоких отметках зарастают мелким тальником; по мере роста тальника, особенно в маловодные периоды лет на месте отмелей образуются молодые пойменные массивы. Поэтому ряд маловодных лет способствует образованию новых островов на месте массивных и высоких песчаных гряд. Подобные острова в течение экстремально маловодных лет (1985-1986) появились в большом количестве в левом рукаве.

Следующая за маловодьем череда многоводных лет изменяет направление воздействия потока. Стрежень его смещается и, соответственно, бывшая область интенсивной аккумуляции потока подвергается размыву.

Иногда это приводит к смещению кос и побочней на расстояние в сотни метров и мощным размывам берегов пойменных островов. Например, о-в Тимор в районе Куранахского переката полностью был размыт, так как в течение ряда лет находился под воздействием стрежневой зоны потока в многоводный период.

Общие закономерности формирования русла

Главной особенностью верхней части средней Лены является ограниченное развитие русловых деформаций, в результате чего изменение морфологического облика русла происходит только в течение сотен и тысяч лет. Существующие русловые формы стабильны, и поток полностью управляется устойчивым к размыву руслом. За последние 75 лет, с момента проведения первых инструментальных измерений, сколько-нибудь заметных, выходящих за пределы точности измерений, изменений руслового рельефа не отмечено.

Процессы формирования русла в Кыллахском узле разветвления резко отличаются. Этот участок в широкой котловинообразной долине характеризуется свободным развитием русловых деформаций. Здесь образовались острова, по рукавам вокруг которых блуждает главное течение потока. Непосредственно в разветвлении русла о-вами Кыллах, Кес-Кумах. Тагы и Кырбыйдах русло реки имеет тенденцию к медленному смещению вправо. При этом из-за постоянного размыва высокой песчаной террасы, тянущейся вдоль правого берега, кривизна крайнего правого рукава постоянно увеличивается. При радиусе кривизны правого рукава 2,5 км и ширине 0,7 км, соотношение между ними составляет 3,6, что близко к критической величине, менее которой нарушается безотрывное обтекание потоком берега. Поэтому преимущественно развитие здесь получил центральный рукав. Это привело к увеличению в нем транспорта наносов и, соответственно, блужданию динамической оси потока, которое выразилось во вторичном делении его островами Юес-Кумах и Тагы. Еще 30 лет назад эти острова прослеживались в виде побочней у выпуклого берега о-ва Кыллах. Анализ планов русла показал, что в многоводные годы основной поток следует в протоке между о-вом Кыллах и о-вами Юес-Кумах и Тагы, а в средние по водности и маловодные периоды сосредоточивается в протоке между о-вом Кырбыйдах и о-вами Юес-Кумах и Тагы.

Расположение главного течения возле о-ва Кырбыйдах в течение длительного времени привело к размыву пойменного яра о-вов Кыллах и Касьян. Это способствовало началу развития излучины в районе переката Тюбэ. В вершине излучины берег острова Касьян размывается и отступает со скоростью 25 м/год. Ниже излучины поток Лены попадает в зону переменного динамического подпора со стороны Олёкмы, где заканчивается Кыллахское расширение: долина сужается, и русло вновь становится неразветвленным, контролируется выходами скал по берегам.

Несодинаковая ширина дна долины приводит к заметной неравномерности движения потока высокого половодья. Перед сужениями долины в продольном профиле русла формируется кривая подпора, которая распространяется при больших подпорах со стороны Олёкмы от места слияния рек до оголовка о-а Кыллах. При отсутствии подпорных явлений начинает формироваться кривая спада, начиная от гребня Олёкминского переката. Уклоны в эти периоды варьируют от 0,05‰ до 0,15‰. Изменение границы спада уровней отражается в стоке наносов. Поэтому перекатный участок в районе Кыллахского разветвления по режиму деформаций является одним из самых сложных на средней Лене.

Анализ изменения ширины неразветвленного русла, включая основной рукав одностороннего разветвления (перекаты Тюбэ-Олёкминский) показал, что наиболее неустойчивое положение динамической оси потока наблюдается в районе Олёкминских перекатов. Подпор со стороны Олёкмы развивается на спаде половодья при расходах воды 12-15 тыс. м³/с и особенно велик в многоводные годы. Распространение зоны подпора на Олёкминский перекат и расположенную выше пологую излучину нарушает свойственное изгибу потока закономерное распределение скоростей течения. Стрежень потока отходит от вогнутого берега в центральную часть русла и в местах, где обычно наблюдается эрозия, приводящая к однонаправленному развитию изгиба, формируется зона аккумуляции наносов, выразившаяся в развитии песчаных побочней. Отмели на излучине выше Олёкминского переката встречаются у обоих берегов.

Ниже устья Олёкмы Лена на протяжении 380 км русло сравнительно узкое и врезанное. При общей сравнительно большой величине падения водной поверхности, продольный профиль реки имеет заметный перегиб в районе переката Хатын-Тумул. Здесь коренные породы создают широкий подтопленный водослив. Линия максимальных глубин на большей части участка проходит вдоль правого берега (247 км), изредка отклоняясь в центральную (62 км) или перемещается к левому берегу (65 км). На этом участке в целом ряде мест уже можно встретить развитые прибрежные галечные гряды. Притоки создают конусы выпоса, также ориентированные вниз по течению. В левобережной части русла встречаются односторонние разветвления и песчаные русловые формы. Формирование русла следует тем же закономерностям, что и на участке Витим-Кыллах, однако подвижность наносов здесь более высокая. Так маркированные на поверхности галечной гряды наносы на следующий год не были обнаружены, будучи полностью унесены полым потоком. Однако русловые формы чрезвычайно устойчивые, и заметного их изменения не обнаружено.

На участке от устья Сипей до Покровска русловой рельеф становится более подвижным, главным образом за счет перемещения песчаных побочней и осередков, которые здесь становятся все более развитыми. Лена до устья Ботомы разделена на два рукава. Левый рукав песчаный с хорошо развитым подвижным грядовым рельефом. Правобережный рукав как бы

унаследует черты галечно-валунного русла средней Лены. Однако и в нем уже к середине участка левобережная приостровная часть русла также становится песчаной, а в средней части рукава формируются подвижные песчаные дефицитные гряды. При этом подстилающие их галечники образуют неразмываемый горизонт, по которому происходит смещение песчаных наносов. В связи с общим снижением уклонов водной поверхности, уменьшается удельные значения транспортирующей способности потока, поэтому галечные наносы перемещаются в очень короткие периоды времени при максимальных расходах и резко останавливаются при незначительном снижении скорости течения. Иногда галечники образуют ядро некоторых песчаных осередков и побочных, (например, на перекатах Батамайский и Тит-Аринский).

В нижней части участка, начиная от переката Булгунняхтатский, река отходит от правого берега. Русло формируется в области свободного развития деформаций. Поэтому песчаные наносы, перемещавшиеся до этого в основном транзитом, создают здесь типичные аккумулятивные образования в виде крупных подвижных гряд. Это в итоге привело к снижению устойчивости русла и блужданию динамической оси потока. Ширина реки достигает нескольких километров, и поток формирует русло между левым коренным берегом и правобережными пойменными массивами. Острова в центральной части русла (Архипка, Ключевский и др.) имеют в своей структуре прочное "ядро" в виде скопления гальки, скального выступа или толщи многолетнемерзлых пород. Массивы песков, скапливающиеся в широком русле реки, зачастую, имеют большие, чем острова, размеры. Образующие их песчаные гряды смещаются вниз по течению за год на 200-600 м. Однако и на участке свободного развития русловых деформаций коренные скальные породы находятся близко или выходят на поверхности дна. Это ограничивает развитие плесовых ложбин и способствует развитию горизонтальных деформаций, образованию в русле многочисленных островов, рукавов и протоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Борсук О.А., Чалов Р.С. О врезании русла р. Лены. // Изв. ВГО. 1973. Том 105. Вып. 5.
Водные пути бассейна Лены. М.: МИКИС. 1995.
Русловой режим рек Северной Евразии. М. 1994.
Руднев А.С. Особенности ледового режима рек бассейна Лены (на примере 1968-69 гидрологического года). // Вопросы географии Якутии/ Вып. 6. Л.: Гидрометеиздат. 1973
Зайцев А.А. Режим уровней и уклонов на валунно-галечных перекатах и скальных выступах в руслах крупных рек. // Метеорология и гидрология. 1989. №12.

Зайцев А.А., Савцова Т.М. Скульптурный и аккумулятивный рельеф врезаемых русел рек Восточной Сибири и особенности его формирования. // Геоморфология. 1994. №4.

Беркович К.М., Зайцев А.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Руслые процессы на больших реках Восточной Сибири с галечно-валунным аллювием и особенности их регулирования. // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1985. №3.

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

Зайцев А.А., Кирик О.М., Лодина Р.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Руслые процессы на р. Лене в условиях перехода от врезаемого русла к широкопойменному. // Водные ресурсы. 1962. №6.

Лодина Р.В., Чалов Р.С. Булыжная мостовая на больших реках. // Природа. 1994. №7.

В содержание

В.Н. Коротаев, А.В. Чернов

**ФОРМИРОВАНИЕ ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ
И ПАЛЕО-ДЕЛЬТЫ р. ВОЛГИ
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

История формирования палео-дельты р. Волги неразрывно связана с общей историей формирования долины Нижней Волги и, в частности, Волго-Ахтубинской поймы. В этом сложном и длительном процессе ведущую роль играли изменения речного стока, колебания уровня Каспийского моря и тектонические движения.

Исследования П.В. Федорова (1957, 1978), Ю.М. Васильева (1959, 1982), Г.И. Горещкого (1966), В.А. Брылева (2000) показали, что р. Волга как водная артерия имела сток в Каспийское море по крайней мере с неогена (N_2^{ap}). Погребенные долины соликамской (Q_1^{sk}), венедской (Q_1^{2vd}) и нижнекривичской (Q_2^{kr}) пра-Волги обнаружены восточнее современного русла Волги, где они в общих чертах повторяют очертания современной долины. В пределах долины Нижней Волги осадки древнейших свит погребенного аллювия обнаружены в районе с. Енотаевка, где пра-Волгу пересекает и частично наследует современная долина Волги. Здесь между морскими глинами и суглинками нижнебакинского и верхнебакинского возраста расположены дельтово-аллювиальные пески соликамской свиты ($dlt-alQ_1^{sk}$). Ширина соликамской дельты была не менее 20 км. Ее подошва находится на 55-70 м ниже нынешнего меженного горизонта Волги, а мощность сохранившихся отложений составляет 10-25 м. Выше по разрезу залегают морские осадки нижнехазарской трансгрессии, которые с размывом перекрываются нижнехазарскими (верхнекривичскими) дельтово-лиманными песками, связанными предположительно с урунджикской трансгрессией Каспия. Мощность этих отложений достигает 3-5 м.

Обнаружение полосы верхнекривичских (нижнехазарских) аллювиальных отложений на правом борту долины Волги и в пределах Сарпинской низины и ее распространение на юг до береговой линии махачкалинской стадии позднехвалынской трансгрессии может свидетельствовать о существовании еще одной крупной системы стока волжских вод и формирования эрозионно-аккумулятивной сарпино-даванской дельты (рисунок). Мощность нижнехазарских аллювиальных осадков уменьшается от Волгограда до южной границы их распространения от 30-32 до 7-15 м. Аллювиальные пески залегают на сингильских или нижнебакинских глинах, и на южной границе сменяются дельтово-лиманными и дельтово-морскими фациями нижнехазарских отложений. Последние перекрываются верхнехазарскими, гирканскими и хвалынскими морскими осадками мощностью до 45 м.

Таким образом, долина пра-Волги, существовавшая на Нижней Волге на протяжении последних 600-700 тыс. лет, периодически при трансгрессиях Каспия превращалась в глубокий и длинный ингрессионный залив

(лиман), положение вершины которого определялось величиной подъема уровня Каспийского моря, а при регрессиях вновь возвращалась к речному облику. По данным Г.И. Рычагова (1997), С.И. Варущенко и др. (1980), О.К. Лсонтъева и др. (1976), А.А. Свиточа и др. (1994, 2000), П.А. Каплина и А.О. Селиванова (1999), детально исследовавших высотное положение и абсолютный возраст каспийских трансгрессивных и регрессивных береговых линий, в максимальную фазу хвалынской трансгрессии (+50 м абс.) море в виде относительно мелководного бассейна покрывало практически всю территорию Прикаспийской низменности и доходило до г.Камышина узким ингрессионным заливом. Более поздние трансгрессии отличались меньшими масштабами.

В трансгрессивные фазы часть долины Волги, лежащая ниже уровня очередной трансгрессии, заполнялась солоноватыми водами, медленно текущими по направлению к морю, а на дне относительно равномерным слоем накапливались осадки, в которых селилась морская фауна; здесь устанавливался лиманный режим. В регрессивные фазы Каспия р.Волга следовала за отступающим уровнем, врезаясь в толщу лиманно-морских отложений, и нераскладывала их уже в виде речного – руслового и пойменного аллювия, образуя при этом пойму. Врез русла Волги в период регрессий не превышал 20-25 м; более глубокого вреза реки в лиманные и прочие отложения предыдущих фаз развития не происходило из-за очень отлогого устьевого взморья: согласно Н.И. Маккавееву и др. (1958), падение вновь образующегося при снижении уровня Каспийского моря участка реки оказывается равным ее падению на Астраханно-Волгоградском участке нижнего течения. Известно, что в этом случае врезания реки при снижении базиса ее эрозии не происходит. Именно поэтому непосредственно в пределах современной Волго-Ахтубинской поймы сохранились остатки лишь наиболее древних аллювиальных свит, лежащих глубже 20-25 м ниже меженного уровня Волги; выше залегают голоценовые осадки, неоднократно переотложенные во время последующих регрессий.

Еще одной особенностью формирования устья Волги в позднем плейстоцене и голоцене является плохая сохранность древних дельт периодов регрессии моря. Следы древних дельт на каспийском шельфе были обнаружены М.Ю. Лохиным и Е.Г. Масвым (1990) в виде клиноморфных аккумулятивных тел ательского (Q_{2-3}^{III}) и снотасевского (Q_3^{III}) возраста на глубинах 40-25 м. Более поздние дельты, связанные, например, с мангышлакской регрессией (ниже -50 м абс.), пока не обнаружены, что может быть следствием важного геоморфологического события, произошедшего на поверхности осушенной прибрежной позднихвалынской равнины во время мангышлакской регрессий. Именно в это время на Нижней Волге возникли уникальные образования – «бэровские бугры», механизм формирования которых до сих пор не выяснен. Пояс бэровских бугров начинается от береговой линии махачкалинской стадни позднихвалынской трансгрессии в районе с. Никольского по обеим сторонам современной Волго-Ахтубинской

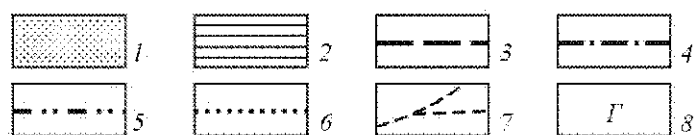
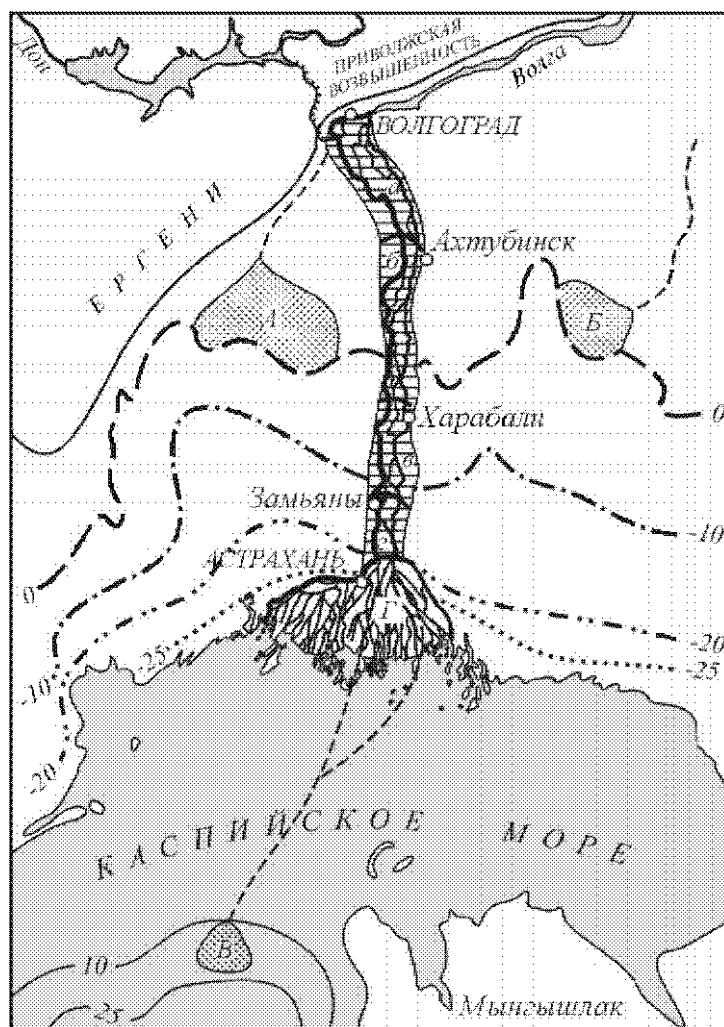


Рисунок. 1 – палеodelты (А – Сартино-Даванская, Б – Ащезекская, В – Енотаевская); 2 – генерации Волго-Ахтубинской поймы: а – ахтубинская, б – харабалинская, в – замьянская, г – астраханская; 3 – 6 – береговые линии каспийских трансгрессий: (3 – позднехвалынская махачкалинская, новокастийские; 4 – дагестанская и гоусанская, 5 – туралинская, 6 – уллучаевская и позднейшая); 7 – палеодолины на шельфе северного Каспия; 8 – Г – современная дельта Волги.

долины и прослеживается до морского края современной дельты Волги. Наиболее четко выражены в рельефе и хорошо сохранились два участка бугров: первый – от верхней границы распространения до линии сел Енотасевка-Харабали, и второй – от береговой линии новокаспийской трансгрессии до морского края дельты (Жиндарев и др., 2001).

Бугры в этих местах пересекали долину пра-Волги и создавали свособразный природный барьер для речного стока. Очевидно, в средней части Волго-Ахтубинской долины (на никольско-енотасевском участке), где весь волжский сток сосредотачивался в одном или в двух (Волга и Ахтуба) рукавах, река смогла преодолеть возникший естественный барьер из бугров, размыв их полностью. В нижнем течении, где сток Волги рассредоточивался по многочисленным дельтовым рукавам, удельные расходы снижались, эрозионная способность потоков сокращалась, и река вынуждена была приспособлять свою гидросеть к ориентировке бэзовских бугров. Только наиболее водоносные дельтовые рукава смогли промыть в сплошном «бугровом поясе» несколько проходов, по которым впоследствии заложилась современная гидросеть дельты. Отдельные дельтовые рукава, следуя за понижающимся уровнем моря, врзались в древние морские отложения (хвалынские и хазарские глины). Это подтверждается бурением в дельте р. Волги (Рачковская, 1956): русла дельтовых водотоков системы Бузана и Бушмы врзаны в морские отложения на глубину 15-20 м и заполнены новокаспийскими аллювиальными осадками. Бэзовские бугры, широкой полосой (не менее 100 км) перегородившие русло Волги в ее низовьях (в районе вершины современной дельты), ограничивали свободный водообмен между взморьем и ингрессионным заливом в трансгрессивные стадии.

Анализ аэрокосмических, топографических и геологических материалов позволил проследить последние этапы заполнения Астраханско-Волгоградского ингрессионного залива наносами р. Волги, произошедшие в позднем плейстоцене и голоцене после позднихвалынской трансгрессии. Геоморфологическое строение Волго-Ахтубинской поймы показывает, что она не является одnorodной, а состоит из современной поймы Волги и Ахтубы, которая представлена низкой молодой и высокой зрелой поймой, и древней поймой, которая представлена четырьмя разновозрастными участками, последовательно сменяющими друг друга вниз по течению: их можно назвать пойменными генерациями (рисупок). Современная пойма вытянута вдоль русел Волги и Ахтубы и имеет либо ложбинно-островной (у Волги), либо сегментно-грядистый (у Ахтубы) первичный пойменный рельеф. Древние пойменные генерации расположены между Волгой и Ахтубой и составляют более 80 % всей площади поймы. Они выделяются по разному микрорельефу поверхности и строению: высота как современной, так и древней поймы над межпечным уровнем рек одинаковая, причем наложенные прирусловые валы современной поймы, зачастую, на 1 м превышают высоту древних пойменных генераций (Коротасев, Чернов, 2000).

Наибольший интерес для восстановления истории развития всей Астраханно-Волгоградского участка долины Волги представляют древние пойменные генерации. На самом верхнем участке Волго-Ахтубинской поймы между гг. Волгоградом и Ахтубинском древняя пойма представлена поверхностью с огромным количеством мелких округлых и вытянутых озер, которые в сумме могут составлять почти 50 % площади этой поймы. Эти озера – остатки пойменных, возможно, дельтовых протоков, когда-то рассекавших древние пойменные массивы и полностью переработавших первичный пойменный рельеф. Абсолютная высота поймы на этом участке понижается с -3,0 до -9,5 м (2а на рисунке).

Ниже г. Ахтубинска характер рельефа древней поймы отчетливо меняется: округлые озера уступают место многочисленным узким извилистым озерам-старицам и протокам с очень малой кривизной; площадь, занятая ими, несколько меньше, чем выше по течению, что дало возможность организовать здесь полевые хозяйства. Очень много на этой пойме песчаных валов и занесенных песком ложбин (2б на рисунке).

Вышеописанная пойменная генерация (б) протягивается вниз до с. Харабали (-18 – -19 м абс.), где ее микрорельеф вновь меняется: он приобретает грядистый характер. Гряды окружают современные пойменные протоки, соединяющие Ахтубу с Волгой; иногда системы гряд фиксируют положение древних, ныне пересохших рукавов. Округлые озера и небольшие пойменные протоки сохраняются, но занимают явно подчиненное положение (2в на рисунке).

Подобный рельеф, характеризующий третью сверху пойменную генерацию (в) прослеживается до с. Замьяны (-21 м абс.), где меняются параметры гряд: если выше по течению их длина равнялась 500-750 м, то здесь она увеличилась до 1,5 км. Форма гряд в плане осталась пологой (2г на рисунке). Крупные пологие пойменные гряды указывают на положение бывших извилистых рукавов Волги, пересекавших современную Волго-Ахтубинскую пойму, отклонявшихся в левую и вновь возвращавшихся в правую часть долины. Один из таких рукавов сохранился до настоящего времени – это протока Бузан, которая наследует положение древнего пологоизвилистого рукава. Округлых озер и малых пойменных протоков здесь, практически, нет.

Последний раз характер пойменного массива между Волгой и Ахтубой меняется непосредственно выше Астрахани на высоте -23 м абс.; ниже по течению начинается современная дельта Волги (дельта выдвижения) с множеством протоков, разделенных низкой плавневой поймой (Г на рисунке).

Подобная смена первичного рельефа древних пойменных генераций может быть объяснена его постепенным «омолаживанием»: на самых верхних по течению генерациях первичный пойменный рельеф практически полностью переработан появившимися позже пойменными протоками-эриками, которые в своем развитии проходят сначала проточную, затем заключительную озерную стадии. На генерации, расположенной в средней

части Волго-Ахтубинской поймы, гравистый первичный пойменный рельеф сохранился значительно лучше, хотя уже заметной становится вторичная переработка его малыми пойменными протоками. Наконец, в нижней части Волго-Ахтубинской поймы первичный пойменный рельеф отличается наилучшей сохранностью – следы переработки его последующими процессами отсутствуют.

Последовательное «омолаживание» пойменного рельефа древних генераций Волго-Ахтубинской поймы сверху вниз по течению указывает на стадийность отступления уровня моря в голоцене и этапность образования дельты выполнения Астраханско-Волгоградского залива. Более того, их число и высотное положение хорошо коррелируется со стадиями отступления Каспийского моря после позднехвалынской трансгрессии, определенными по анализу его береговых линий.

В максимальную (махачкалинскую) стадию позднехвалынской трансгрессии уровень воды в море поднимался до абсолютной отметки 0 м, которая расположена у г. Волгограда. Все предшествовавшие речные отложения оказались при этом либо погребенными под морскими ингрессионными осадками, либо пересотложенными. После этого, уровень моря стал снижаться, но это снижение происходило, по-видимому, стадиями, перемежающимися кратковременными этапами ингрессий. По мнению Г.И. Рычагова (1997), в позднем плейстоцене на спаде позднехвалынской трансгрессии выделялись регрессивная бекдашская стадия со стоянием уровня моря на современных отметках, и следующая за ней трансгрессивная сартасская стадия, когда уровень моря поднимался до отметки -10 – -12 м абс. Во время бекдашской регрессии происходило заполнение осушающегося залива речными наносами и формирование поймы на всем протяжении Астраханско-Волгоградского залива. При сартасском подъеме уровня Каспия значительная часть этой поймы вновь была затоплена и превратилась в лиман, но участок между гг. Волгоградом и Ахтубинском остался незатопленным, т.к. лежал выше уровня моря, и поэтому здесь сохранилась сформированная ранее пойма. Именно она в настоящее время имеет «мелкоозерный» рельеф и представляет собой наиболее древнюю генерацию Волго-Ахтубинской поймы, которую можно назвать «ахтубинской». Приустьевой ее участок представлял собой дельту выполнения залива – самую верхнюю в после-позднехвалынское время. Таким образом, ахтубинская генерация поймы формировалась во время бекдашской регрессивной стадии и сохранилась при сартасской трансгрессивной стадии.

Можно предположить, что уже в то время стали формироваться две системы волжских рукавов – собственно Волги (правый, более мощный рукав) и Ахтубы (левый рукав, совпадающий с разломами Ахтубинского сброса (Самборский, 1981). Структурно-геологическое строение верховьев Волго-Ахтубинской долины, расположенной в пределах Большого Волгоградского сброса и Верхне-Ахтубинской структуры, свидетельствует о тектонической природе ориентировки отдельных частей долины и обусловлен-

ности разделения главного русла Волги на два рукава антиклиналью в виде гребневидного выступа майкопских глин (Горский, 1966). В пределах древних дельт (ахтубинской и последующих) эти рукава тесно переплетались между собой, соединяясь многочисленными протоками, но по мере смещения дельт вниз, все более обособлялись друг от друга. Это процесс сохранялся, очевидно, на каждом следующем этапе заполнения Астраханско-Волгоградского залива, что привело, в конечном итоге, к развитию на дне долины пойменной многорукавности и созданию Волго-Ахтубинской поймы – итога руслоформирующей деятельности Волги и Ахтубы.

После отступления сартаасского моря наступила глубокая мангышлакская регрессия, при которой уровень моря опустился до отметок –45 м абс. – минимальных в верхнем плейстоцене и голоцене. Одновременно происходило перемывание и вынос сартаасских осадков в процессе русловых деформаций Волги, и заполнение залива речными отложениями, что привело к формированию новой дельтовой поймы следующей за ахтубинской – харабалинской генерации.

Мангышлакская регрессия сменилась многостадийной новокаспийской трансгрессией моря, каждая последующая стадия которой оказывалась ниже предыдущей. Самой древней и высокой стадией стояния моря при этой трансгрессии была дагестанская стадия, во время которой уровень моря доходил до абсолютных отметок –16 – –18 м абс.; следующая за ней (после кратковременной жиландинской регрессивной стадии) гоусанская трансгрессивная стадия была почти такой же по высоте. В последующем амплитуда колебаний уровня моря сокращалась: если при жиландинской регрессии уровни падали до –45 м абс., то при сменявшей гоусанскую избербашской регрессивной стадии они снизились только до –40 м абс. Во время туралинской трансгрессивной стадии море поднялось до отметок –21 – –22 м абс., а при уллучаевской – только до –22 – –24 м абс. Во время относительно недавней дербентской регрессии уровни моря снизились до отметки –35 м абс.

Относительно возраста хвалыньских и новокаспийских трансгрессий и регрессий существуют две временные шкалы: 1) по С.И. Варушенку и др. (1987), Г.И. Рычагову (1997), П.А. Каплину и А.О. Селиванову (1999) максимум раннехвалыньской трансгрессии охватывает период 40-70 тыс. лет назад, махачкалинская стадия позднехвалыньской трансгрессии – 16 т.л.н., сартаасская позднехвалыньская стадия – 12 т.л.н., максимальная (дагестанская) стадия новокаспийской трансгрессии – около 8 т.л.н.; 2) по А.А. Свиточу и др. (1994, 1997, 2000) максимум раннехвалыньской трансгрессии был 15 тыс. лет назад, снотавская регрессия – 10 т.л.н., максимум позднехвалыньской трансгрессии – 9 т.л.н., мангышлакская регрессия – 7-6 т.л.н., максимальный (дагестанский) пик новокаспийской трансгрессии – 5-3 тыс. л.н. и позднейшая дербентская регрессия – 1500-500 лет назад.

По данным палеоиндикации отложений опорного разреза древней поймы в районе сел Соленого Займища и Старницы, находящихся ниже г.

Ахтубинска, установлено, что процесс поймообразования начался здесь не позже 9,5 тыс. лет назад и продолжался непрерывно по крайней мере до 900 лет назад (Болыховская, 1990). Этот разрез полностью сложен русловыми и пойменными отложениями; возрастом 9,5 тыс. лет датирован образец с глубины 5 м. Используя интерпретацию разреза и результаты приводимого здесь морфологического анализа Волго-Ахтубинской поймы, можно предположить, что в это время в районе разреза формировалась пойма. Это говорит, во-первых, о существовании здесь речного режима, т.е. о регрессии уровня Каспия в период 9,5-8,5 тыс. лет назад, и, во-вторых, о том, что позже на этом месте уже никогда не было ингрессионного залива. Абсолютная высота древней поймы в районе опорного разреза составляет -13 – -14 м абс. Уровень моря в следующую за регрессией дагестанскую трансгрессивную стадию не превышал -18 м абс., следовательно, харабалинская пойма, датированная возле с. Соленого Займища, образовалась во время мангышлакской регрессии, а именно, 10,0-8,5 тыс. лет назад. Раннеголоценовые пойменные отложения залегают непосредственно на морских отложениях хазарского и даже бакинского возраста, неровная кровля которых подтверждает существование врезания Волги во время мангышлакской регрессии Каспия и размыв предшествующих сартасских лиманных отложений.

Так как время образования отложений и поверхности харабалинской пойменной генерации по схеме Г.И. Рычагова (1997) и др. соответствует мангышлакской регрессии, то более древняя – ахтубинская пойма, образовалась около 13 тыс. лет тому назад, когда, согласно тем же исследованиям, на Каспии отмечалась предыдущая бекдашская регрессивная стадия.

Формирование пойменных генераций, лежащих ниже по течению, увязывается с колебаниями уровня моря новокаспийского времени. Так, гривистая пойма, распространенная между сс. Харабали и Замьяны, вполне возможно сформировалась после отступления моря, последовавшим за гоусанской трансгрессивной стадией, т.е. при избербашской регрессивной стадии, когда уровень моря снижался до отметки -40 м абс. Участок поймы, возникший ниже харабалинской поймы во время жиландинской регрессии, сменившей дагестанскую трансгрессивную стадию, в рельефе древней поймы не выражен, так как последовавшая затем гоусанская трансгрессивная стадия была почти одинаковой по высоте с дагестанской. Поэтому гоусанская дельта Волги формировалась на том же месте, что и дагестанская; при этом предыдущие аккумулятивные формы рельефа уничтожались. Очевидно, что обе дельты существовали в районе с. Харабали, соответственно, около 8 и 6 тыс. лет назад.

Избербашская регрессивная стадия сменилась туралинским подъемом уровня моря, доходившим до отметок -21 – -22 м абс., т.е. до с. Замьяны. Участок поймы, лежащий ниже по течению, оказался затопленным лиманно-морскими водами, а массив Волго-Ахтубинской поймы между пос. Харабали и с. Замьяны сохранился в виде мелкогривистой поймы, которую можно назвать замьянской пойменной генерацией. Ее возраст определяется

в 4,5-5,0 тыс. лет назад, хотя не исключено, что отдельные ее участки имеют более древний возраст жиладинской регрессивной стадии – 6,5 тыс. лет назад. Туралинская дельта Волги формировалась выше с. Замьяны около 4,0-3,3 тыс. лет тому назад.

Следующей генерацией Волго-Ахтубинской поймы является крупногрядистая пойма, распространенная ниже с. Замьяны. Следуя принятой схеме Г.И. Рычагова и других авторов, она, по-видимому, образовалась во время александробайской регрессивной стадии стояния уровня моря, отстоящей от настоящего времени на 2,8-2,0 тыс. лет.

В последующую уллучаевскую трансгрессивную стадию (имевшую два одновысотных пика – около 2,3 и 1,8 тыс. лет назад) море поднялось до отметок -22 – -24 м абс., но лежащий гипсометрически выше участок поймы между с. Замьяны и северной окраиной г. Астрахани (точнее его) не попал под воздействие моря и сохранился в виде астраханской пойменной генерации. Это наиболее молодая часть Волго-Ахтубинской поймы, по-видимому, сформированная в русле Волги уже после образования разновозрастных генераций на дне Волго-Ахтубинской долины. Во время стояния уллучаевской трансгрессии русло Волги разделилось на два равнозначных рукава – собственно Волгу и Бузан. Современное место разделения этих рукавов обозначает вершину уллучаевской дельты, начавшей формироваться около 2,3 тыс. лет тому назад. Возраст астраханской пойменной генерации, таким образом, можно определить, как 2,8-1,6 тыс. лет назад.

Относительная высота астраханской (равно как и современной) поймы снижается до 4-х, а в нижней части до 3-х м, что связано с явлением приустьевоего спада уровней воды.

1500 лет назад наступает новое снижение уровня Каспийского моря – дербентская регрессия, которая 500 лет назад сменилась позднейшей многопиковой трансгрессией моря, уровни которой никогда не превышали отметок -25 м абс. В это время начинает формироваться гидрографическая сеть, отложения и поверхность современной дельты р. Волги, которая является уже дельтой выдвижения реки в Каспийское море.

Таким образом, на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена в ингрессионном заливе между Волгоградом и Астраханью происходило своеобразное чередование лиманно-морского и речного режимов, отражавших сложную историю колебаний уровня Каспийского моря. Всего за последние 16 тыс. лет в пределах Волго-Ахтубинской долины наблюдалось 6 морских (лиманных) стадий, соответствующих трансгрессивным фазам позднелехвалынского (махачкалинская, сартасская) и новокаспийского (дагестанская, гоусанская, туралинская и уллучаевская) времени. Все они чередовались с регрессивными стадиями, во время которых в долине устанавливался речной режим. В каждую последующую трансгрессивную стадию море проникало в ингрессионную долину на все меньшую длину. Поэтому участки речных пойм, формировавшихся в предыдущие регрессивные ста-

дии, частично сохранялись в последующие трансгрессивные стадии и постепенно наращивали общую дельту выполнения залива, которая затем превратилась в Волго-Ахтубинскую пойму.

Механизм поэтапного заполнения Астраханско-Волгоградского ингрессионного долинного залива, по-видимому, был следующим: в регрессивную фазу море отступало за пределы нынешнего залива, освобождая долину. В это время в условиях речного режима в долине развивалась сеть рукавов Волги и Ахтубы, накатывался аллювий и формировалась пойма. В период трансгрессивных фаз море распространялось вверх по долине Волги и образовывало ингрессионный залив. Пойменные отложения погребались под лиманно-морскими осадками или перемывались. В контактной зоне речных и морских вод (устьевой области реки) происходило формирование дельты выполнения и дельтовой поймы. Но так как почти каждая последующая трансгрессивная фаза была ниже предыдущей, верхний участок ранее сформированной поймы сохранялся, хотя и видоизменялся процессами дельтообразования в трансгрессивную фазу. В последующие регрессивно-трансгрессивные стадии этот процесс повторялся, каждый раз наращивая Волго-Ахтубинскую пойму вниз по течению все новым и новым участком.

В рельефе современной Волго-Ахтубинской поймы сохранились следы четырех трансгрессивно-регрессивных стадий поздней хвалыни и новокаспия, оставивших после себя 4 разновозрастных пойменно-дельтовых генераций, возраст которых последовательно уменьшается от верхней границы Волго-Ахтубинской долины вниз по течению от 16 до 1,5 тыс. лет (таблица). Эти генерации различаются по абсолютным высотам, характеру пойменного рельефа и современным ландшафтам.

Таблица. Характеристика разновозрастных генераций Волго-Ахтубинской поймы и связь их образования с колебаниями уровня Каспийского моря.

Пойменная генерация	Абсолютная высота, м	Регрессивная стадия поздней хвалыни и новокаспия – период начала образования поймы (тыс. лет назад)	Трансгрессивная стадия – период переработки поймы (тыс. лет назад)	Отметка уровня моря, м абс.
ахтубинская	-3,0 – -9,5	бекдапская – 13	сартасская – 12	-10 – -12
харабалинская	-9,5 – -18	мангышлакская – 10,0-8,5 и	дагестанская – 8,0	-16 – -18
замьянская	-18 – -21	жилапдинская – 7,0	и гоусанская – 6,0	-21 – -22
		избербапская – 5,0-4,5	туралинская – 4,0-3,3	
астраханская	-21 – -23	александробайская – 2,8-2,0	уллучаевская – 2,3-1,6	-22 – -24
современная дельта вы- движения	-23 – -26	дербентская – 1,5-0,5	позднейшая – 0,5- позднее время	-25

История формирования древних дельт выполнения Астраханско-Волгоградского залива закончилась около полутора тысяч лет назад, с момента завершения последней – уллучасевской регрессивной стадии новокаспийской ингрессии Каспия, которая не поднималась выше отметок –22 м абс. С тех пор началась новая история образования разветвленной сети дельтовых водотоков как дельты выдвижения на отселом устьевом взморье.

На основе палеогеоморфологического анализа рельефа и отложений Волго-Ахтубинской поймы можно предположить, что формирование разновозрастных участков этой поймы было возможным только в случае проникновения каспийских вод в долину Волги и подпруживания её вод. Однако на примере недавнего повышения уровня Каспийского моря (1978-1996 гг.) видно, что не каждая ингрессия проникает в устье Волги на отметки, установленные для морских побережий (Рычагов и др., 1999). Так, во время последнего подъема уровня моря на 2,5 м не произошло заметного изменения морского края субэвальной дельты Волги и тем более подтопления приморской части дельты на отметках -27 – -26,5 м абс. Это связано, вероятно, с ограждающей функцией бэровских бугров на взморье.

ЛИТЕРАТУРА

- Болиховская Н.С. Палиноиндикация изменения ландшафтов Нижнего Поволжья в последние 10 тысяч лет // Каспийское море (Вопросы геологии и геоморфологии). М.: Наука. 1990.
- Брылев В.А. Древние и современные речные долины на европейском юго-востоке России // Эрозионные и русловые процессы. Вып.3. М.: МГУ. 2000.
- Варущенко С.И., Варущенко А.И., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука. 1987.
- Васильев Ю.М. Четвертичные отложения Северного Прикаспия // Изв. АН СССР. Сер.геологич. 1959. №5.
- Васильев Ю.М., Ренгартен Н.В. Состав и условия образования плейстоценовых отложений Нижней Волги // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука. 1982.
- Горецкий Г.И. Формирование долины р.Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука. 1966.
- Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестник МГУ. Сер.5. География. 2001. №1.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1999.
- Коротаев В.Н., Чернов А.В. Морфология и динамика Волго-Ахтубинской поймы // Геоморфология. 2000. №3.

Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И. и др. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып.5. М.: изд-во МГУ. 1976.

Лохин М.Ю., Масв Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1990. №3.

Маккавсеев Н.И., Белинович И.В., Вышлов К.П. О влиянии снижения уровня Каспийского моря на судоходные условия в низовьях Волги и Урала // Руслыные исследования для улучшения судоходных условий. М.: Речной транспорт. 1958.

Рачковская К.А. Геологическое строение дельты Волги // Труды ГОИН. 1951. Вып.18(30).

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: изд-во МГУ. 1997.

Рычагов Г.И., Михайлов В.Н., Повалишникова Е.С. Неизбежен ли экологический и хозяйственный ущерб в условиях нестабильности уровня Каспия? // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1999. № 5.

Самборский Ю.П. К вопросу о генезисе рельефа Волго-Ахтубинской долины и его изменении под воздействием антропогенного фактора // Природные условия и ресурсы Нижнего Поволжья. Волгоград. 1981.

Свиточ А.А. Дельта Волги // Природа. 1994. № 5.

Свиточ А.А. Нижнее и юг Среднего Поволжья в плейстоцене // Геоморфология. 2000. №1.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты Волги // Геоморфология. 1994. №4.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды ГИН АН СССР. № 10. М.: 1957.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978.

А.А. Зайцев, А.К. Ильясов, О.М. Кирик, Р.А. Савельев

ЭЛЕКТРОННЫЕ КАРТЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ*

Актуальным направлением развития географической науки является разработка научных основ создания геоинформационных систем. Требования к содержанию (объему, тематике, историографии), способу отображения и передачи информации ГИС широко дискутируются и не являются окончательными. Базисной основой геоинформационной системы считается карта: поэтому активное развитие получило геоинформационное картографирование.

Мелкомасштабные карты охватывают большие пространства и выполняются со значительным искажением поверхности. Они служат графической основой для отображения информации о большом пространстве. При конкретизации задачи и укрупнении масштаба рассматриваемого явления картографирование местности, для которой создается ГИС, включает в себя численное отображение не только объекта исследования, но и его изменения во времени. В этом случае необходимо картографическими методами описать развитие (эволюцию) отображаемого объекта. Большое число подобных задач имеет прямое отношение к русловедению и гидротехнике, когда требуется осветить механизм процесса и разработать прогноз деформаций дна и размыва берегов. Крупномасштабные планы и карты служат также основой для создания математической модели.

Математическое моделирование является тем инструментом в руках исследователей, успех применения которого зависит от совершенства используемого аппарата и степени подготовленности пользователя, требует грамотного представления физических основ явления. Современные численные модели природных процессов не совершенны, так как связующие структуру модели звенья основаны на допущениях и эмпирических зависимостях. Однако мы не имеем другого выбора для количественного описания хода развития процесса, кроме совершенствования модели. На современном этапе исследований математическое моделирование является неслучайной составляющей ГИС и должно играть роль одного из инструментов при мониторинге русловых процессов конкретного объекта. Поэтому при исследовании русловых процессов создание математических моделей явлений заданного масштаба находит все большее применение. Математическая модель включает численное отображение структуры поля (рельефа, потока и пр.), скрепленного набором описывающих явление зависимостей, раскрывающих механизм взаимодействия потока и русла. Одновременно математические модели русловых процессов должны отвечать запросам практики использования рек для различных отраслей экономики и помогать учиты-

* Выполнено в рамках программы поддержки ведущих научных школ России (проект № 00-15-98512)

вать экологические последствия техногенного вмешательства в природные процессы.

Мониторинг природного объекта обеспечивает изучение временных изменений его характеристик в ограниченном, заранее определенном пространстве. С этой точки зрения мониторинг русловых процессов рассматривается, в первую очередь, как возможность выявления особенностей функционирования какого-либо гидротехнического объекта или развития участка русла реки, определения динамики русла и характеристик потока во времени и пространстве. Ценность создания ГИС и проведения мониторинга русловых процессов заключается в оперативности получения необходимой информации, ее быстрой обработке и максимально точном анализе для принятия решений.

Картографические методы давно используются для исследования водных объектов в русловедении, гидротехнике, навигации, других практических и научных целях. Карта, как наглядная модель русла реки и прилегающих территорий, построенная в определенной проекции и масштабе, позволяет проводить морфометрический, морфологический, топологический и другие формы анализа пространственной информации. Составление карт и планов русел связано с использованием батиметрических, гидрологических, гранулометрических и других данных. Спецификой сбора такого рода информации является непосредственное ее получение в полевых условиях. Контроль за изменением рельефа русла реки как динамически изменяющегося объекта требует периодического обновления батиметрической информации. Особенно, это актуально при гидротехническом проектировании, где необходимо современное планово-высотное обоснование. Натурная гидрологическая информация собирается путем проведения изыскательских работ, которые являются начальным звеном технологической цепи составления карт. Используемая при этом технология картографирования зависит от целей и области применения конечной продукции. Развитие персональных компьютеров, их периферийных устройств (принтеров, плоттеров, сканеров и др.) и программных продуктов позволило перейти на новый геоинформационный уровень картографирования русловых процессов.

Существует два типа представления электронных карт: в растровом и векторном форматах. Варианты форматов обуславливают разные типы составления, корректировки, использования и хранения карт. Растровый формат электронных карт часто получают от его бумажного варианта. При этом сам процесс составления карты производится традиционным ручным способом. Недостатками данного формата являются зависимость от предварительной составительской картографической основы, отсутствие возможности корректировки электронных карт, большие требования к параметрам программного обеспечения и технических средств. Растровый формат карты иногда получают программными средствами из векторного формата, но данный подход встречается при ограничении потребителя конечной продукции к исходной информации. Векторный формат для составления элек-

тронных карт можно получить двумя способами: при векторизации растрового формата карты или при использовании цифровых данных. Преимуществом данного формата является простая возможность корректировки карт, их трансформирования по ряду параметров, дополнения иной информацией.

Настоящее исследование посвящено вопросам оперативного получения информации о рельефе русла, обработке полевых данных и созданию численных карт и планов русел. Методы получения карт и планов становятся все более автоматизированными. Электронная форма картографических изображений позволяет использовать их для решения большого круга задач: создания моделей русловых процессов, расчета объемов аккумуляции наносов и эрозии, построения продольных и поперечных профилей русла, контроля экологической ситуации при техногенном воздействии на водные объекты и т.д.

Сбор и обработка информации

Составление электронных карт основано на использовании первичных данных. Цифровая форма поступающих в процессе измерений данных является наиболее удобной и оперативной при составлении электронных карт. Их получение возможно следующими способами: 1) оцифровкой имеющихся планов и карт путем превращения растрового формата в векторный; 2) вводом численных значений полевых данных, полученных изысканиями на основе радиогодезической, тахеометрической, мензульной и других видов съемки; 3) проведением изыскательских работ с использованием программно-аппаратных комплексов (Егоров, Зайцев, 1999).

Первый способ составления карт подразумевает следующую технологическую схему: исходные данные – бумажный вариант карты – растровый формат карты – векторный формат карты. Данный способ имеет определенные недостатки: зависимость от исходной картографической информации (ее полноты, достоверности, современности), трудоемкость векторизации растровой информации, большие временные затраты. Однако он позволяет перевести планы и карты русел рек, полученные в прошлом, в современный электронный вид.

Вторым способом производится оцифровка данных, полученных в ходе работ, производимых при изысканиях. Это – работы, выполненные на основе геодезических измерений: плановая и высотная привязка береговых точек и данных промеров русла, измерения скоростей течения и расходов воды, отбор проб донных отложений и т.д. Все изыскательские работы проводятся с определением пространственной локализации. После этого производится их оцифровка на персональном компьютере.

Третий способ, наиболее прогрессивный, основан на сборе данных при изыскательских работах уже в цифровой форме. Для этого требуется использование программно-аппаратного комплекса, в состав которого входят: 1) приемник спутникового позиционирования, позволяющий производить автоматический сбор данных в заданной системе координат и проск-

ции; 2) эхолот с выводом данных на компьютер для определения глубины в промерной точке; 3) гидролокатор бокового обзора, позволяющий определять гранулометрический состав грунтов, формы рельефа дна и другие подводные объекты (трубопроводы, затонувшие суда и т. д.), сейсмоакустический профилограф, измеритель скорости течения и мутности, использующий эффект доплера, трассонскаатель и др.; 4) персональный компьютер (ПК), необходимый для контроля работы приборов, визуализации процесса измерений и обработки поступающей информации.

Если ограничиться задачами промеров глубины, то для программно-аппаратных комплексов достаточно двух первых пунктов и ПК. Необходимо учитывать, что точность определения абсолютных координат зависит от типа и класса приемника и методов используемых при определении координат. В процессе выполненных исследований с помощью научно-технической фирмы «Гидромастер» сконструирован и используется в работе программно-аппаратный промерный комплекс, блок-схема и общий вид которого представлены на рис. 1 а, б.

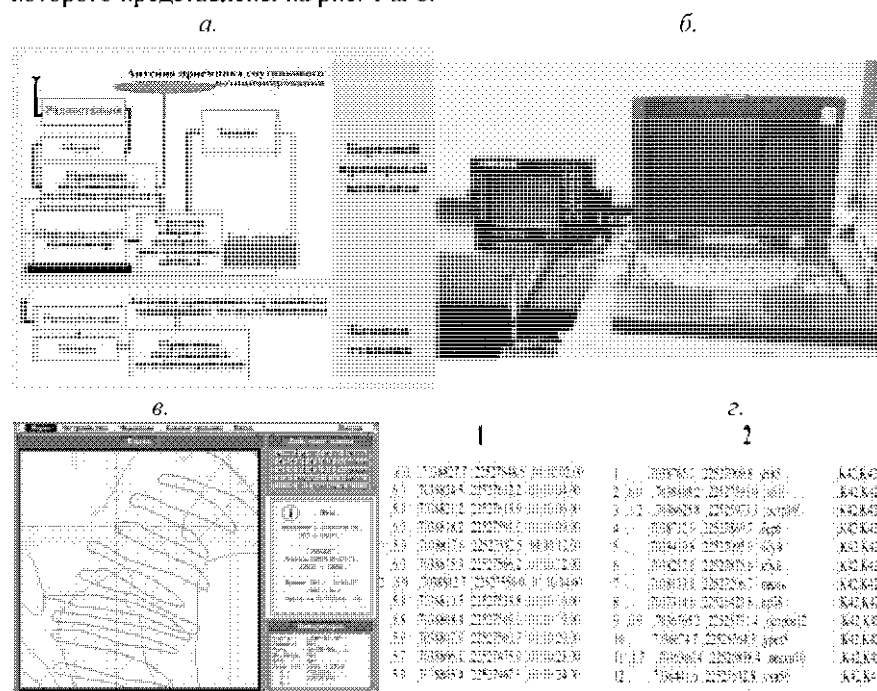


Рис. 1. Производство промеров на водных объектах с использованием программно-аппаратного: а - структурная схема; б - аппаратные средства в моторной лодке; в - применение программы Vojdenie; г - результаты полевых работ: данные промеров (1) и оперативные отметки (2).

Для выполнения батиметрической съемки дна в системе программно-аппаратного комплекса научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И.Маккавеева используются серийные эхолоты канадской фирмы Lowrance LMS-350A. Обмен информацией между эхолотом и компьютером осуществляется по NMEA0183 протоколу (National Marine Electronics Association). Мощный сигнал эхолота и специальный обтекаемый вибратор, который кренится в любом выбранном месте (с борта судна, в шахте или за транцем катера) позволяют получать непрерывный сигнал при скорости движения катера 40 км/час и выше. Эхолот работает в двух диапазонах частот – 192 КГц и 50 КГц, что в ряде случаев позволяет выделить грунты различной плотности. Структура донного рельефа определяется по контрастному жидкокристаллическому дисплею. Эхолот имеет многофункциональную регулировку сигналов и удовлетворительные фильтры для обработки принимаемых сигналов.

Координирование положения промыслового судна (катера или лодки), на котором размещаются приборы, проводится с помощью бортовой спутниковой позиционной системы. На околоземную орбиту выведены десятки спутников, обеспечивающих достаточно точное определение любой точки земной поверхности. Наибольшее распространение получили приборы, работающие в глобальной позиционной системе (GPS), принадлежащей США. Ведутся работы по применению системы ГЛОНАСС, находящейся в ведении России. Для получения информации о своем положении достаточно иметь специальный спутниковый приемник с малогабаритной антенной, который, в результате обработки данных с спутников, выдает географические координаты с точностью, зависящей от стоимости приемника, его возможности отслеживать определенное количество спутников и других причин. В составе промыслового комплекса используются зарубежные приемники GG-24 Ashtech и отечественные, типа «Бриз», работающие одновременно в системах GPS и ГЛОНАСС, имеющие высокую устойчивость параметров и точность координат вследствие анализа и обработки данных со всех спутников, находящихся в полусфере небосвода.

Вследствие того, что в процессе работы возможен переход с одного созвездия спутников на другое и что в системе GPS происходит периодическое намеренное включение специального кода, точность координирования одним приемником варьирует. Поэтому при промысловых работах на закрытых акваториях для увеличения точности измерений используют два спутниковых приемника, один из которых находится на движущемся промысловом катере, а другой располагается на берегу, и его координаты принимаются точными на определенный момент времени. Береговой приемник называется контрольно-корректирующей или базовой станцией. В качестве базовой станции обычно используют, по возможности, наиболее дорогие модели приемников, способные контролировать максимальное число спутников. В последующем, путем сравнения координат движущегося объекта и базовой станции, производится корректировка положения промыслового судна с уче-

том поправок на "изменение" значений координат базовой станции – так называемый процесс пост-обработки результатов. В режиме реального времени расчет поправок проводится непосредственно в ходе промеров. Корректирующий сигнал постоянно передается на промерное судно, бортовой компьютер которого учитывает их и производит координирование с заданной точностью (так называемый, дифференциальный режим определения координат). В качестве контрольно-корректирующей станции в составе программно-аппаратного комплекса применяется оборудование фирмы Trimble Navigation 4000SE Geodetic Surveyor II. Для передачи координатной поправки в формате RTCM-104 с базовой станции на бортовой компьютер используется радиоканал 27 МГц. Погрешность определения в относительной системе координат в этом случае составляет менее 2 м.

Практическое использование системы спутникового позиционирования связано с созданием специальной программы обработки информации, поступающей ежесекундно наряду с показаниями приборов на персональный компьютер, и адаптацией ее под конкретную задачу. Для этой цели существует целый ряд простых программ в среде DOS (например, HYPACK_Max, США), и более сложные, работающие в среде Windows (например, «Акваметрика», Россия). Зарубежные пакеты программ стоят значительных средств. Кроме того, применение программ среды Windows в настоящее время требует соблюдения трудновыполнимых условий при проведении полевых измерений. Поэтому, в процессе промеров используется оригинальная программа *Vojdenie*, разработанная НТФ «Гидромастер». Она позволяет визуализировать картину перемещения промерного катера или судна на экране компьютера, контролировать работу приборов и отслеживать всю поступающую информацию, формируя соответствующие текстовые файлы с массивами данных о глубине и положении промерных точек в заданной системе координат. Таким образом, процесс проведения промерных работ упрощается до минимума, так как все измерения проводятся в автоматическом режиме и не требуют присутствия наблюдателя.

Перед началом работы на участок съемки подготавливается и вводится файл карты района, где будут проводиться промеры. Минимальным содержанием файла карты являются координаты четырех углов района работ. Файл карты вводится непосредственно как при помощи программы *Vojdenie*, так и путем оцифровки имеющихся картографических материалов при помощи дигитайзера. Меню программы позволяет изменять видимые параметры карты, управлять подключением приборов, вносить редакционные изменения.

Съемочно-промерное судно последовательно выполняет промер по заданным маршрутам, внесенным в электронную карту, или произвольно. В результате промерных работ в компьютере создается набор файлов пройденного пути, текстовых файлов данных и оперативных отметок (рис. 1 в. г.).

Предварительная обработка результатов промеров производится с целью контроля полученных данных и выполняется с использованием ори-

гинальных программ Servis и Redaktor или набора общепринятых программ. Программы обработки позволяют осуществить просмотр результатов промера в графическом виде, интерполяцию координат и глубин в случае появления пробелов при измерениях, а также отбраковку и восстановление отрезков, где произошел сбой в работе, сглаживание результатов промера, редукцию полученных координат от антенны спутникового приемника к вибратору эхолота, перевод измеренных глубин в абсолютные отметки, изменение данных при учете заглубления излучателя эхолота и расчета величины срезки.

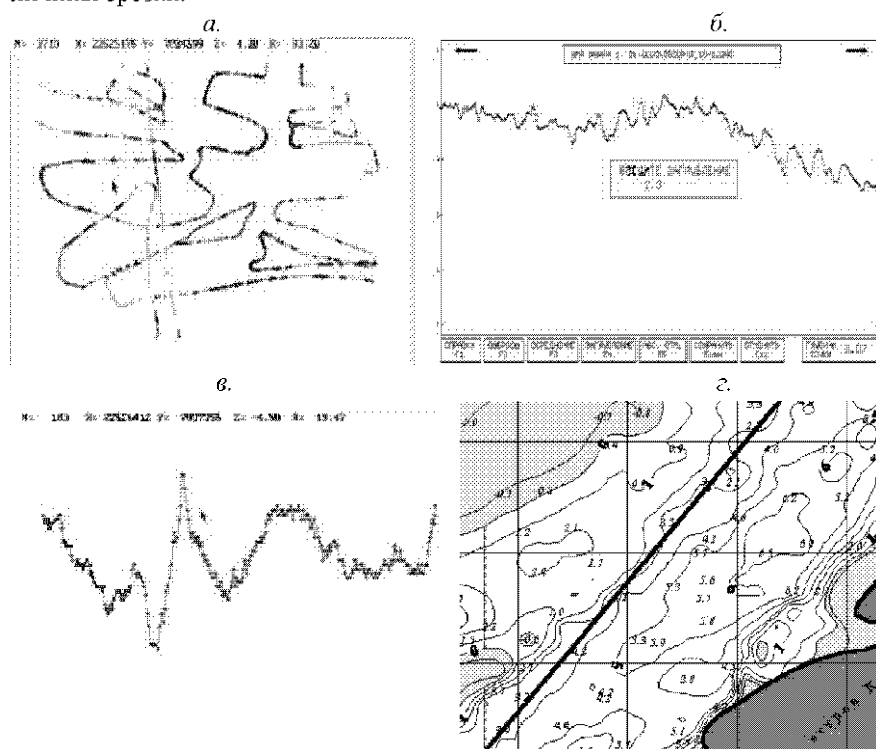


Рис. 2. Подготовка и редактирование данных, построение карты глубин: а – корректировка пространственного расположения данных с использованием программы Redaktor; б – ввод величины срезки, заглубления излучателя эхолота, осреднение и фильтрация массивов с помощью программы Correct; в – корректировка высотных отметок программой Corrals; г – автоматическое построение планов русла реки программой Surfer, Map и др.

Цифровая форма первичных данных позволила не только облегчить их обработку, но и дала новые возможности по их визуализации и представлению (рис. 2). Данные хранятся как в первичном виде, так и в обработанном. Из них формируются банки данных по пространственной локализации

(например, по участкам русла) и по времени проведения натурных исследований. Накопленная информация при возникшей потребности может извлекаться и использоваться. Путем запросных приемов можно создавать необходимые выборки пространственных данных, обрабатывать их по некоторым параметрам, анализировать, визуализировать или использовать отдельно от всего массива.

Применение компьютерной техники позволило организовать тиражируемость (размещение на нескольких носителях цифровой информации: цифровые оптические или магнитные носители, передачу данных на расстояние) и масштабируемость (при использовании программных алгоритмов качественно увеличивать и уменьшать объем информации) и другие операции.

Цифровые модели, их использование для составления электронных русловых карт и моделирования

Если в традиционном картографировании главным ключевым звеном является карта, то в геоинформационном картографировании – это модель территории. Для создания модели при изучении русловых процессов привлекается вся пространственная информация, относящаяся к руслу реки и другим объектам связанным с ним и между собой.

При картографировании русла в гидротехнических, навигационных и других целях используется цифровая модель рельефа русла. Она характеризует поверхность дна русла и её отношения с другими параметрами природных условий по плановым координатам. Цифровые модели рельефа реализуются на принципах построения регулярных и нерегулярных сеток. Узлы сеток содержат значения третьего параметра – глубины (или отметок дна, если данные представляются в абсолютных высотах). Построение сеток осуществляется по полю точек, которое при изысканиях имеет вид промерных точек по галсам. Конфигурация и частота галсов определяется предварительно перед полевыми работами в зависимости от сложности участка, масштаба и конечной цели исследования.

Цифровые модели рельефа русла, основанные на регулярных сетках, содержат узлы, разнесенные непосредственно по точкам промерных галсов. Данные сетки состоят из треугольных ячеек, где конфигурация ребер зависит от принципа, который заложен при её построении, и, соответственно, от взаимного расположения точек. Область построения цифровой модели определяется распределением промерных точек. Положительным моментом данных моделей для русловых изысканий является зависимость их построения только от конфигурации промерных точек относительно форм рельефа и самого русла.

Цифровые модели рельефа, основанные на нерегулярных сетках, содержат узлы, разнесенные непосредственно по точкам промерных галсов. Данные сетки состоят из треугольных ячеек, где конфигурация ребер зависит от принципа, который заложен при её построении, и соответственно от

взаимного расположения точек. Область построения цифровой модели определяется областью распределения промерных точек. Положительным моментом данных моделей для русловых изысканий является зависимость их построения только от конфигурации промерных точек относительно форм рельефа и самого русла.

Основное свойство цифровых моделей на регулярных сетях – их масштабируемость, где порог максимального масштаба зависит от частоты промерных галсов. Эти два критерия промерных галсов – частота и конфигурация – зависят от предварительно поставленных задач исследования русла. Дальнейшее построение цифровых моделей осуществляется автоматизированным путем с помощью программных средств.

Создание карт осуществляется на основе цифровой модели рельефа. Отображение той или иной информации на карте производится исходя из ее назначения. Например, для гидротехнических целей можно показывать изобаты с сечением 0.5 м с утолщением каждой нитой, а для навигационного использования – гарантированную изобату, линию проектного уровня и, с помощью заливки, фарватер, а также несудоходные участки, отмели, острова. Такая работа производится автоматизированным путем с помощью определенных параметров визуализации цифровой модели рельефа. Помимо рельефных данных в карту вносится дополнительная тематическая информация в цифровой форме (гидротехнические объекты, объекты навигационной обстановки, социальные объекты и др.).

Использование разновременных цифровых моделей рельефа позволяет получить карты с изображением результатов эрозионно-аккумулятивной деятельности потока, совмещенные и сопоставленные планы за различные периоды и т.д. Цифровые модели рельефа могут использоваться для определения морфометрических или морфологических параметров русел. По ним можно автоматически определять и визуализировать в определенном вертикальном и горизонтальном масштабе продольные и поперечные профили русла. Расположение профилей определяется пользователем. Можно рассчитывать площади и объемы водных объектов. По операциям (сложение, вычитание, другие функциональные зависимости) над несколькими разновременными цифровыми моделями рельефа выявляются остаточные поверхности. Они позволяют определять характер морфологических процессов и их морфометрические, временные параметры (объем, площадь, интенсивность и т.д.).

Применение бумажных карт в основном ограничивалось визуальным и инструментальным анализом. С использованием электронных карт возможности численного анализа материалов существенно расширились. Например, реальным стало автоматическое судовождение на внутренних водных путях с использованием электронных карт и навигационных комплексов. Правда, для полного функционирования системы электронного судовождения требуется осуществить дальнейшие проработки от обеспечения навигационного оборудования до создания базы данных для электронных карт.

На данный момент времени составление электронных русловых карт производится с опорой на стандарты и условные обозначения старой картографической системы. При создании электронных карт и расширения возможностей их использования требуются ввести новые системы условных обозначений, стандартов и единой унификации, т.к. старые не удовлетворяют возникшим потребностям. Поэтому очень часто при создании электронных карт для их полноценного функционирования отходят от старых правил, что привело к множественности типов картографических изображений и их оформления. Отсутствие нормативной документации, стандартов по условным обозначениям и оформлению электронных карт привело к ситуации, когда появилась необходимость их введения. В ряде отраслей, например в морской навигации, разработан целый ряд стандартов. Например, МГО предлагает применять стандарт S-57. Новые технологии создания электронных карт по данным русловых исследований современными методами, новые способы визуализации карт, их компьютерный анализ, моделирование гидрологических и геоморфологических процессов позволили расширить получение полезной информационной основы для хозяйственных целей.

Наши усилия направлены на разработку технологии оперативного создания русловых карт на основе минимума конфигурации различных методик и способов. Процесс создания карт и возможность пользоваться ими должны быть доступны максимальному числу потребителей.

Оперативные результаты промеров, обработанные с помощью комплекса специальных программы непосредственно в поле, позволяют приступить к составлению планов русла и крупномасштабных русловых карт на большие по протяженности участки рек. При проведении промеров компьютер накапливает массивы данных в виде нерегулярного пространственного поля точек со значениями глубин. Значения глубин приводятся к условному (проектному) уровню воды, от которого строится карта донного рельефа. Исходный ансамбль параметров служит для построения цифровой модели рельефа на нерегулярных треугольных сетках.

Область построения цифровой модели рельефа дна определяется пространственными границами объекта исследования. При исследовании дна водосмов она ограничивается береговой линией. Проектный уровень, к которому приводятся измеренные глубины, не соответствует положению береговой линии, которая имело место в процессе измерений. Информация о положении береговой линии определяется синтетическим методом. Для этой цели используются фотопланы, топографические карты, непосредственные измерения с помощью лазерного дальномера, обработка гидролокационного изображения или информация о расстоянии от края границы промерного галса до уреза воды. Вследствие этого окончательно положение линии уреза при проектном уровне представляется в "бумажной" форме. Поэтому для использования ее при построении численной модели рельефа применялись процедуры интерактивной оцифровки. Так как положение бе-

реговой линии из-за колебания уровней воды постоянно меняется, то для получения однозначного результата (аттрибутацию) необходимо производить согласно значениям срезки уровня на день проведения промеров. Объект исследования, которым является река, имеет вытянутую форму, поэтому цифровые модели строятся на небольших отрезки реки в соответствие с размером листа составляемой карты.

Для построения цифровой модели используется программный продукт Surfer фирмы Golden Software. Интерполяция рельефа осуществлялась методом триангуляции Делоне или методом Кригинга. Спецификой рельефа речного русла являются вытянутые в пространстве формы. Это не позволяет считать перечисленные методы интерполяции достаточными. Поэтому по нашему заказу сотрудникам ВЦ РАН разрабатываются оригинальные способы интерполяции нерегулярных вытянутых в пространстве полей точек специально для русел рек. Включение новых методов интерполяции для массового построения русловых карт следует ожидать в ближайшее время.

Промеры рельефа русел крупных рек, выполненные с помощью программно-аппаратного комплекса, захватывают пространства в десятки и сотни километров. Первоначально исходная цифровая информация о реке объединялась в единую базу данных. Опыт работы показывает, что численные данные электронных карт целесообразно разбить по отдельным листам, например по образцу расположения листов в навигационных «бумажных» картах. В этом случае процесс корректировки карты, поиск требуемого массива данных и т.д. будет значительно упрощен и встроен в ГИС.

Описанная последовательность действий позволяют достаточно быстро построить и отредактировать цифровой рельеф речного русла, который, в дальнейшем, служит основой при создании крупномасштабной русловой геоморфологической карты. Для картирования равно высотной поверхности островов и пойменных массивов используется крупномасштабная топографическая карта и маршрутные описания. Топографическая карта подкладывается в виде растрового изображения под векторную карту рельефа русла. На топографической основе проводятся границы пойменных ступеней. Таким образом, наносятся контуры высот пойменных поверхностей, характеризующиеся однообразием генезиса и рельефа. Топографическая карта позволяет также оконтурить борта долины. После построения векторной или цифровой геоморфологической карты, которая включает описание поймы, склонов террас и коренных берегов, процесс создания русловой крупномасштабной карты следует считать завершенным. В окончательном виде электронное решение русловой геоморфологической карты должно иметь расширение, которое позволяет считывать и редактировать информацию в общедоступном формате. Следует отметить, что процесс изменения поверхности поймы, по сравнению с подвижностью рельефа русла реки, очень медленный. Поэтому, отраженная на русловой геоморфологической карте не русловая часть дна долины может быть использована длительный период времени и корректироваться только в примыкающих к руслу областях (прирусловая пойма) или при антропогенном вмешательстве.

Электронные русловые карты используются при мониторинге русловых процессов на требуемом участке реки: они поддаются корректуре, могут быть распечатаны в бумажном варианте или включены в состав математической модели русловых процессов. Исходные данные электронных карт легко систематизируются, архивируются и составляют основу базы данных о предмете исследования. Созданные на географическом факультете МГУ электронные карты используются также для целей навигации на средней и нижней Лене, на барах Яны и Иидигирки, в восточном секторе Северного морского пути.

Компьютерное моделирование

Под компьютерной моделью следует понимать: 1) систему математических уравнений, адекватно описывающих моделируемое явление (математическая модель); 2) численную схему дискретизации и решения на ЭВМ уравнений математической физики; 3) набор информации, характеризующей конкретный объект и отличающий его от множества других.

Хорошо подобранная компьютерная модель, в отличие от физической модели, позволяет быстро просчитать множество вариантов развития процесса с разными начальными и граничными условиями, затратив на это гораздо меньшее количество средств и времени. Поэтому в современных условиях создание математической модели изучаемого природного процесса является обязательным на конечном этапе исследования. На наш взгляд, математическая модель может стать ядром, цементирующим мониторинг природного объекта. Особенно остро стоит вопрос моделирования при проектировании гидротехнических сооружений и решении большого числа задач речной гидравлики.

Модель рельефа определяет начальные условия задачи. Математический расчет прогнозной модели русловых процессов производится по узлам цифровой модели рельефа (сетке). Непосредственное применение натурных данных резко ускоряет процесс ее построения.

Последовательность подготовки исходных материалов для ввода в ЭВМ следующая.

1. Схематизация объекта заключается в выборе границ расчетной области, в сглаживании границ русла и рельефа, в задании контуров сооружений. Выбор достаточной протяженности участка, например, вверх по течению от места расстановки гидротехнических сооружений, продиктован необходимостью войти в требуемый режим течения, установлением равновесной концентрации наносов в зависимости от рельефа дна и скоростного поля потока. Поэтому для удовлетворительного решения задачи, строится численная модель участка равная по длине 8-20 ширины русла. Кстати, аналогичные условия требуется выполнять и при отборе материалов для прогноза русловых деформаций традиционным способом (Чалов, 1979).

2. Построение расчетной сетки. Система уравнений движения Сен-Венана для описания широкого класса течений в мелководных нестратифи-

цированных водосмах и водотоках при малых значениях числа Фруда в настоящее время не подвергается сомнению. Однако вопрос о разработке эффективных численных алгоритмов решения уравнений движения совместно с уравнениями деформации до сих пор остается открытым. На прямоугольной сетке хорошо зарекомендовала себя полностью неявная разностная схема, разработанная А.Н. Милитесвым (Милитесев, Базаров, 1997), которая позволяет проводить расчеты с высокой точностью и даже моделировать крупномасштабные турбулентные пульсации в отрывных течениях без привлечения гипотез турбулентности. Для русел с криволинейными границами сложной формы (при наличии островов, протоков, резких расширений потока и т.д.) прямоугольные сетки оказываются менее удобными в расчетах. В этих случаях используются сетки из треугольных (схема решения разработана В.В. Беликовым (Беликов и др., 1997)) и криволинейных четырехугольных ячеек (схема решения разработана С.А. Иваненко (Ivanenko, 2000)), а также смешанные (гибридные) сетки. Алгоритмы решения уравнений Сен-Венана на таких сетках являются более сложными. Особенно сложна аппроксимация конвективных членов, ибо наиболее часто применяемый метод характеристик не обеспечивает выполнение закона сохранения импульса на сетке. Выбор расположения и густоты опорных узлов расчетной регулярной или нерегулярной сетки, разбивка на зоны исходит из геометрических и физических соображений, неодносвязности области, наличия акваторий с сильно различающейся шероховатостью и т.п.

3. Начальные условия определяются исходным рельефом, детализация которого обусловлена массивом натурных данных.

4. Граничные условия задаются в виде распределения расходов воды во входных поперечниках и уровня водной поверхности на выходных поперечниках.

5. Калибровка модели (верификация). Тарировку модели проводят путем подбора коэффициентов шероховатости, которые могут быть заданы различными для каждой зоны, до момента удовлетворительной сходимости решения с натурными данными.

6. Расчет деформаций выполняется при постоянном или переменном расходе воды. После запуска модели определяются наиболее действенные естественные факторы руслоформирования и факторы консервативные. Это определяет круг задач по организации дальнейшего контроля за русловыми деформациями. Использование в компьютерной модели уравнения деформации помогает определить области аккумуляции и эрозии, т.е. направление развития донного рельефа и их темпы. Симуляция реального или гипотетического гидрографа позволяет получить прогноз развития русла, проследить темпы его естественного преобразования с учетом наиболее существенных факторов, в том числе и не стационарности течения. Таким образом, компьютерное моделирование, которое еще в недавнем прошлом носило экспериментальный характер, находит свое место в технологии про-

сктирования гидротехнических мероприятий, при организации мониторинга природных явлений и при исследовании русловых процессов.

В качестве примера приведем расчет русловых деформаций на отрезке р. Вилюя в районе г. Вилюйска. Перед исследователями стояла задача разработки комплекса гидротехнических мероприятий для защиты берега г. Вилюйска от размыва потоком половодья. Русло Вилюя здесь имеет ширину более 1000 м. Большую часть года, в межень, главное течение отходит от берега. В этот период город защищен от Вилюя крупным песчаным побочнем, который отклоняет поток к противоположному левому берегу. В половодье этот побочень затоплен, и стрежень потока вплотную приближается к уступу 2-й надпойменной террасы, на которой располагается город. Размыв территории города происходит в течение многих десятилетий. За 130 лет смыта полоса берега шириной более 150 м. Разрушено много жилых домов и сооружений. Фактически исчезла вся историческая часть города.

В настоящее время интенсивность размыва берега усилилась, так как непосредственно у города, вследствие направленного размыва, сформировалась пологая излучина. Песчаный побочень постепенно сместился ниже по течению. Поэтому период времени, когда его массив защищает уступ городской террасы от размыва, сократился. В межень расходы составляют до 1000 м³/с, однако в период половодья они возрастают до 10000 м³/с и более. При этом уровни воды поднимаются на 12 м, а скорости течения достигают 2 м/с. Грунт реки представлен в основном мелкосреднезернистыми легкоразмываемыми песками ($d_{cp}=0.28$ мм). Размываемый уступ террасы, на которой располагается город, сложен однородными песками крупностью 0.22 мм. Поэтому темпы размыва берега и русловые деформации на Вилюе значительные. В летний период 1994 г для строительства берегозащитной полузапруды, отклоняющей течение, был использован мощный землесос, намывавший тело будущего гидротехнического сооружения в виде длинной (около 1000 м) дамбы, направленной к берегу под углом 35°. Однако толщина слоя аллювия, который можно было бы использовать для намыва, оказалась недостаточной: на глубине около 4 м от среднего уровня межени дно реки подстилается коренными породами. Тонкий слой подвижного аллювия, залегающий на плоской поверхности известняков, способствует интенсивным горизонтальным деформациям русла. Выше по течению в 8 км от города со стороны левого берега в Вилюй впадает крупный приток – река Тюнг, поток которого оттесняет течение Вилюя к правому берегу. Объем стока Тюнга в период открытого русла составляет от 5 до 40% объема стока Вилюя. Гидрографы Вилюя и Тюнга часто асинхронны.

Для решения вопроса по защите берега от размыва в 1994 г. на 15 км отрезке реки были проведены промеры русла и другие гидрометрические работы. Это послужило основой для построения плана русла и создания математической модели русловых деформаций.

Моделирование течений при пропуске различных соотношений расходов сливающихся рек позволили определить механизм взаимодейст-

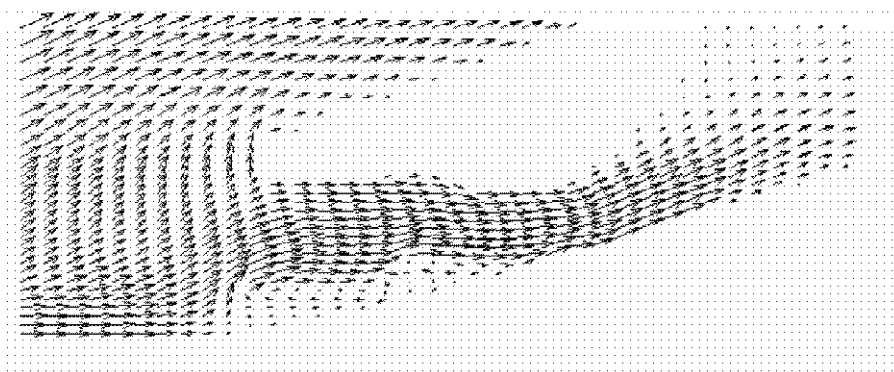
вия потоков. Степень оттеснения потока Вилюя в сторону правого берега возрастает при относительном увеличении расхода Тюнга. В период синхронного изменения расходов на реках больших возмущений ниже слияния не происходит. Поток Тюнга вследствие больших скоростей течения сужает поток Вилюя вдвое и оттесняет его вправо в периоды прохождения паводков на Тюнге и отсутствия паводков на Вилюе. За стрелкой слияния формируется мощный вихрь.

Компьютерное моделирование включало также расчет русловых деформаций. Начальными условиями являются исходное дно реки, граничными – расходы Вилюя и Тюнга, уровни воды и отметка свободной поверхности. В результате расчетов с использованием различных соотношений расходов притока и главной реки, а также реального гидрографа получены характеристики «нового» рельефа дна. В ходе расчетов постоянно поступала информация об изменении уклонов водной поверхности.

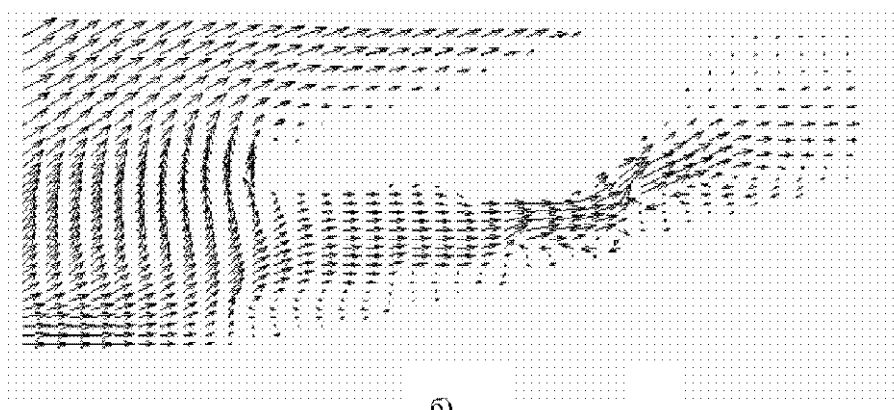
Расчет деформаций дна позволяет определить те места в русле реки, которые подвержены наиболее существенным преобразованиям. В данном случае происходит интенсивный размыв побочной протоки вдоль террасового берега: за один год она размывается более, чем на 3 м. Отклонение побочной от террасы ведет к возрастанию темпов смещения побочной вниз по течению и, соответственно, росту темпов размыва берега.

В начале работы было проведено моделирование обтекания одиночной полузапруды по задуманному варианту выправления. Компьютерное моделирование показало, что в этом случае полностью берег от размыва не будет защищен. Скорости обратного вдольберегового течения, вызванного отрывом потока за головной частью сооружения, будут достаточно большие. Для функционирования сооружения потребуется серьезно укрепить откосы полузапруды. Это вызвано тем, что ее длина сопоставима с шириной потока Вилюя. Гидротехническое сооружение существенно сузит реку. При существующих темпах естественных русловых переформирования строительство вызовет целую цепь негативных изменений в реке. Поэтому было предложено построить ряд сравнительно коротких полузапруд. Их количество и длина также определялась путем компьютерного моделирования. Фрагменты кинематической структуры потока, при обтекании набора коротких шпор, представлены на рис. 3. Например, при сооружении двух коротких полузапруд (длиной около 100 м) полностью берег от размыва не предохранить. При возведении четырех полузапруд скорости течения вдоль берега снижаются до не размывающих значений. Полузапруды имеют разную длину и расположены под углом примерно 85° к направлению потока. Берегозащитные шпоры должны предохранять берег от размыва в высокую межень и в половодье.

Таким образом, математическое моделирование позволило разработать и предложить соответствующие рекомендации. Корректировка модели путем введения данных естественных изменений русла позволяет вести мониторинг русловых деформаций на этом участке Вилюя.

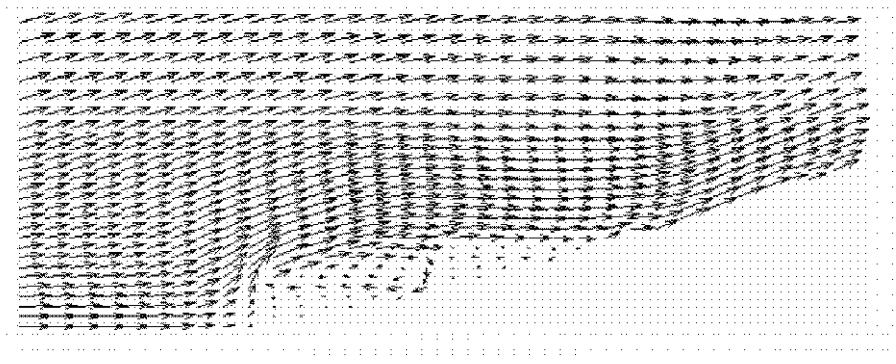


а)

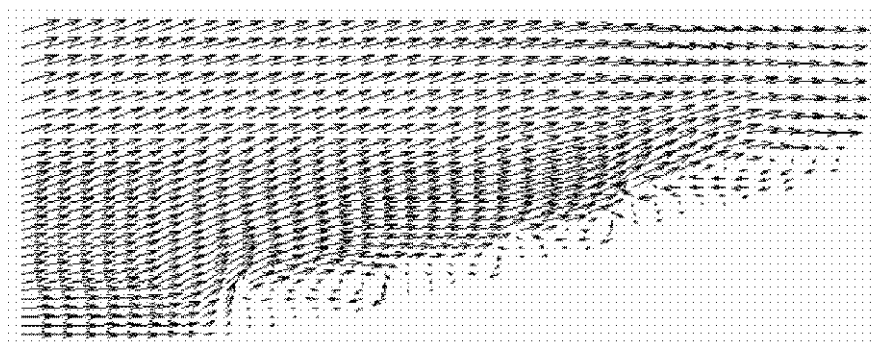


б)

Рис. 3. Расчет поля скоростей при проектировании вариантов расположения берегозащитных полузапруд: два сооружения - размыв берег в нижней части города в межень (а) и интенсивный размыв в половодье (б);



в)



г)

Рис. 3 (продолжение). четыре сооружения - в межень размыв отсутствует (в), в половодье скорости вдольберегового течения не достаточно для развития процесса интенсивного размыва берега (г).

ЛИТЕРАТУРА

Егоров В.Ф., Зайцев А.А. Применение программно-аппаратного комплекса и спутникового координирования при проведении изысканий на водных путях // Современное состояние водных путей и проблемы русловых процессов. М. 1999.

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

Милитеев А.Н., Базаров Д.Р. О пульсационных решениях уравнений мелкой воды при стационарных краевых условиях // Сообщения по прикладной математике. Вычислительный центр РАН. М.: 1997.

Беликов В.В., Иванов В.Д., Конторович В.К., Семенов А.Ю. // Вычислительная математика и математическая физика. 1997.

Ivanchenko S. A. Simulation of Water Flow Driven by a Large Free-Surface Elevation Head. Computational Mathematical Physics. 2000. Vol. 40. No. 10.

В содержание

ПАЛЕОРУСЛОВЕДИЕ

Н.И. Маккавеев

ОЛЕДЕНЕНИЯ И РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ*

Одной из важнейших причин образования климатических террас являются четвертичные оледенения. Следует различать непосредственное воздействие ледников на речные долины и влияние на речные потоки, связанных с ними изменений природной среды.

Ненепосредственное влияние определяется, в первую очередь, тем, что транспортирующая способность (в отношении крупности переносимого материала) ледового "потока" на несколько порядков величин больше, чем водного потока при тем же уклоне местности. В горных долинах эта разница несколько выравнивается, так как из-за большей крутизны тальвегов и склонов крупные обломки горных пород сравнительно легко выводятся из состояния равновесия любым динамическим агентом. В условиях равнин разница в транспортирующей способности тех и других исключительно велика. Согласно нашим наблюдениям на реках Кавказа (1963-1965 гг.) и данным, собранным для рек Средней Азии О.П. Щегловой (1972) модуль стока наносов, получаемых реками с тальми водами ледника, в несколько раз больше с его территории, чем с соседних участков гор без ледников. Данные зарубежных исследований, проведенных в Альпах, Аляске и ряде других территорий также показывают, что сток наносов реки с площади ее бассейна, занятой ледниками, увеличивается от нескольких до десятков раз (Шумм, 1968).

Вполне возможно, что подобное же соотношение было на реках Русской равнины, когда ледники заходили в верховья их бассейнов. Реки были не только перегружены наносами, но и среди поступающего материала преобладали обломки более крупные, чем речной аллювий. Оба эти фактора (увеличение крупности и количества поступающих наносов) вызывали аккумуляцию, распространяющуюся трансгрессивно далеко вниз по долинам.

Проникновение ледника в долину приводило к значительным деформациям ранее отложенных рыхлых свит, вплоть до полного их уничтожения и образования местных углублений коренного дна (Гореский, 1970). Отдельные притоки при этом могли оказываться в подпоре, и в них возникали временные озера.

Если ледник поступал в речной бассейн со стороны его низовья, то неизбежно создавались затруднения для стока реки вплоть до возможности полного ее подпруживания. Вместе с тем ледник вследствие малого уклона

* Предлагаемая читателем неоконченная статья Н.И. Маккавеева продолжает традицию публикаций неопубликованных материалов основателя лаборатории. В ней впервые скомпендированы выводы и идеи о влиянии материковых оледенений на формирования речных долин и аллювиальных отложений. Найденная в архиве рукопись, судя по косвенным признакам, относится к концу 60-х годов.

равнинных рек мог, двигаясь вверх по реке, выпихивать рыхлую толщу из долины.

Наряду с прямым воздействием ледников на долины, следует обязательно учитывать влияние других особенностей природной обстановки в периоды похолоданий. Большое влияние на работу рек могли оказать изменения отступок земной поверхности, связанное с гляциоизостазией, колебания уровня моря, связанное с уменьшением или увеличением запаса воды в теле ледников, а также изменение режима склоновой денудации, гидрологического режима рек и режима русла.

Еще неизвестно, распространялись ли гляциоизостатические деформации вплоть до границ оледенения или ограничивались участками, где изменения градиента давления превосходили критическую величину, необходимую для начала вертикальных подвижек. Во всяком случае уклоны рек Русской равнины севернее главного водораздела в общем возрастали, и это обстоятельство оказало большое влияние на интенсивность их врезания при отступании ледника, когда уклоны еще не были уменьшены подъемом территории. Поскольку отложение наносов, формирующих террасы, было привязано к поверхностям, ныне изменившим свой уклон, то продольные профили поверхности террас в зависимости от ориентировки долины могли иметь нулевой или даже обратный уклон. Это интересное явление отмечается, например, в долине Северной Двины и Вычегды.

Колебания уровня, амплитуда которых имела порядок одной сотни метров, создавали очень своеобразные условия для развития эрозионно-аккумулятивных процессов в низовьях ряда рек, в которых ледник наступал со стороны верховий. В зависимости от характера шельфа и гидрологических особенностей устьевых участков при опускании уровня моря могла развиваться регрессивная глубинная эрозия, навстречу которой распространялась трансгрессивная аккумуляция. Такой противоречивый процесс сильно усложнил строение и разновозрастных толщ осадков, и образующихся террас. При этом в замкнутых бассейнах время их наступления и интенсивность сильно отличались от таковых в бассейнах рек, впадающих в океан; основные трансгрессии приходились на периоды похолодания, а регрессии – на межледниковья; чем меньше озерный водоем, тем быстрее происходили изменения его уровня и тем заметнее отражались на них кратковременные периоды изменения влажности.

Режим денудации склонов, также несомненно, изменялся. Солифлюкция быстро удаляла рыхлый покров со склонов долин, освобождая поверхность коренных склонов долины от слоя, защищающего их от активного воздействия агентов механического выветривания. Это также способствовало поступлению крупнообломочного материала в реки.

Гидрологический и русловой режим рек, характерный для периодов похолодания, способствует снижению транспортирующей способности речных потоков. В условиях преобладающего питания ледниковыми талыми водами половодье становится растянутым, т.е. срезается мощный пиковый

расход, имеющий огромное значение в отношении переноса наносов и глубинной эрозии реки. Вторым фактором, способствующим снижению транспортирующей способности речного потока, является процесс расширения русла, очень характерный для рек, текущих в районах мерзлоты, и вызванный, вероятно, несколькими причинами – деятельностью тяжелого ледохода, термоабразией пойменных берегов, более слабой интенсивностью возобновления растительности на пойме. Таким образом, только одно изменение климата в сторону похолодания должно вызвать аккумуляцию в речных руслах без непосредственного воздействия ледника или подтока флювиогляциальных вод.

Вернемся к случаю непосредственного воздействия ледника на аккумуляцию в речной долине. Когда наносы, в изобилии насыщающие потоки, вытекающие из под ледника, отлагаются в долине, то происходит аккумулятивная сортировка материала: наиболее крупный материал откладывается непосредственно возле края ледника, ниже распределяется материал все более мелкий в порядке убывающей крупности. Если ледник остается на месте, то по мере повышения дна в зоне интенсивной аккумуляции увеличивается уклон реки, и крупный материал распространяется все дальше, наслаиваясь на более мелкий. Подобный тип наслаивания станет еще более резким, если край ледника будет продвигаться вниз по реке. При отступании ледника вначале аккумуляция продолжается, и на серию относительно крупных осадков налегают более мелкие, располагаясь в самой вершине разреза наиболее высокой поверхности аккумуляции. Затем, по мере отступания ледника, происходит постепенное прорезывание накопившейся толщи наносов, и на поверхности каждой из ступеней врезания, если они сохранились, отлагается аллювий всегда более мелкий, чем слагающий тело террасы.

Такая "идеальная" схема разреза, конечно, не может быть прослежена в отдельном обнажении по ряду причин. Во-первых, происходило растаскивание крупных обломков, в том числе валунов, вплоть до устьев рек весенним ледоходом, что сильно нарушало сортировку материала по длине долин. Р.Ф. Флинт (1963) считает, что крупные валуны на реках Северной Америки были разнесены речным льдом в поясе шириной 600 км, считая от границы оледенения. Во-вторых, в процессе аккумуляции главное течение рек блуждало по ширине долины, благодаря чему стрексовая фация аллювия часто меняла свое положение. В-третьих, происходили частые осцилляции края ледника по длине долины. Совершенно бесспорно, что ледники прошлого, также как и современные, значительно изменяли свою длину в связи с долго периодическими колебаниями тепла и влажности, соответственно меняя границы зон по крупности обломочного материала.

Особенно мощные толщи наносов накапливались в среднем течении рек, достигая здесь мощности более 100 м. Стрела прогиба продольного профиля рек, таким образом, убывала. Прорезывание рек во время межледниковьев происходило неполностью. Причинами этого являются повыше-

ние базиса эрозии при поднятии уровня океана и относительная крупность материала. Этим объясняется подмеченная Г.И.Горецким (1970) общая закономерность для крупных рек юга Русской равнины – чем древнее погребенная свита, тем глубже она залегает. Близкая картина залегания отложений, связанных с оледенениями, наблюдается и на Миссисипи. Мощность толщи, связанной с отложением наносов в периоды наступания ледника, увеличивается к югу, но высота кровли отложений над уровнем реки снижается. Например в Северном Иллинойсе она составляет 100 футов; в северном Арканзасе относительная отметка снижается до 60 футов.

Там, где ледник надвигался на речные бассейны со стороны их низовий, создавались серии приледниковых водоемов, целые озерные системы, которые в условиях холодного климата должны были создавать проточные системы, так как сток, получаемый при сезонном таянии ледников был значительным, а испарение с водной поверхности небольшое. Следы этих отложений, соответствующие фазам продвижения ледника, почти полностью сглаживаются, и в рельефе долин в основном остаются отложения, соответствующие периодам отступления, когда на периферии ледникового края образовывались временные озера с быстро меняющимся уровнем. В отдельные периоды относительной стабилизации уровней озер образовывались песчаные дельты, включавшиеся в толщу отложений, часто будучи вмонтированы в тело террасы без образования отчетливой ступенчатости ее продольного профиля. В те периоды, когда ледник занимал значительную часть водосбора, возникали сквозные долины, по которым временно осуществлялся сток из одного бассейна в другой, временно сохранялись озерные условия. Следы таких долин описывает Н.В. Рябков (1971) для вычегодско-печорского междуречья.

Совершенно нерешенным остается вопрос о возможности существования больших подпрудных озер в долинах Енисея и Оби.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М.: Наука. 1970.

Рябков Н. В. Древняя гидрографическая сеть на междуречье Печоры и Вычегды // Известия АН СССР. Сер. географич. 1971. № 1.

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: изд-во иностр. лит-ры. 1963.

Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода // Четвертичный период в США. Том 1. М.: Мир. 1968.

Щеглова О. П. Формирование стока взвешенных наносов и смыл в горной части Средней Азии // Труды СредазНИГМИ. Вып. 60. Л.: Гидрометеоиздат. 1972.

В содержание

О.В. Виноградова

ПАЛЕОРУСЛОВОЙ АСПЕКТ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ И ПОЛУГОРНЫХ ДОЛИН ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Морфология горных и полугорных долин характеризуется большой изменчивостью, выраженной в чередовании расширений и сужений долин, неоднократной смене типов русел по их длине, различной крутизне склонов. Для них характерно также разнообразие в морфологии устьевых участков и ритоков. Эти различия обычно связывают с изменчивостью геолого-геоморфологических условий – сменой литологии коренных пород, обуславливающей неодинаковую устойчивость ложа рек к размыву, неодинаковой направленностью тектонических движений наличием разломов и зон трещиноватости. Вместе с тем, морфология долин представляет собой “функцию не только взаимодействия различных факторов природной среды, но и ее исторического развития и является результатом изменений, которые испытала в различные этапы эволюции река” (Маккавцев, Чалов, 1986, с. 5). Проследить роль фактора времени в формировании долин – довольно сложная задача. Особенно это касается одного из основных агентов формирующих морфологический облик долин – русловых процессов. Для проведения палеорусловых исследований требуется детальное бурение рыхлых отложений, залегающих в долине, определение их возраста. Вместе с тем уникальные возможности для реконструкции палеорусел и их динамики в течение нескольких эрозионных циклов, начиная с момента заложения долин и до современного этапа, имеются в районах добычи аллювиальных россыпных месторождений на горных и полугорных реках. При их разведке проводится детальное бурение и определение возраста аллювиальных толщ. По результатам бурения скважин, достигающих коренного ложа долин, можно детально реконструировать коренной рельеф днища долин, выявить погребенные террасы. Исследования, проведенные в ряде россыпсодержащих долин нескольких россыпных районов показали, что при врезании русел на поверхности коренного ложа долин формируются эрозионно-скульптурные формы – эрозионные борозды, западины, цокольные острова (Виноградова, Маорс, 1998). Эрозионные борозды, называемые геологами – россыпниками “глубокими тальвегами”, отражают положение и конфигурацию врезавшихся палеорусел. К ним обычно приурочены обогащенные металлом струи аллювия, и при проведении геолого-разведочных работ они прослеживаются с особой тщательностью посредством сгущения скважин по ширине долин до 1-2 м. Полученные данные позволяют детально картировать положение эрозионных борозд и других форм эрозионно-скульптурного рельефа коренного ложа долин на крупномасштабных палео-геоморфологических схемах, определять морфодинамические типы палеорусел, прослеживать их эволюцию на протяжении всей истории формиро-

вания и отражение русловых процессов в морфологии того или иного участка долин.

Исследования проведены в ряде долин Ленского россыпного района, расположенного в пределах Патомского нагорья в бассейне р. Витим. На его территории выделяются крупные субширотные складчатые структуры 1 порядка – Бодайбинская и Вачская синклинали, Кропоткинская антиклиналь, осложненные многочисленными складками более низкого ранга. Коренные породы сильно дислоцированы, характеризуются большим разнообразием литологического состава и мозаичностью распространения. Они представлены сланцами, известняками, песчаниками, окварцованными песчаниками с различной степенью устойчивости к размыву. Наиболее легко-размываемыми являются известняки и сланцы, трудноразмываемыми – песчаники и окварцованные песчаники.

Русла исследованных рек Бодайбо, Вачи, Малого, Патомы, имеющие V-VII порядок, относятся к полугорному типу. Их протяженность свыше 100 км. Уклоны в среднем составляют от 4 до 2 ‰. Долины рек глубоко врезаны. Большинство их притоков низких порядков являются горными, их протяженность от нескольких километров до первых десятков километров, уклоны – от 5 ‰. Наиболее характерными элементами современных долин является наличие поймы, ширина которой в среднем составляет первые сотни метров, и террасовалов – пологих склонов, сложенных рыхлыми отложениями, в основании которых залегает погребенный аллювий.

На протяжении почти вековой истории эксплуатации россыпей исследованные долины были разбурены с высокой степенью детальности. В результате разведочных работ под отложениями террасовалов, современным пойменным днищем и руслом был вскрыт сложный погребенный рельеф, представленный разновысотными террасами и коренным ложем, перекрытыми золотоносными аллювиальными отложениями разного возраста. Для каждой из исследованных долин были составлены крупномасштабные палеогеоморфологические схемы, на которых выделялись элементы погребенных долин, сформированные в определенные эрозионные циклы, эрозионные борозды – палеорусла и другие формы эрозионно-скульптурного рельефа, позволяющие судить о морфодинамических типах русел, функционировавших в этот период.

Заложение долин произошло в раннем плейстоцене. Благодаря общему поднятию Патомского нагорья происходило направленное врезание долин. В истории формирования долин выделяются четыре эрозионных цикла: лесский (раннеплейстоценовый) с теплым, влажным климатом; ныгинский (среднеплейстоценовый) – относительно суровый и сухой; (позднеплейстоценовый) – иллигирский с умеренно холодным климатом и голоценовый с холодным резкоконтинентальным климатом. В течение плейстоцена врезание долин неоднократно прерывалось ледниковыми эпохами, когда долины заполнялись мощной толщей ледниковых рыхлых отложений. После каждой эпохи оледенения в последующий эрозионный цикл реки

размывали толщу рыхлых отложений и вновь врезались в коренные породы. В зависимости от соотношения скоростей поднятия и положения базиса эрозии их палеорусла прослеживаются либо на разновысотных уровнях погребенных террас, либо – при стабильном положении базиса эрозии в течение нескольких эрозионных циклов – на одном и том же эрозионном уровне.

Анализ морфологии современных долин по крупномасштабным гипсометрическим картам и результатам маршрутных исследований позволил выделить следующие основные морфологические типы: 1) узкие каньонообразные участки долин с шириной дна в среднем до 200 м, с крутыми коренными склонами и относительно прямолинейным неразветвленным руслом; 2) участки незначительного расширения долин с более пологими склонами – террасовалами, в пределах которых развиты одиночные излучины; 3) участки с ярко выраженной четковидностью – чередованием расширений и сужений, в пределах которых меандрирующий тип русла сменяется на относительно прямолинейное неразветвленное; 4) участки аномального расширения долин (более 1,5 км) с широким заболоченным дном в пределах которого развиты крупные свободные меандры; 5) – участки врезанных долинных меандр. Для каждого из этих типов путем сопоставления современного рельефа с реконструированным погребенным рельефом долин представилась возможность проследить процесс их формирования и его отражение в современной морфологии.

Первый тип – узкие каньонообразные участки долин с относительно прямолинейным неразветвленным руслом формируется на участках развития прочных коренных пород при пересечении поднимающихся структур. Как современные так и палеорусла на протяжении всех эрозионных циклов практически не испытывали горизонтальных деформаций, при этом в каждый последующий цикл русло прорезало толщу ранее отложившихся рыхлых отложений и врезалось в коренные породы. Таким образом формировалось узкое каньонообразное дно. В некоторых случаях при слабой извилистости русел происходили их незначительные смещения, и на участках их планового разобширения сохраняются узкие фрагменты террас ранних циклов, перекрытых рыхлыми отложениями террасовалов. На таких участках образуются небольшие расширения дна.

Второй тип – одиночные расширения дна долин с увеличением ширины террасовалов также формируется на участках с относительно прямолинейным неразветвленным руслом; в пределах расширений обычно в основную реку впадают притоки. Расширения долин и их дна нередко сопровождаются наличием узких фрагментов низких террас, которые прослеживаются на стрелках сливающихся потоков. Образование террас на таких участках обычно связывается с аккумуляцией наносов, вынесенных притоками. Однако анализ рельефа коренного ложа долин показал, что террасовые площадки имеют эрозионный генезис – под рыхлыми отложениями вскрыты цоколи узких эрозионных уровней, гипсометрические отметки ко-

торых коррелируют с высотами эрозионных террас на бесприточных участках. Рельеф скального ложа долин на участках, расположенных перед впадением притоков даже небольших порядков характеризуется наличием нескольких всеорообразно расходящихся эрозионных ложбин свидетельствующих о неустойчивом положении русла (рис. 1а). Это подтверждается характером распределения частиц тяжелой фракции. На участках, расположенных перед впадением притоков, в основной долине формируется концентрация полезного компонента по типу внутренней дельты, характеризующаяся несколькими всеорообразно расходящимися в сторону впадения притока струями аллювия с повышенными содержаниями тяжелых металлов, приуроченных к эрозионным бороздам. Непосредственно на участке впадения притока под его отклоняющим воздействием относительно прямолинейное русло основной реки образует, как правило, одиночную излучину, обращенную вершиной либо к противоположному борту, либо к притоку. Даже на протяжении одного эрозионного цикла положение излучины на участках впадения притока меняется – здесь в рельефе коренного ложа выделяется несколько эрозионных борозд дугообразной формы, вершины которых изменяли свое положение (рис. 1а). Особенности рельефа коренного ложа и характер распределения металла показывают, что в период формирования дна основной долины перед впадением притока и непосредственно на участке впадения происходили горизонтальные деформации относительно прямолинейного неразветвленного русла. За счет его смещения то к одному то к другому борту долины формировалось расширение дна и поймы, которая при врезании притока в последующий эрозионный цикл превращалась в террасу. Неоднократное повторение этого процесса в течение нескольких эрозионных циклов приводит к образованию общего расширения долины. Таким образом, формирование и сохранность террас на участках впадения притоков связаны не только с аккумуляцией наносов, но и с эрозионной деятельностью реки в период формирования того или иного эрозионного уровня.

Образование одиночных расширений долин в некоторых случаях может быть связано со смещением относительно прямолинейного неразветвленного русла, прорезающего крыло поднимающейся структуры в течение нескольких эрозионных циклов. Примером такого формирования расширения долины служит участок р. Бодайбо, где долина пересекает антиклиналь, сложенную твердыми трудно размываемыми песчаниками. Современное дно долины узкое, глубоковрезанное, однако левый борт долины представлен пологим террасовалом, под отложениями которого бурением вскрыт сложный погребенный рельеф, представленный несколькими террасовыми уровнями. Наиболее детально бурением вскрыта слабонаклонная к современному руслу терраса среднелейстоценового возраста шириной около 300 м. На поверхности коренных пород этой террасы по данным бурения выделяется несколько узких прямолинейных глубоко врезанных эрозионных борозд, к которым приурочены струи аллювия с максимальными

содержаниями россыпного металла. Характер распределения металла и конфигурация эрозионных борозд свидетельствуют, что, как и на современном этапе, здесь функционировало узкое врезающееся прямолинейное русло, но за счет поднятия левого борта долины в течение длительного этапа формирования этой террасы происходило его смещение к правому борту. В результате была сформирована широкая поверхность террасы, впоследствии перекрытая современными отложениями. По-видимому, этот механизм действовал и в более ранние этапы, что обусловило общее расширение долины, морфология которой характеризуется асимметричным строением: левый борт долины пологий; в современном рельефе погребенные широкие террасы выражены более пологими, чем общее падение склона площадками.

Третий тип – четковидное строение долины – обычно связан со смешанной литологической состав пород. В пределах распространения мягких сланцев долины образуют значительные расширения; русло широкопойменное, свободномсандрирующее, при смешении пород ниже по течению на более устойчивые к размыву становится относительно прямолинейным. Такие значительные расширения долины связаны с горизонтальными деформациями палеорусел в течение каждого эрозионного цикла. Пример такого развития – участок значительного расширения долины р. Ваши, названный Золотым руслом (рис. 16). Здесь отмечается расширение днища современной долины, в левом борту долины выражен пологий террасовал, рыхлые отложения которого перекрывают сложный погребенный рельеф, сформировавшийся в более ранние циклы. Реконструкция палеорусел, функционирующих на этом участке, показала, что в каждый эрозионный цикл река образовывала здесь крупную излучину (рис. 16). Излучины разных эрозионных циклов расположены на одном и том же гипсометрическом уровне, что объясняется стабильным положением базиса эрозии в течение длительного промежутка времени. Их положение значительно менялось, причем амплитуда их смещения относительно друг друга составляла десятки метров. Суммарная же амплитуда горизонтальных деформаций составила около 1,5 км. Таким образом, в течение нескольких эрозионных циклов было сформировано широкое погребенное днище долины, которое впоследствии заполнялось аллювиальными и флювиогляциальными отложениями. Современная долина на этом участке, наследуя положение широкого погребенного палеоднища, также образует значительное расширение.

Другой пример формирования расширения долины в процессе свободного мсандрирования современного и палеорусел – участок р. Бодайбо, на котором долина пересекает поднимающуюся антиклинальную структуру, сложенную мягкими легкоразмываемыми сланцами. Долина характеризуется сложным морфологическим строением, русло образует крутые излучины, в шпорах которых и по бортам долины прослеживаются фрагменты разновысотных террас. В погребенном рельефе эти террасы выделяются в виде цокольных поверхностей, сформированных в разные эрозионные циклы и расположенных на разных гипсометрических уровнях. Реконструированные

на поверхности этих террас фрагменты палеорусел представлены, как и современное русло, излучинами со значительными радиусами кривизны и небольшим шагом (рис. 1в).

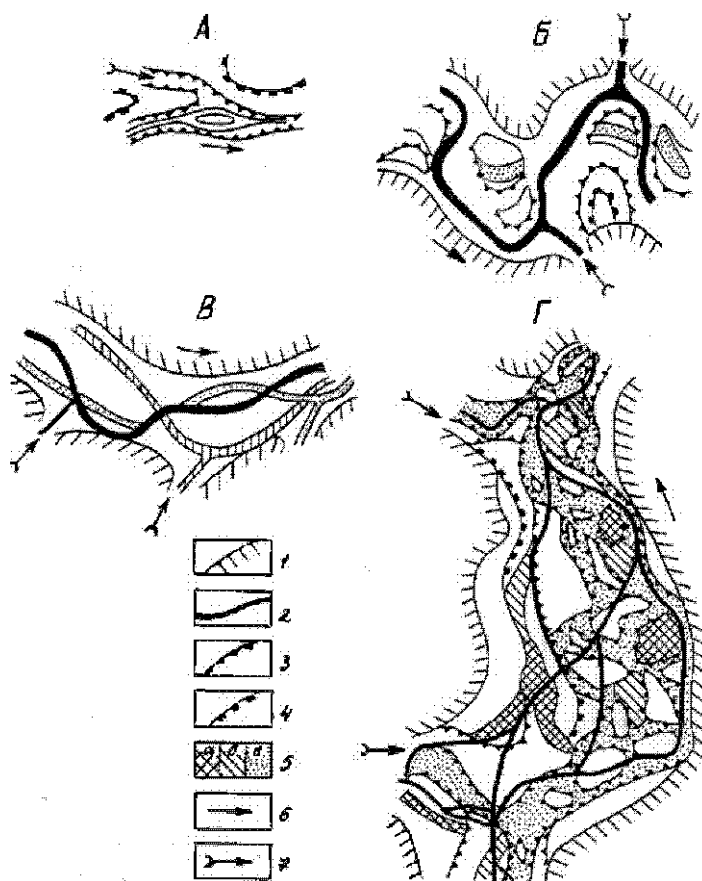


Рис. 1. Характер погребенного рельефа основной долины и устьевых областей притоков: А – одиночное расширение долин при впадении притока на участке с относительно прямолинейным руслом; Б – расширение долины и устьевая область притока при свободном меандрировании современного и палеорусла на одном эрозионном уровне; В – расширение долины в результате свободного меандрирования на разновысотных погребенных террасах и днища; Г – аномальное расширение днища долины. 1 – коренной борт долины; 2 – современное русло; 3 – останцы погребенных террас среднегоплейстоценового возраста; 4 – останцы погребенных террас позднелепистоценового возраста; 5 – палеорусла а) нижнеплейстоценового, б) среднегоплейстоценового, в) позднелепистоценового возраста; 6 – направление течения основного русла; 7 – направление течения притоков и палеопритоков.

Четвертый тип – аномальные расширения долин – формируется в условиях неустойчивого положения русла реки при пересечении долиной синклинальной опускающейся структуры, сложенной неустойчивыми к размыву известняками; играет роль также отклоняющее действие одного или нескольких крупных притоков. Формирующиеся при этом своеобразные аллювиальные микроравнины местное население называет “полянами”. Они представляют собой широкие труднопроходимые заболоченные поверхности днища. Современное русло извилистое, нередко разветвляется на рукава с незначительными расходами воды; размеры русла явно не соответствуют ширине пойменно-руслового днища. Рыхлые отложения, слагающие такие участки, представлены аллювиальными и флювиогляциальными наносами. Восстановленный по данным бурения погребенный рельеф поверхности коренных пород имеет сложное строение и представлен многочисленными эрозионными бороздами разного направления и небольшой протяженности, разделенными повышениями – цоколями островов (рис. 1г). Погребенный рельеф коренного ложа является результатом деятельности свободно меандрирующего или разветвленного на рукава врезающегося русла, которое испытывало интенсивные горизонтальные деформации в течение нескольких эрозионных циклов. Об этом свидетельствует и характер распределения металла, которому свойственна хаотичность. Обрывки металлоносных струй, отдельные обогащенные металлом гнезда, положение которых не связано с русловыми формами, выработанными в коренных породах, говорят о перстративном механизме сформированных здесь концентраций. Пример такого механизма формирования аномальных расширений дает участок р. Малого Патома в среднем течении, где долина пересекает мягкие известняки и достигает ширины нескольких километров. Днище представлено широкой выровненной заболоченной поймой: Соловьиная, Центральная и Маринская поляны. Помимо литологии коренных пород на морфологию долины оказало также влияние впадение крупных притоков – р. Гуиндры и р. Нирунды. Относительно податливые к размыву породы и воздействие крупных притоков способствовало интенсивной миграции русла в разные эрозионные циклы и развитию широких эрозионных уровней, погребенных ныне под рыхлыми отложениями (рис. 1г). Низкие террасы и погребенное днище впоследствии покрывались отложениями ледникового генезиса. Современная долина на таких участках наследует расширения, сформированные за счет интенсивных горизонтальных деформаций палеорусел, функционировавших в течение более ранних эрозионных циклов (таблица).

В некоторых случаях формирование крупных расширений современных долин связано уже не только с горизонтальными деформациями русла на протяжении истории их формирования, но и с изменением ее рисунка в плане. Это происходит, когда современные долины пересекают участки древних долин иной ориентировки. На участках пересечения палео- и современное русла испытывают интенсивные горизонтальные деформации.

образуя расширение долины. Интересно, что нередко на участках пересечения в долину впадают практически напротив друг друга притоки, заложенные по оси древней долины. Впадение притоков также способствует горизонтальным деформациям русла. Пример такого механизма формирования расширения долины представляет собой р. Бодайбо в нижнем течении. Долина р. Бодайбо пересекает здесь древнюю излучину р. Витима. Русло р. Бодайбо образовывало в течение нескольких эрозионных этапов аномально крупные для этой реки крутые излучины, которые активно смещались в течение каждого эрозионного цикла, формируя широкие поверхности эрозионных уровней. Останцы этих разновысотных погребенных террас, перекрытые рыхлыми отложениями выражены в современном рельефе в виде отдельных фрагментов, создавая сложный морфологический облик долины, последняя образовала своеобразное по форме значительное (до 6 км) расширение, которое как бы "распласталось" по древней излучине р. Витима.

Таблица. Соотношение ширины современного дна с амплитудой горизонтальных деформаций русла в погребенном дне долины р. Малого Патомы.

Участок	Ширина современного дна, км	Амплитуда горизонтальных деформаций русла в погребенном дне, км
Соловьиная поляна	1,0	1,0
Центральная поляна	1,2	1,3
Мариинская поляна	3,2	3,0

Пятый морфологический тип – врезанные меандры – формируется в пределах интенсивно поднимающихся структур в зонах распространения трудноразмываемых пород. В течение нескольких эрозионных циклов их положение в плане может меняться за счет незначительных горизонтальных деформаций, амплитуда которых составляет несколько метров за один эрозионный цикл при полной сохранности их конфигурации. На поверхности коренного ложа и на цоколях узких погребенных террас отмечается серия расположенных параллельно и как бы вложенных друг в друга эрозионных ложбин, имеющих форму излучин. За счет суммирования однонаправленных горизонтальных деформаций, происходящих в каждый эрозионный цикл, формируются типичные долинны излучины.

Большим разнообразием морфологического строения на горных и полугорных реках характеризуются устьевые области притоков. Их морфология зависит от типа и особенностей горизонтальных деформаций русла основной реки, угла впадения притока и эволюции узлов слияния на протяжении истории формирования долин. Интересным является тот факт, что долины даже самых мелких притоков I-II порядков были заложены одновременно с основными долинами. Бурением в их погребенных днищах вскрыты раннеплейстоценовые аллювиальные отложения ледникового эрози-

онного цикла. Таким образом, даже небольшие притоки пережили одновременно с основными долинами несколько эрозионных циклов, в течение которых формировался морфологический облик их устьевых областей.

Узлы слияния водотоков низких порядков (I-II), впадающих под прямым углом в основную реку с относительно прямолинейным, неразветвленным руслом характеризуются незначительными темпами горизонтальных деформаций в течение нескольких эрозионных циклов (рис. 1а). Положение устьевой зоны таких притоков как бы зафиксировано устойчивым положением русла основного водотока. В этом случае они испытывают в основном вертикальные деформации, врезааясь в коренные породы. В результате происходит совмещение в плане разновозрастных палеорусел сливающихся водотоков. Долины в устьевых областях притоков имеют каньонообразный характер с узким днищем и крутыми бортами. В случае впадения притока под углом в $30-60^\circ$ и поднятия верховьев основной реки устьевая область притока смещается вниз по течению на расстояние нескольких десятков метров за один эрозионный цикл (рис. 2а). В поперечном разрезе коренного ложа выделяется несколько эрозионных ложбин. В результате суммирования величин смещения в течение нескольких эрозионных циклов долина притока на устьевом участке расширяется, верхний по течению борт долины становится более пологим, чем нижний, так как время его формирования относится к более раннему эрозионному циклу.

В случае свободного меандрирования палеорусел основной реки узлы слияния могут в отдельные эрозионные циклы смещаться на несколько десятков метров как вверх, так и вниз по течению, подчиняясь горизонтальным деформациям русла основной реки (рис. 1б). В результате на таких участках может сформироваться широкая устьевая область, в пределах которой отмечается несколько палеорусел, каждое из которых соответствует определенному эрозионному циклу. Поэтому ширина устьевой области может даже превышать ширину днища основной долины. Нередко впадение современного притока происходит уже в пределах днища основной долины, и приток может наследовать ее палеорусло, наращивать свою длину, резко менять направление. Уклоны продольного профиля уменьшаются. В современном русле на таких участках отмечается серия озеровидных котловин (рис. 2б).

На участках с аномальными расширениями долин из-за неустойчивости русла основной реки устья притоков могут в каждый эрозионный цикл образовывать самостоятельную долину, пространственно разобщенную с долинами, выработанными в устьевых областях в течение других этапов (рис. 1г). В современном рельефе это отражается следующим образом: борт основной долины, прорезаемый притоком, обычно заболочен, очень пологий, характеризуется наличием нескольких понижений, разделенных невысокими водоразделами.

На участках развития врезанных излучин устьевые зоны притоков также как и на участках с однорукавным прямолинейным руслом глубоко

врезаны, имеют небольшую ширину, что связано с незначительными смещениями притока в течение нескольких эрозионных циклов вследствие устойчивости русла основной реки.

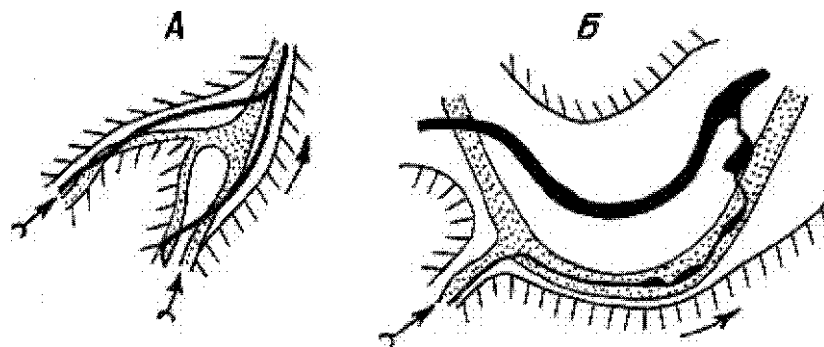


Рис. 2. Устьевая область притока: А – впадающего под острым углом при поднятии верховьев основной долины; Б – последующего положение палеорусла основной долины. (Обозначения те же, что и Рис. 1.)

Проведенные исследования позволяют сказать, что строение долин во многом обусловлено морфодинамическим типом русел и их эволюцией в течение длительных этапов формирования долин. Морфодинамический тип русла, свойственный тому или иному участку, сформировался при заложении долин в раннем плейстоцене – уже тогда морфология долин приспособлялась к тектоническому плану и литологии пород. В последующие эрозионные циклы, при врезании русел, реки вновь попадали в те же условия и неизменно формировали тот же самый тип русла. В этом их отличие от крупных равнинных рек, в которых нередко действие геолого-геоморфологических факторов подчиняется работе потока. Такие особенности морфологии долин как их четковидность, ширина и форма террас и их распространение в долине, морфология устьевых областей притоков – нередко являются результатом деформаций русел в течение нескольких эрозионных циклов. Одни и те же формы долин могут быть обусловлены различными морфодинамическими типами русел – так расширение днищ и формирование широких террас могут быть связаны и с интенсивными горизонтальными деформациями свободно меандрирующего русла, и со смещением относительно прямолинейного неразветвленного русла по склону поднимающейся структуры в течение длительных эрозионных циклов.

Как крупные, так и небольшие притоки были заложены в раннем плейстоцене и пережили те же эрозионные циклы, что и основные долины. Морфология их устьевых областей во многом определяется эволюцией русел основной долины. При стабильном положении основного русла (относительно прямолинейное неразветвленное, врезанные меандры) устьевые области притоков практически не испытывают смещения, имеют незначи-

тельную ширину, глубоко врезаются, борта долины крутые. При неустойчивом положении русла основной реки (свободное меандрирование, разветвление на рукава) устьевые области притоков характеризуются значительной шириной, обусловленной смещениями их русел на протяжении нескольких эрозионных циклов как вниз, так и вверх по течению.

Таким образом, морфология долин горных и полугорных рек связана в конечном счете с механизмом проявления русловых процессов, с типами русел и их деформациями на протяжении всей истории формирования долин

ЛИТЕРАТУРА

Виноградова О.В., Маорс Л.В. Морфодинамические типы и эволюция русел горных рек Патомского нагорья в плейстоцене// Геоморфология. 1998. №4.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. Изд-во МГУ. 1986.

В содержание

Научное издание
Эрозия почв и русловые процессы
Выпуск 13

Ответственный за выпуск – *М.Ю.Белоцерковский*
Подготовка оригинал-макета – *С.Н.Ковалев*
Графические иллюстрации выполнены – *Н.В.Анисимовой*,

ЛР №021098 от 28.02.97
Подписано в печать 25.09.2000 Формат 60х90/16
Офсетная печать. Усл. печ. л. – 17.2 Тираж 300 экз.
Заказ №

Типография ордена "Знак Почета" Издательства МГУ 119899, Москва.
Воробьевы горы