

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Географический факультет

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

# **ЭРОЗИЯ ПОЧВ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ**

Выпуск 16

Под редакцией профессора Р.С. Чалова

Москва  
2008

**УДК 6.31.4:55.3**  
**ББК 26.3**  
**Э74**

**Эрозия почв и русловые процессы.** Вып. 16. Научный редактор  
Р.С. Чалов. М., 2008. 296 с.; илл.

**ISBN 978-5-89575-149-7**

Сборник представляет собой очередной выпуск трудов научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ. Статьи сборника, охватывая все основные научные направления лаборатории, в то же время посвящены, главным образом, региональным и прикладным проблемам. Положенные в их основу материалы получены в результате исследований, выполненных по различным программам, грантам для поддержки ведущих научных школ и РФФИ, госконтрактам и хоздоговорам.

Представляет интерес для гидрологов, геоморфологов, почвоведов, геоэкологов, гидротехников.

Сборник подготовлен и опубликован в рамках гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Печатается по решению Межвузовского научно-координационного совета по проблеме  
эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ

Рецензенты:

*доктор географических наук, профессор Н.И. Алексеевский*  
*доктор сельскохозяйственных наук, профессор М.В. Кумани*

**УДК 6.31.4:55.3**  
**ББК 26.3**  
**Э74**

**ISBN 978-5-89575-149-7** © Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева  
© Коллектив авторов

*ПОСВЯЩАЕТСЯ*

*100-летию со дня рождения  
Николая Ивановича Маккавеева*

*40-летию  
Научно-исследовательской лаборатории эрозии  
почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева*

*70-летию Географического факультета  
Московского государственного университета*

*300-летию со дня рождения  
Михаила Васильевича Ломоносова*

## СОДЕРЖАНИЕ

<a href="#">100-летию со дня рождения НИКОЛАЯ ИВАНОВИЧА МАККАВЕЕВА</a> .....	5
<a href="#">Н.И. Маккавеев</a> О взаимоотношении глубинной и боковой эрозии, врезании рек и их проявлениях в образовании вееров речных террас .....	9
<b>ЭРОЗИЯ ПОЧВ</b>	
<a href="#">Л.Ф. Литвин, Е.Ф. Зорина, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова</a> Территориальное распределение основных элементов флювиальной денудации на южном мегасклоне Русской равнины .....	14
<a href="#">А.Ю. Сидорчук</a> Эрозионные и денудационные процессы в Новой Зеландии и формирование стока наносов .....	32
<a href="#">Г.А. Ларионов</a> Истирание почвенных агрегатов в склоновых потоках .....	74
<a href="#">Н.Г. Добровольская</a> Роль микроорганизмов в истираемости почвенных агрегатов склоновыми потоками .....	83
<b>ОВРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ</b>	
<a href="#">Е.Ф. Зорина</a> Овраговедение – самостоятельное направление научных исследований .....	92
<a href="#">М.В. Веретенникова, А.С. Завадский, Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев</a> Современная овражно-балочная сеть в ландшафтном заказнике Крылатские холмы (г. Москва) .....	101
<b>РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ</b>	
Н.А. Баровский Гидролого-морфологическая оценка условий формирования и трансформации широкопойменных русел средних рек .....	114
К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, А.С. Завадский, С.Н. Рулева, В.В. Сурков, Р.С. Чалов Нижний бьеф Новосибирской ГЭС в прошлом, настоящем и будущем (опыт исследования формирования природно-техногенной системы) .....	132
Н.И. Алексеевский, К.М. Беркович, В.В. Иванов, А.П. Чалый К учету опасных природных процессов на переходах трубопроводов через реки .....	147
Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, А.Ю. Сидорчук, В.В. Сурков Изменения русла р. Баксана в районе г. Тырнауза под влиянием селей и мероприятий по ликвидации их последствий .....	172
<a href="#">Н.В. Хмелева</a> , О.В. Виноградова Русловые процессы как фактор формирования аллювиальных россыпей золота .....	187
А.С. Завадский, В.В. Сурков, Е.А. Еременко Формирование и современная динамика Строгинской поймы в условиях урбанизации долинного комплекса р. Москвы .....	204
В.В. Иванов, В.Н. Коротаяев Влияние гидроузлов на деформации пойменных берегов и русловых форм в низовьях Волги и Кубани .....	224
А.А. Зайцев, О.М. Кирик, В.С. Михайлов Взаимодействие речного льда с руслом на р. Лене и ее притоках .....	242
Р.С. Чалов К вопросу о типизации русловых процессов и руслоформирующих расходах воды (ответ «оппонентам») .....	263
<b>ГЕОМОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН</b>	
В.А. Брылев Происхождение и строение речных долин Волго-Донского региона .....	276

**К 100-летию со дня рождения  
НИКОЛАЯ ИВАНОВИЧА МАККАВЕЕВА**  
(вместо предисловия)

[В содержание](#) [Библиография](#)

Настоящий сборник «Эрозия почв и русловые процессы» имеет порядковый номер 16. Первый был опубликован в 1970 г. под научной редакцией Н.И. Маккавеева, который, по существу, является основателем этого, ставшего уже регулярным, издания. Николай Иванович Маккавеев составил и редактировал выпуски 1-6 и 8 сборника. Выпуск 7-й был посвящен 70-летию со дня его рождения (1978), и поэтому готовился к изданию его учениками. Последние выпуски сборника, вышедшие после 1983 г, отражали результаты научно-исследовательских работ, которые продолжали развивать созданное Н.И. Маккавеевым учение о едином эрозионно-аккумулятивном процессе. Выпуск 16-го сборника приурочен к 100-летию со дня рождения ученого и 40-летию Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов – главного итога научно-организационной деятельности Н.И. Маккавеева в Московском университете.

Николай Иванович пришел в Московский университет в 1953 г. уже сложившимся ученым. Защита в начале 1953 г. в Институте географии АН СССР докторской диссертации «Эрозионно-аккумулятивный процесс и рельеф долула реки», привлекла внимание научной общественности, которая расценила ее как выдающееся явление в географической науке. Это была неординарная докторская. В ней впервые на географической основе были даны физические основы процессов воздействия водных потоков на земную поверхность как важнейшего фактора флювиальной денудации и формирования рельефа, определена взаимосвязь всех разновидностей потоков и продуцируемых ими процессов – эрозии почв – овражной эрозии – русловых процессов, установлена общность и специфика их развития в различных природных условиях. По существу было создано новое научное направление, объединяющее соответствующие разделы гидрологии и геоморфологии. Недаром, несколько позже Н.И. Маккавеев публикует отдельную статью «Взаимная связь гидрологических и геоморфологических исследований».

Н.И. Маккавеева пригласил читать лекции в МГУ, на кафедре геоморфологии тогдашний декан Географического факультета К.К. Марков. По словам свидетеля его разговора с одним из профессоров факультета, он сравнил Н.И. Маккавеева по значимости вклада в науку и научному потенциалу с «великим В.М. Дэвисом». В 1954 г. Николай Иванович становится профессором кафедры. Он читает лекции, руководит курсовыми, дипломными работами и кандидатскими диссертациями, как на кафедре геоморфологии, так и гидрологии суши. Для геоморфологов он создает принципиально новый курс «Сток и русловые процессы», а затем «Математические методы в геоморфологии», читает вводные теоретические лекции в курсе «Динамическая геоморфология». Гидрологи слушают «Русловые процессы»

– курс, который впервые был выделен из «Динамики русловых потоков» в качестве самостоятельной учебной дисциплины, причем вопросы гидродинамики в необходимом объеме рассматривались как часть «Русловых процессов». Впоследствии он читает гидрологам «Водные исследования», «Гидравлику и гидромеханику», «Гидрографию СССР», «Гидрогеологию», по-новому подходит к программам этих курсов. В конце 60-х годов он специально для гидрометеорологов создает программу курса «Общая геоморфология», максимально приближая геоморфологические вопросы к задачам гидрологов, метеорологов и океанологов и тем самым делая их не общеобразовательными, а специальными.

В научно-организационном плане Н.И. Маккавеев сначала создает на географическом факультете уникальную лабораторию экспериментальной геоморфологии, затем Русловую экспедицию, а несколько позднее, расширяя фронт исследований в рамках учения об эрозионно-аккумулятивном процессе, – Эрозионную экспедицию; вместе с Б.Ф. Косовым занимается механизмом овражной эрозии и, наконец, организывает работы в устьях рек. Таким образом, к концу 60-х годов изучение эрозионных и русловых процессов стало проводиться по всему спектру их проявлений в разных природных условиях. В конечном счете это привело к организации в начале 1969 года (постановление Гос. комитета по науке и технике СССР было подписано 2 января 1969 г.) Проблемной лаборатории эрозии почв, в конце 70-х годов преобразованную в Научно-исследовательскую лабораторию эрозии почв и русловых процессов. Николай Иванович становится научным руководителем лаборатории. Именно он определил «научное лицо» лаборатории, направление исследований и тесную их связь с решением практических задач. К 90-летию со его дня рождения Ученый Совет МГУ, отмечая заслуги Н.И. Маккавеева, присвоил его имя созданной и воспитанной им лаборатории.

Триединство «наука - практика - образование» пронизывает всю деятельность Н.И. Маккавеева. И это было не только в его университетский период, но и раньше, когда он работал в ведомственных научно-исследовательских институтах системы водного транспорта. Здесь он органически совмещал фундаментальные исследования по теории руслового процесса с созданием практических пособий и руководств по воднопутейскому регулированию речных русел. И очевидно, что именно эта работа способствовала глубочайшему проникновению в суть процессов руслоформирования, позволившее в дальнейшем прийти к формулировке и обоснованию всего учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе. Ведь и диссертация, и книга «Русло реки и эрозия в ее бассейне» [1955] были написаны еще в доуниверситетский период, и именно они уже явились основой для привлечения Н.И. Маккавеева в Московский университет. А создание им монографии «Русловой режим рек и трассирование прорезей» [1949] В.В. Дегтярев – крупнейший специалист по водным путям – назвал историческим событием, ставшим на долгие годы настоящим руководством. С другой стороны, вышедшая в трудах ЦНИИЭВТа книга «Проектирование

судовых ходов на свободных реках» [1964] долгое время служила учебным пособием для студентов МГУ (пока не вышли из печати тексты лекций «Сток и русловые процессы»), поскольку в ней излагались и основы теории руслового процесса.

Педагогическую же деятельность Н.И. Маккавеев начал еще в довоенные годы в Ленинградском гос. педагогическом институте им. А.И. Герцена, где его лекции получили благоприятный отзыв Л.С. Берга. Здесь же он защитил и кандидатскую диссертацию «Механизмы формирования русел равнинных рек СССР», основу которой составили материалы исследований в институтах речного флота.

В МГУ Н.И. Маккавеев развивал исследования эрозии почв и русловых процессов, продолжая увязывать их с решением практических задач. Русловые и устьевые исследования выполняются для решения задач коренного улучшения условий судоходства, а эрозионные исследования – в связи с необходимостью научного обоснования генеральных схем противоэрозионных мероприятий. Одновременно решаются вопросы применения теории руслового процесса к формированию россыпей горного хрусталя и золота для создания научно-обоснованных методов поиска, разведки и решения обратной задачи – по местонахождению россыпи определить ее коренные источники. Подобный перечень прикладных проблем, от общих до частных, очень обширен. И результаты этих исследований активно внедрялись производственными организациями, а их экономический, социальный и экологический эффект трудно переоценить.

Статьи представляемого читателю сборника содержат материалы исследований лаборатории, выполненные в последние годы по грантам РФФИ, госконтрактам и хоздоговорам, но все они объединены общей программой работ по грантам Президента РФ для поддержки ведущих научных школ. При этом сборник открывается заметками самого Н.И. Маккавеева из его архива. Публикация таких архивных материалов – традиция, которая соблюдается начиная с 10-го выпуска [1995] – первого после 1983 г., когда было восстановлено его название и прекратилось вмешательство извне в содержание сборников. Сами статьи охватывают практически весь спектр исследований лаборатории, как фундаментальных, так и прикладной направленности.

Сборник представляет собой одно из изданий, которое лаборатория подготовила к 100-летию юбилею своего основателя и руководителя и 40-летию организации самой лаборатории. К этим изданиям относится специальный номер журнала «Геоморфология» (2008, № 3), большая часть научно-теоретических статей которого, раскрывает современное состояние и тенденции развития маккавеевского учения. Выходит книга «Николай Иванович Маккавеев (к 100-летию со дня рождения)», в которую включены основные биографические сведения, очерки жизни, полная библиография трудов, воспоминания друзей, учеников и коллег, некоторые другие материалы. Подготовлены к печати третий выпуск избранных трудов Н.И. Маккавеева, конспект лекций «Водные исследования». В ряде журналов, в том

числе зарубежных, публикуются специальные статьи о Н.И. Маккавееве и его учении. Поэтому настоящий сборник посвящается этим двум юбилеям, а публикуемые в нем статьи отражают то, чем занимается лаборатория сейчас, в начале XXI века, продолжая дело, начатое Н.И. Маккавеевым.

Два юбилея – Н.И. Маккавеева и лаборатории – совпадают с еще одним юбилеем – 70-летием Географического факультета МГУ. 30 лет, наиболее значимые и продуктивные в научном творчестве и научно-организационной деятельности Н.И. Маккавеева, связаны с факультетом (1953-1983). Создавая лабораторию и давая ей направление исследований, Н.И. Маккавеев подходил к изучению эрозионных и русловых процессов «на основании представления о водных потоках как составного элемента географической среды». Он писал: «...эрозионно-аккумулятивные и русловые процессы нельзя рассматривать (*подчеркнуто Р.С.Ч*) как цепи явлений, развитие которых происходит изолированно от географической среды, без учета конкретных особенностей, характеризующих ландшафт водосбора» [1955, с.3]. Все это дает основание посвятить Маккавеевский сборник юбилею Географического факультета Московского государственного университета.

Кроме того, авторы сборника не могут не посвятить его еще одному грядущему юбилею – 300-летию со дня рождения основателя Московского университета Михаила Васильевича Ломоносова, в замечательной книге которого «О слоях Земных» высказаны впервые в отечественной литературе общие представления о работе водных потоков на земной поверхности.

*Профессор Р.С. Чалов*

**Н.И. Маккавев**

**О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ГЛУБИННОЙ И БОКОВОЙ ЭРОЗИИ,  
ВРЕЗАНИИ РЕК И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯХ В ОБРАЗОВАНИИ ВЕЕРОВ  
РЕЧНЫХ ТЕРРАС**

[В содержание](#) [Библиография](#)

Вопрос о взаимоотношении интенсивности глубинной и боковой эрозии уже на заре развития геоморфологии получил без каких-либо доказательств вполне определенное и однозначное решение. Было принято, что, пока продолжается врезание реки, боковая эрозия не проявляется и ее работа по формированию долины и начинается с момента стабилизации продольного профиля. Рассмотрим, насколько может быть оправдана гипотеза о последовательности фаз обоих видов эрозии.

Если причиной врезания реки является увеличение энергии потока, то нет физической причины, ограничивающей его способность размывать берега. Более того, если поток с увеличенным уклоном или расходом воды протекает по ложу, сформированному аллювием, отложившимся в потоке с меньшей транспортирующей способностью, то устойчивость русла понижается. Это способствует увеличению размеров меандр или, во всяком случае, увеличению ширины русла.

А.А. Никонов [1973] выполнил сводку имеющихся данных о врезании горных рек Средней Азии, согласно которой темпы глубинной эрозии колеблются в пределах 1-7 мм/год. В более ранней работе [Никонов, 1970] о боковых смещениях тальвегов долин порядок их оказывается тот же самый. Снижение уровня озера Севан, вызвавшее врезание впадающих в него рек, позволяет также судить о том, что боковая эрозия в процессе врезания протекает весьма интенсивно.

Врезание русла приводит к его стабилизации и сужению в том случае, если оно вызвано уменьшением количества наносов, поступающих в речной поток. Такая тенденция прослеживается ниже крупных водохранилищ. Однако в значительной мере ослаблению деформаций русла здесь, по видимому, способствует уменьшение амплитуды расходов воды, вызванное накоплением стока половодья в водохранилище.

Таким образом, в большинстве случаев при интенсификации глубинной эрозии возбуждается и боковая. Однако при полном затухании глубинной эрозии боковая эрозия, хотя и ослабевает, но продолжает свою работу по расширению долины, так как достижение относительной стабилизации продольного профиля не может явиться причиной прекращения размыва берегов рекой, тем более прекращения денудационных процессов на склонах долины. Аккумуляция в речной долине также не может вызвать прекращения боковой эрозии. Наоборот, в процессе аккумуляции речное русло на дне долины обычно сильно блуждает, подходя то к одному, то к другому из коренных бортов долины. Таким образом, в некотором отношении можно согласиться с выводами «классической» гипотезы, а именно: длительная стабилизация продольного профиля реки должна привести к расширению дна долины.

Если известен абсолютный возраст отложений террасы, то по ее высоте над уровнем реки можно судить о скорости ее врезания (при условии, что процесс врезания не прерывался). Ряд таких определений выполнил А.А. Никонов [1973]; он же сделал сводку имеющихся в литературе данных. За последние 3000-50000 лет средние скорости врезания рек горных районов Средней Азии составляют 1-3 мм/год, а местами – 4-7 мм/год. В тех же случаях, когда река перепиливает локальную интенсивно поднимающуюся структуру скорости врезания составляют до 100-150 мм/год.

Согласно нашим определениям такие же темпы врезания наблюдаются в долинах рек Кавказа.

Реки Монгольского нагорья, по расчетам А.А.Никонова, врезаются более медленно – 0,3-0,8 мм/год.

Для рек Русской равнины определенные тем же методом скорости врезания оказались на порядок меньше: для Волги у Рыбинска – 0,5-0,7 мм/год [Нуждин, 1967], р. Белой – 0,5-0,7 мм/год [Васильев, 1967], р. Днестра – 0,15-0,35 мм/год [Иванова, 1969], р. Сейма – 0,1-0,4 мм/год [Борисовский, 1965].

Глубинную эрозию за последние десятилетия определяют гидрологи путем анализа кривых связи уровней и расходов воды. О.П. Щеглова [1972] для рек бассейна р. Чирчика указывает определенные гидрологическими методами величины врезания, близкие к данным А.А. Никонова. Так, для р. Чаткала (данные за 46 лет) средняя годовая величина врезания равна 7 мм, а для р. Ойгаинга (за 29 лет) – 10 мм.

Коренные днища долин рек Средней Азии на десятки метров ниже современных, причем аллювиальная толща выполняет долины не только в их равнинной части, но и довольно далеко заходит в пределы. Время максимального углубления долин А.А. Никонов [1972] относит к середине четвертичного периода. Вместе с тем в долинах существует комплекс более молодых террас, врезанных в древний аллювий. Это противоречие можно объяснить только тем, что развитие глубинной эрозии и аккумуляции в долинах Средней Азии происходило в четвертичное время под влиянием двух противоположно действующих факторов: нарастающей аридизации климата и поднятием горных систем. Бесспорно, что оба этих процесса не были монотонно непрерывными (климат временами становился более влажным, а темпы поднятия замедлялись и ускорялись), и это повлияло на образование лестницы современных террас.

Снижение террас к устью Днестра [Амброз, 1962]

Уровень	В среднем течении	Ниже (южнее Дубоссар)
V	100-130	50-60
IV	80-90	30-35
III	40-50	20-30
II	25-35	15-20
I	10-15	5-10

Врезанные меандры образовались в основном в средне четвертичное время преимущественно перед антиклиналями.

Вследствие мелководности взморья на значительном протяжении от берега колебания уровней Черного моря, по-видимому, не сказались существенно на фазах глубинной эрозии. Ледник также не проникал в бассейн реки и, если осуществлялся некоторый сток флювиогляциальных вод по сквозным долинам, то вряд ли эти воды смогли повлиять на форму профиля реки, т.к. их отложения представлены мелкими песками.

По-видимому, на фоне постепенного поднятия территории колебания климата и, возможно, изменения темпов поднятия вызвали формирование террас.

Вполне отчетливо, например, расхождение веера террас в сторону устья для Надыма, Пура и Таза [Лазуков, 1970]. Здесь различают четыре яруса террас, которые в низовьях имеют высоты около 70, 35, 10 и 5 м. К верховьям постепенно убывают относительные отметки террас, но абсолютные – возрастают, так что их поверхности сохраняют слабый уклон в сторону моря.

Изменение относительных отметок террас долины Оби в ее нижнем течении еще плохо установлено, но для их верхних уровней характерно обилие озерно-болотных фаций осадков, показывающих, что образование тела террас происходило при ничтожном уклоне местности.

По данным С.А. Архипова [1960], террасы на среднем Енисее заметно понижаются вниз по реке, т.е. основные причины формирования террас долины Енисея, по-видимому, не были связаны с колебаниями базиса эрозии.

Возможность схождения уровней террас врезания в сторону устья может быть вызвана тем, что по мере отступления уреза бассейна крутизна обнажающегося шельфа не увеличивается, а убывает; то же происходит, если по мере увеличения длины реки существенно возрастают потери речной воды на фильтрацию и испарение.

Особенная пестрая картина в чередовании сходящихся и расходящихся вееров уровней террас наблюдаются в областях отступления недавних континентальных оледенений, где на формирование серий террас оказали влияния временные озера, возникающие в переходный период от типичного постгляциального к флювиальному ландшафту. Рельеф озерной волны был самый разнообразный в связи с чем сделалось возможным образование разных форм вееров.

Например, в области валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины одни исследователи отмечают сходящиеся к низовьям [Можжаев, 1973], другие – расходящиеся к низовьям веера [Мийдел, 1966].

## ЛИТЕРАТУРА

**Амброз Ю.А.** К вопросу о связи орогидрографии с тектоникой на территории Одесской области // Труды ОГУ. Том 152. Вып. 10. 1962.

**Архипов С.А.** Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего Енисея // Труды ГИН АН СССР. Вып. 30. 1960.

**Лазуков Г.И.** Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд. МГУ. 1970.

**Мийдел А.М.** О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии // Известия АН СССР. Сер. физ.-мат. И техн. Наук. Том 15. 1966. № 1.

**Можаев Б.Н.** Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л.: Недра. 1973

**Никонов А.А.** Определение скорости врезания рек // Геоморфология. 1973. № 1.

**Никонов А.А.** К методике изучения древних долин // Геоморфология. 1970. № 4.

**Никонов А.А.** Закономерности развития речных долин Средней Азии // Геоморфология. 1972. № 1.

## **ЭРОЗИЯ ПОЧВ**

**Л.Ф. Литвин, Е.Ф. Зорина, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина,  
С.Ф. Краснов, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова**

**ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ  
ЭЛЕМЕНТОВ ФЛЮВИАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ НА ЮЖНОМ  
МЕГАСКЛОНЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ\***

[В содержание](#) [Библиография](#)

Флювиальная денудация Русской равнины осуществляется эрозионно-русловыми системами (ЭРС), охватывающими подавляющую часть ее территории, и контролируется тремя основными процессами – почвенно-эрозионными (делювиальными) на склонах, эрозионно-аккумулятивными в долинах временных водотоков и русловыми в речных долинах. Эрозионно-русловые системы функционируют в пределах водосборных бассейнов разных рангов от элементарного водосбора на склоне до бассейна крупнейшей реки [Чалов, 2008]. В данной работе рассматриваются территориальные единицы ЭРС водосборы малых и средних рек.

Взаимодействия между звеньями системы, их взаимоотношения с окружающей средой и человеком сложны, неоднозначны и могут характеризоваться рядом различных количественных показателей. Для понимания и интерпретации картины территориального распределения флювиальной денудации необходимы сведения о свойствах и качестве положенной в основу информации, о методах расчетов показателей, о ландшафтных и гидрологических свойствах исследуемого региона.

Развитие процессов флювиальной денудации настолько тесно связано с климатом, рельефом, растительностью и геологическим строением, что территориальный анализ результатов деятельности любого из трех звеньев требует ландшафтной основы. На глобальном уровне широтная зональность территориального распределения интенсивности флювиальной денудации общепризнанна. Для стока взвешенных речных наносов количественно охарактеризованы его связи с отдельными морфогидрологическими и ландшафтными параметрами водосборов [Сток наносов ..., 1977; Дедков, Мозжерин, 1984 и др.]. На региональном уровне эти зависимости в большой степени затушевываются и искажаются азональными факторами, эмерджентностью влияния антропогенно-ландшафтных условий, а, возможно, и индивидуальными особенностями структуры речной сети отдельных водосборов.

Наиболее крупной единицей ландшафтного районирования, комплексно характеризующего вышеперечисленные и многие другие факторы, являются природно-ландшафтные зоны. К настоящему времени ландшафты Русской равнины, за исключением ее севера, значительно преобразованы человеком. Эти преобразования – прежде всего сведение лесов и земледелие – в разной степени воздействуют на сток воды и сток наносов в каждом из основных звеньев ЭРС. Так, если для стока воды средних и крупных рек антропогенные преобразования измеряются процентами и десятками процентов

---

\* Выполнено при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64637) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

[Коронкевич, 1990], то сток наносов изменяется (в большинстве случаев увеличивается) в несколько раз [Дедков, Мозжерин, 1984]. Современные масштабы – рост интенсивности, на порядки величин превышающий «естественный», специфика пространственного размещения и типов процессов эрозии почв и оврагообразования, вообще, были порождены земледелием.

Размещение фоновых типов использования земель и, соответственно, различных типов эрозии на Русской равнине демонстрирует квазиширотную зональность [Ракитников, 1984; Литвин, 2002]. Однако их границы далеко не полностью соответствуют границам природно-ландшафтных зон. Так, довольно обширные ареалы выборочного земледелия располагаются южнее северной границы лесостепи на Окско-Цнинской низменности, тогда как правобережье р. Чепцы, расположенное на севере южно-таежной зоны, можно отнести к районам преимущественно земледельческой эрозии, доминирующей на севере лесостепной зоны. Неоднозначны и денудационные эффекты однотипного использования земель и для разных ландшафтных зон.

Сложность разделения влияния отдельных факторов заключается в эффектах эмерджентности влияния основных антропогенно-ландшафтных факторов денудации. Так, в лесостепной и степной зонах ЕТР залесенность территории часто обусловлена литологией материнских пород и спецификой рельефа, которые сами по себе существенно сказываются на стоке воды и наносов через изменения водопроницаемости, противозерозионной устойчивости почв и т.п. Обширные лесные массивы севера Приволжской возвышенности и центра Окско-Донской равнины приурочены к ареалам распространения хорошо водопроницаемых и малоплодородных аллювиально-зандровых песков, а залесенные лесостепные водосборы волжского правобережья отличаются малой мощностью чехла рыхлых отложений на крутых и поэтому непригодных для пашни склонах. В таежной зоне южного мегасклона Русской равнины хорошо дренированные крутосклонные возвышенности, сложенные моренными суглинками и супесями, в гораздо большей степени освоены земледелием, чем песчаные зандрово-аллювиальные низменности.

Для современной результирующей суммарной флювиальной денудации (стока взвешенных речных наносов) большое значение имеют гидротехнические сооружения и русловыправительные мероприятия в русловых звеньях ЭРС – водохранилища, пруды, плотины, каналы, спрямление и выправление русел, добыча полезных ископаемых в долинах, сброс шахтных вод, забор воды на орошение и т.д. Работа долговременных сооружений способна «точечно» сдвигать соотношение эрозии и аккумуляции в руслах вплоть до изменения знака. Размещение и преобладающие типы такого рода воздействий на формирование стока наносов также до некоторой степени зональны.

Изложенные выше обстоятельства побудили выбрать для ландшафтной характеристики территории схему «Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР» [ГУГК. 1984], на которой границы зон проведены с учетом изменения почвенного покрова – гораздо более консервативного элемента ландшафта, чем растительность, а также с учетом особенностей сельскохозяйственного производства и определенного соотношения между пашней и другими угодьями.

Характеристика территориальных распределений интенсивности процессов эрозии почв и формирования наносов в овражно-балочных звеньях проводилась на основе картографических материалов и моделей, разработанных в научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов МГУ [Ларионов, 1993; Литвин, 2002]. Для оценок интенсивности склоновой денудации по мелкомасштабным картам использовались средне-многолетние показатели суммарной (талой + ливневой) эрозии почв с сельскохозяйственных угодий. Между тем доля доставки наносов в русловую сеть для этих категорий эрозии различна [Голосов, 2006]. Существенно изменяются также их территориальные соотношения – от преобладания талой эрозии в таежной зоне до преобладания ливневой эрозии в степной и сухостепной зонах [Литвин, 2002]. Подобным образом, но менее контрастно, изменяется с севера на юго-запад и соотношение сезонных интенсивностей прироста вершин оврагов – только в Молдавии овраги в теплый сезон «растут» быстрее, чем весной [Бутаков, Зорина и др., 2000].

Соотношения площадей пахотных, лесных земель и водосборной площади часто используют как показатель фактора хозяйственного освоения стока воды и наносов. В данной работе использовались непосредственно данные по интенсивности эрозии почв, но оценка распаханности водосборов необходима для вычисления объема склоновых наносов. Доли пахотных, пастбищных и лесных земель определялись по мелкомасштабной (1:1500000) карте земельных угодий России, а для таежной зоны – по данным Гидрометеослужбы. На карте земельных угодий в пашню включены селения, дороги, отчасти мелкие контура других земель, поэтому формально доля пашни оказывается завышенной. Однако интенсивность селитебной и коммуникационной эрозии в лесостепной зоне ЕТР не уступает интенсивности смыва почв с сельскохозяйственных угодий [Львович и др., 1991]. Это значит, что площади наносообразующих ареалов в густо населенных регионах превышают площади пахотных земель.

Основой оценки денудационной работы речного звена ЭРС служили данные о стоке взвешенных наносов в ряде речных водосборов [Ресурсы поверхностных вод..., 1979, 1980; Дедков, Мозжерин, 1984, Чалов, Штанкова, 2003]. Для процессов флювиальной денудации характерна значительная пространственно-временная динамика и существенное влияние «масштабных» эффектов – зависимость объемов и режима стока от размеров площадей и места водосборов в структуре эрозионно-русловой системы. Временной период, к которому относятся привлеченные в работе данные о стоке взвешенных наносов, заканчивается началом 80-х годов XX прошлого столетия. Оценка интенсивности эрозии почв также относится к периоду от начала 60-х до конца 80-х годов, тоже касается и большей части сведений по интенсивности оврагообразования.

Первичными территориальными единицами в исследованиях служили водосборы малых и средних рек (площадью не более 50 тыс. км<sup>2</sup>), ограниченные водосборами гидрологических пунктов, на которых гидрометслужбой проводились измерения расходов воды и взвешенных наносов. Из общего массива данных о стоке взвешенных наносов были отобраны пунк-

ты с длиной ряда наблюдений не менее 5 лет для лесной зоны, и 10 лет для остальной территории, что обеспечивает достоверность величины нормы стока наносов с ошибкой 10-30% [Сток наносов..., 1977; Бобровицкая, 1995]. Суммарная площадь водосборов, охваченных наблюдениями, составила 58% площади исследуемого региона. Территории плоских низменностей (Окско-Донской равнины, Приднепровской низменности и др.) освещены гораздо слабее, что, конечно, сказывается на характере зависимостей «денудация-факторы» как в представленном нами, так и во всех предшествующих исследованиях стока наносов Восточно-Европейской равнины. По величине площади водосборы распределялись следующим образом: менее 200 км<sup>2</sup> – 4,8%; от 200 до 500 км<sup>2</sup> – 8,7%, от 500 до 1000 км<sup>2</sup> – 11,7%, от 1 до 2-х тыс. км<sup>2</sup> – 18,7%, от 2 до 5 тыс. км<sup>2</sup> – 19,5%, от 5 до 10 тыс. км<sup>2</sup> – 15%, от 10 до 20-и тыс. км<sup>2</sup> – 10,8% и более 20 тыс. км<sup>2</sup> – 10,8%. В бассейне Днепра средние площади анализируемых водосборов оказались большими, чем на остальной территории.

Водосборы, имеющие достаточно продолжительные ряды наблюдений, распределены неравномерно как по территории, так и по положению в структуре ЭРС крупных рек. В целом преобладают речные водосборы, расположенные на возвышенностях, структурно относящиеся к верховьям более крупных рек.

Методической основой исследования территориального распределения основных элементов флювиальной денудации (склоновой, овражно-суходольной и результирующей речной) на Русской равнине может служить баланс взвешенных наносов в некотором створе речного водосбора. Упрощенный вариант этого баланса, составляющие которого для частичного устранения масштабных эффектов удобнее выразить в модульных показателях, можно представить в виде:

$$M_{PH} = (M_{ЭС} + M_{АКС}) + (M_{ЭОВ} + M_{АКОВ}) + (M_{ЭБ} + M_{АКБ}) + (M_{СД} + M_{АКСД}) + \dots + (M_{ЭР} - M_{АКР}) \dots,$$

где  $M_{PH}$  – модуль стока взвешенных речных наносов,  $MЭ$  и  $МАК$  – модули эрозии (мобилизации) и аккумуляции наносов в склоновом ( $МС$ ), овражном ( $МОВ$ ), балочном ( $МБ$ ) звеньях ЭРС; а ( $МСД$ ) и ( $МР$ ) – модули склоновой денудации (обвалы, осыпи, крип) «нефлювиального» генезиса (индекс  $СД$ ) и речного звена эрозионно-русловых систем. В уравнении опущены несколько статей баланса: эоловый перенос, транспорт наносов подземным стоком, составляющий лишь 0,2-0,6% от массы взвешенных наносов, и др. Для равнинных условий в общем случае можно пренебречь и склоновой денудацией из-за ее невысокой интенсивности. Наибольшая трудность для балансовых построений – невозможность оценить с приемлемой точностью аккумулятивные составляющие баланса как на междуречьях, так и в самой долинной сети.

Более того, отсутствуют территориальные количественные оценки собственной эрозионно-аккумулятивной работы речных потоков – оценки включающей в себя размыв и аккумуляцию в самих речных руслах, а также размыв берегов и аккумуляцию на пойме. Имеются лишь обобщенные сведения, свидетельствующие о зональных изменениях «русловой» составляющей взвешенных наносов, доля которой в пределах Русской равнины снижается от

74% в зоне среднетаежной, до 20% в лесостепной и 9% в степной зонах [Алексеевский, 1998]. Эти сведения основаны на расчетах по методу оценки доли объема стока взвешенных наносов, связанного с размывом берегов и ложа рек, [Дедков, Мозжерин, 1984], который, по мнению самих авторов, недостаточно учитывает нелинейность связи интенсивности эрозии с гидрологическими параметрами стока воды. Региональные оценки отсутствуют, но понятно, что их вариабельность достаточно высока. Даже в однородных условиях хозяйственного освоения на одной реке (при залесенности 80%, верховья бассейна р. Камы) доля «речной» части эрозии может изменяться в отдельных пунктах наблюдения от 26 до 99% [Дедков, Мозжерин, 1984]. Довольно многочисленные исследования современной аккумуляции на поймах и размыва берегов, также пока не получили региональной оценки.

Таким образом, собранные материалы оценивали флювиальную денудацию параметрами «литогенного потока» [Алексеевский, 1998] с неопределенной долей в его составе биологических веществ и техногенных взвесей. Не учитывались сток растворенных веществ и, главное, сток влекомых наносов. Между тем в последнее время выполнены расчеты, свидетельствующие о более весомом, чем это считалось ранее [Лопатин, 1952], вкладе стока влекомых наносов в суммарный сток речных наносов. Согласно этим расчетам сток влекомых наносов даже крупных равнинных рек может составлять более 50% от общего стока наносов [Чалов, 2008]. К сожалению, сток влекомых наносов оценен только для рек бассейна Волги [Чалов, Штанкова, 2003] и еще неясны принципы интерпретации этих данных.

Методы оценки эрозии на склонах и в оврагах, вопросы точности и надежности этих оценок подробно изложены ранее [Добровольская и др., 2005; Добровольская и др., 2007]. Модульные оценки интенсивности эрозии почв (в тоннах с км<sup>2</sup> в год) для водосборов проводились путем измерения площадей элементарных эрозионных ареалов с последующими расчетами интенсивности смыва в пределах пахотных площадей и модулей смыва для водосбора в целом. Следует отметить, что дробность рисунка ареалов на севере была ниже, чем в лесостепи и южнее.

Основой территориальной оценки овражной эрозии также служили мелкомасштабные карты, на которых точности и дробность оценок по исследуемой территории неравнозначны. Наиболее обобщенно они представлены на севере южно-таежной зоны – области незначительной овражной денудации.

Территория региона исследования почти полностью охватывает южный мегасклон Русской равнины – бассейны (мегабассейны) рек Волги, Днепра и Дона (без Прикаспийской низменности и левобережья Нижнего Дона). Поскольку ландшафтно-хозяйственные и гидролого-климатические условия территорий этих трех бассейнов существенно различны, их границы были приняты для предварительной дифференциации территории по «долготным секторам», а границы ландшафтного районирования служили для первичного деления территории на квазиширотные зоны.

В пространственном распределении стока воды и специфики его режима – основных энергетических факторов перемещения наносов в рус-

лах рек – в пределах южного мегасклона Русской равнины прослеживаются как четко выраженные черты широтной зональности, так и долготная «секторность». В целом с востока на юго-запад снижается устойчивость летне-осенней межени и зимней межени, т.е. увеличивается доля дождевого стока и стока в период оттепелей. На крайнем юго-западе в низовьях Днепра и Южного Буга временные водотоки вообще не получают снегового питания [Водный режим рек России..., 2001].

Количественные закономерности распределения стока воды основаны на данных гораздо большего числа гидрологических постов, чем для стока наносов. Поэтому ниже отмечены лишь тенденции, которые проявились, несмотря на ограниченность и специфику выборки, но возможно имеют и более общую значимость. Изменчивость суммарных показателей стока воды оказалась наименьшей по сравнению с вариабельностью остальных составляющих флювиальной денудации. Модули речного стока воды ( $M_{PB}$ ) бассейнов малых и средних рек южного мегасклона закономерно снижаются с севера на юго-восток и юг как в бассейнах Волги и Дона, так и в бассейне Днепра (табл. 1).

**Таблица 1.** Зональные характеристики основных элементов и факторов флювиальной денудации южного мегасклона Русской равнины

Интенсивность денудации**	Ландшафтные зоны								
	лесная			лесостепная			Степная		
	$m^*$	$\sigma$	$C_v$	$m^*$	$\sigma$	$C_v$	$m^*$	$\sigma$	$C_v$
Бассейн р. Волга									
$M_{PB}$ , л/с·км <sup>2</sup>	6,1	2,5	0,41	4,0	1,4	0,34	2,2	1,0	0,45
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	12,2	13,1	1,08	87,6	115,9	1,32	37,0	51,1	1,38
$M_{ЭС}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	197,9	169,6	0,86	410,4	288,2	0,70	238,9	175,7	0,74
$M_{ЭОВ}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	9,1	16,8	1,85	51,8	37,7	0,73	24,6	38,3	1,55
$K_{ВН}$	0,10	0,18	1,80	0,26	0,40	1,58	0,14	0,10	0,74
$S$ , тыс. км <sup>2</sup>	8,4	13,4	1,60	4,8	9,8	2,04	6,3	6,8	1,07
Бассейн р. Дона									
$M_{PB}$ , л/с·км <sup>2</sup>	-	-	-	4,20	1,68	0,40	2,10	0,83	0,40
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	26,6	23,85	0,90	18,10	13,10	0,73
$M_{ЭС}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	393,9	255,6	0,60	345,1	203,5	0,59
$M_{ЭОВ}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	36,3	16,53	0,46	41,13	22,82	0,55
$K_{ВН}$	-	-	-	0,09	0,10	1,18	0,06	0,05	0,90
$S$ , тыс. км <sup>2</sup>	-	-	-	10,19	21,24	2,08	3,77	6,22	1,65
Бассейн р. Днепра									
$M_{PB}$ , л/с·км <sup>2</sup>	4,70	1,46	0,31	3,05	1,30	0,43	1,50	0,66	0,44
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	4,37	4,57	1,05	11,16	21,76	1,95	17,32	26,7	1,54
$M_{ЭС}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	231,1	193,0	0,84	877,4	518,9	0,59	953,0	527,5	0,55
$M_{ЭОВ}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	10,22	12,39	1,21	20,37	22,22	1,09	30,69	24,15	0,79
$K_{ВН}$	0,03	0,05	1,51	0,01	0,03	2,20	0,01	0,01	1,40
$S$ , тыс. км <sup>2</sup>	12,96	20,16	1,55	9,92	10,41	1,05	11,16	12,72	1,14

Примечание: \*)  $m$  – средняя арифметическая,  $\sigma$  – среднее квадратическое отклонение,  $C_v$  – коэффициент вариации; \*\*)  $M_{PB}$  – модуль стока воды;  $M_{PH}$  – модуль стока наносов;  $M_{ЭС}$  – модуль склоновой эрозии;  $M_{ЭОВ}$  – модуль овражной эрозии;  $K_{ВН}$  – коэффициент доставки наносов;  $S$  – площадь водосбора.

В бассейнах Волги и Дона в лесостепной и степной зонах средние  $M_{PB}$  составляют две и одну треть среднего  $M_{PB}$  южно-таежной зоны, соответственно. Приблизительно такие же зональные соотношения характерны и для бассейна Днепра – снижение  $M_{PB}$  в лесостепной и степной зонах западного сектора достаточно заметны. В целом модули стока здесь ниже на 25-30%, чем в центральных и восточных районах.

Внутризональная и внутриводосборная (секторная) вариабельности  $M_{PB}$  квазипостоянна – коэффициенты вариации ( $C_V$ ) практически одинаковы (0,4-0,45). Но для отдельных водосборов и довольно обширных по площади групп водосборов направленные отклонения от зональной нормы могут быть достаточно значимы. Так, заметно, примерно в два раза, снижение стока воды в некоторых бассейнах центральной части южно-таежной зоны (рек Рузы, Москвы выше Звенигорода), вероятно связанное с карстовыми процессами, а также в отдельных бассейнах юга и юго-востока из-за забора воды на орошение. Общеизвестно, что модуль стока воды увеличивается с ростом площади бассейна в зонах с достаточным и избыточным увлажнением; южнее он, напротив, убывает. Привлеченных нами материалов недостаточно, чтобы статистически подтвердить существование таких закономерностей, но некоторые из них выявляются в виде тенденций. Особенно хорошо это видно для бассейна Волги, где модуль стока увеличивается с ростом площади в южно-таежной зоне, нейтрален к ее изменению в лесостепи и снижается в засушливой степной зоне (табл. 2).

**Таблица 2.** Зональные зависимости интенсивности флювиальной денудации от площади водосбора эрозионно-русловой системы

Интенсивность денудации	Ландшафтные зоны								
	Лесная			Лесостепная			Степная		
	площадь бассейна, км <sup>2</sup>								
	0-2000	0-5000	>5000	0-2000	0-5000	>5000	0-2000	0-5000	>5000
Бассейн р. Волга									
$M_{PB}$ , л/с км <sup>2</sup>	5,4	5,5	7,1	4,1	4,0	4,2	2,9	2,5	2,0
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	12,4	11,5	13,3	108,1	102,9	25,5	67,7	48,4	18,5
$M_{эс}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	200,8	193,9	205,0	414,5	423,7	356,5	345,9	270,6	209,9
$M_{эов}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	9,5	8,8	9,6	53,7	50,1	58,7	27,4	23,4	26,5
$K_{ин}$	0,060	0,095	0,101	0,338	0,298	0,069	0,204	0,141	0,088
$N^*$	32	47	27	44	61	15	11	22	14
Бассейн р. Дона									
$M_{PB}$ , л/с км <sup>2</sup>	-	-	-	4,0	3,8	5,0	2,2	2,1	1,8
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	22,5	23,4	25,5	18,5	18,8	13,2
$M_{эс}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	354,2	365,1	410,7	388,9	374,4	315,7
$M_{эов}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	-	-	-	27,5	31,1	38,2	40,1	33,9	51,3
$K_{ин}$	-	-	-	0,112	0,089	0,074	0,060	0,058	0,035
$N$	-	-	-	6	9	12	30	41	11
Бассейн р. Днепра									
$M_{PB}$ , л/с км <sup>2</sup>	4,7	4,5	5,0	2,7	3,2	3,0	2,3	2,0	1,3
$M_{PH}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	4,7	4,5	4,2	19,0	16,3	7,8	14,5	33,8	6,5
$M_{эс}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	217,7	226,6	236,0	887,3	817,2	917,5	365,0	799,0	978,3
$M_{эов}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	7,7	6,4	14,4	21,2	24,3	17,7	18,8	22,34	39,4
$K_{ин}$	0,054	0,047	0,017	0,027	0,024	0,008	0,038	0,036	0,006
Число бассейнов	9	11	10	8	12	18	2	5	7

\*  $N$  – численность выборки

По Н.И. Маккавееву [1955], расход наносов связан с расходом воды зависимостью  $R = K_I Q^2$ , где  $R$  и  $Q$  – расходы наносов и воды, соответственно. В этом случае существенного влияния изменения средних расходов на результирующую денудацию можно было бы ожидать во всех ландшафтных зонах каждого из трех бассейнов (табл. 1), поскольку межбассейновые соотношения зональных величин  $Q^2$  изменяются на порядок величины от 0,2 до 3,2. Однако соответствующих территориально согласованных изменений расходов и модулей взвешенных наносов не происходит. Так, средний годовой расход воды в реках лесостепной части бассейна Волги в два раза ниже, чем расход в той же зоне бассейна Дона (в пределах использованной выборки), а соответствующий расход наносов, напротив, в полтора раза выше.

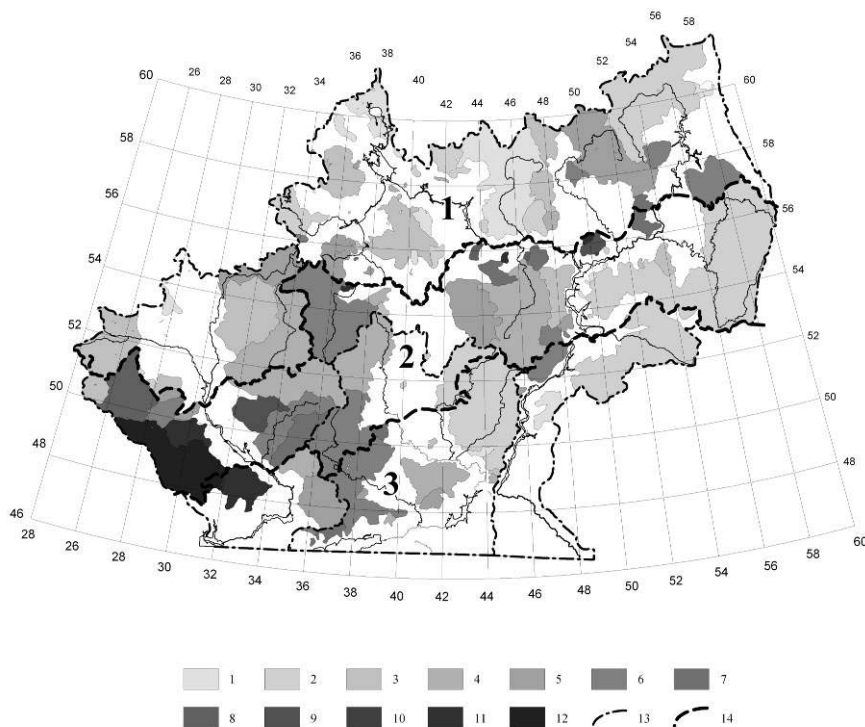
На локальных ландшафтно-однородных участках внутри мегабассейнов положительная зависимость модулей стока речных наносов от модулей водного стока проявляется более четко, но и такие зависимости, как правило, слабо коррелированы [Добровольская, Зорина и др., 2005, 2007]. Так, прямолинейная зависимость обнаружена и для речных систем лесостепи бассейна Дона. Выборка включает в себя реки Среднерусской возвышенности и севера Донецкого кряжа. Коэффициент детерминации – 0,73. Линейные зависимости  $M_{РН}$  от  $M_{РВ}$  характерны для ареалов «эрозионного» районирования ЕТС, предложенного К.Н. Лисициной; для районов по схеме районирования Н.Н. Бобровицкой эта же связь описывается степенной зависимостью с показателем степени от 1,3 до 3,3 [Сток наносов..., 1977].

Флювиальная денудация склонов (эрозия почв) в пределах хозяйственно освоенных равнин в количественном отношении является преобладающим элементом перемещения наносов в ЭРС. Модули стока склоновых наносов здесь на один два порядка превышают уровень овражной и русловой эрозии. На речных водосборах с очаговым земледелием (север и северо-восток южно-таежной зоны) доля эрозии почв в перемещении наносов в ЭРС становится ничтожной. Широкая зональность и характерные черты зонально-азонального территориального распределения эрозии почв на ЕТР выражены достаточно четко [Литвин, 2002]. Для южного мегасклона Русской равнины это обуславливает тенденцию роста среднезонального модуля склоновой эрозии ( $M_{ЭС}$ ) с севера на юг с максимумом в лесостепной и минимумом в южно-таежных зонах при значительном повышении интенсивности эрозии почв в степной зоне по сравнению с южно-таежной (табл. 1).

Основные причины такого распределения – малая хозяйственная освоенность южно-таежной зоны и снижение, по сравнению с лесостепной, количества ливневых осадков и слоя талого стока на востоке степной зоны. В целом модули склонового смыва в центральных и восточных лесостепных районах Русской равнины достаточно близки и достигают первых сотен тонн с км<sup>2</sup> в год. Резкий контраст с общей картиной представляет собой юго-запад мегасклона – в бассейнах рек Ингула, Южного Буга, Роси модули склонового смыва возрастают в 2-2,5 раза (рис. 1).

Среднепогодные значения интенсивности эрозии почв пахотных склонов достигают наивысших отметок для всей Русской равнины. Преоб-

ладающая доля смыва почвы приходится на летне-осенний сезон с весьма интенсивными ливнями. Таким образом, тенденции роста доли дождевого стока в реках [Водный режим рек России..., 2001] и рост интенсивности ливневой эрозии почв, а также ее доли в годовом склоновом смыве в данном случае совпадают [Литвин, 2002].



**Рис. 1.** Эрозионно-почвенная составляющая флювиальной денудации южного мегасклона Русской равнины (модули стока склоновых наносов, т/км<sup>2</sup>-год): 1 – 0-100; 2 – 100-200; 3 – 200-300; 4 – 300-400; 5. 400-500; 6 – 500-600; 7 – 600-700; 8 – 700-800; 9 – 800-900; 10 – 900-1000; 11 – 1000-1500; 12 – 1500-2000; 13 – граница бассейнов; 14 – граница ландшафтных зон.

На остальной территории локальные внутризональные максимумы  $M_{ЭС}$  менее значительны как по абсолютной величине, так и по площади. В южно-таежной зоне они приурочены к относительно более освоенным водосборам с некоторой тенденцией увеличения на водосборах юга Верхнекамской возвышенности. Вне лесной зоны главным фактором, определяющим размещение максимальных  $M_{ЭС}$ , является эрозионный потенциал рельефа пахотных земель – функция длины и крутизны пахотных склонов. Максимумы приурочены к северу и центру Приволжской возвышенности, Сурско-Мокшинскому междуречью, центральной части Донецкого края.

Известно, что рост интенсивности эрозии в пределах единичного склона положительно коррелирован с его длиной, а длина реки с площадью

водосбора. В тоже время модули стока наносов средних и крупных рек, как правило, ниже, чем малых [Дедков, Мозжерин, 1984].

В связи с этим представляет интерес разнообразие зависимостей  $M_{ЭС}$  от площади речного водосбора (табл. 2). Они действительно различаются для различных ландшафтных зон. В среднем для водосборов южно-таежной зоны величина  $M_{ЭС}$  не зависит от площади речного водосбора, в то время как в лесостепной зоне проявляется тенденция либо заметного его снижения (для водосборов площадью более 5000 км<sup>2</sup>), либо отсутствие связи (лесостепи бассейнов Дона и Днепра). Возможны несколько объяснений такому разнообразию характера связей. В лесной зоне – области избыточного увлажнения пахотные земли привязаны к дренированным склонам, которые зачастую располагаются на приречных территориях. Кроме того, для ледникового рельефа характерна большая пестрота в расположении расчлененных возвышенностей и плоских участков. Южнее массивы земель, однородные по эрозионному потенциалу рельефа, более обширны, и в их пределах помещаются даже крупные водосборы. Другой вариант – верховья средних реки дренируют возвышенности, а низовья – низменности, что снижает относительные величины  $M_{ЭС}$  для водосборов площадью свыше 5000 км<sup>2</sup>.

Овраги по своему положению в ЭРС являются промежуточным, но не всегда обязательно присутствующим звеном, между склоновыми и речными системами. Роль оврагов заключается как в транспорте склоновых, так и в мобилизации и транспорте собственных наносов, и именно интенсивность последних процессов оценивается модулями овражной эрозии.

Распространение оврагов имеет определенную специфику, обусловленную зональными и азонными факторами оврагообразования. Исключительная многофакторность процесса оврагообразования является причиной крайней неравномерности их пространственного распространения [География ..., 2006]. Большинство оврагов на ЕТР имеет антропогенное происхождение, и поэтому в особенностях их размещения просматриваются черты антропогенной зональности, отражающей, в частности, относительную долю пашни и длительность периода распашки земель. Так, среднезональные величины  $M_{ЭОВ}$  малоосвоенных водосборов южно-таежной зоны в два раза ниже, чем средние для всей волжской южной тайги, поскольку последние учитывают оврагообразование и на более освоенных водосборах. В целом, овраги южно-таежной зоны поставляют минимальное количество наносов, а наибольшей густотой и интенсивностью современного роста отличаются овражные сети степной и лесостепной зон (табл. 1).

Интенсивность современного формирования стока наносов в оврагах связана с временной цикличностью образования и развития оврагов, причем наиболее активно овраги растут в начальной стадии сразу после образования первичной формы [География ..., 2006]. Поскольку в силу исторических причин сельскохозяйственное освоение отдельных регионов южного мегаклона происходило одновременно, преобладание той или иной стадии, обусловлено для конкретных территорий сроками и продолжительно-

стью сельскохозяйственного освоения. В области наиболее древнего массового земледельческого освоения на правобережье Днепра современная интенсивность образования наносов в оврагах ниже, чем на остальной части лесостепной зоны, несмотря на высокую расчлененность рельефа и наиболее активную эрозию почв (табл. 1).

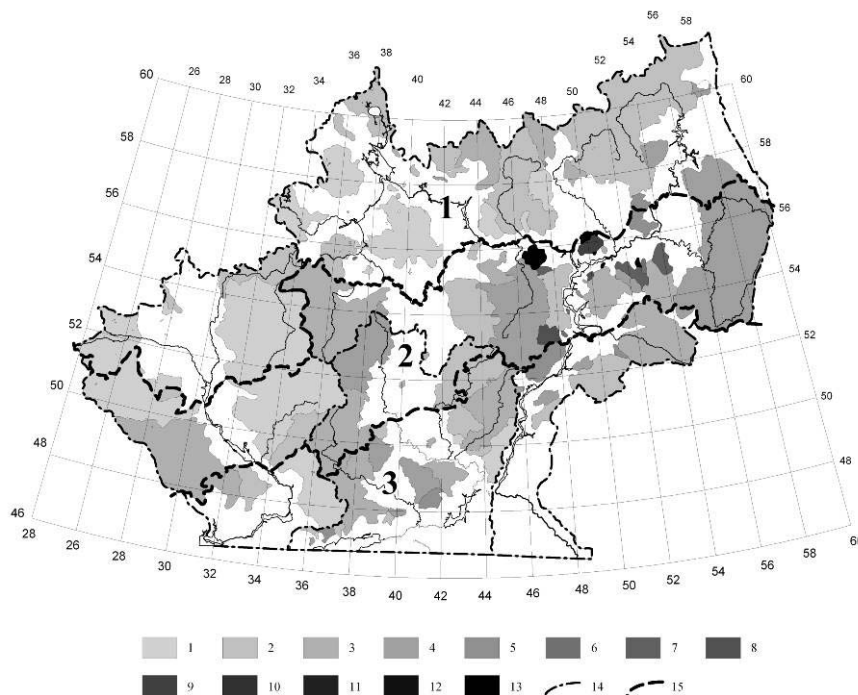
В наиболее общих чертах территориальное распределение  $M_{ЭОВ}$  довольно близко к распределению суммирующего показателя флювиальной денудации  $M_{РН}$ . Их количественное соотношение демонстрирует возможность как потенциально высокого, так и несущественного влияния на суммарный результат. В южно-таежной зоне даже при гипотетически стопроцентной доставке в речные русла масса овражных наносов на один-два порядка меньше массы наносов, перемещаемой в руслах, и только за счет южных хозяйственно освоенных водосборов и водосборов северо-западных внелесных районов это различие для лесной зоны бассейна Волги нивелируется. На остальной территории масса овражных наносов или несколько меньше массы наносов перемещаемых реками (бассейн Волги), или даже превосходит ее (табл. 1).

Неравномерность распространения овражной эрозии, проявляющаяся при анализе зональных и внутрибассейновых выборок данных, не в последнюю очередь обуславливается рельефом и историей его развития. Именно поэтому вариабельность  $M_{ЭОВ}$  максимальна по отношению к другим составляющим денудации (табл. 1). Не прослеживаются и связи  $M_{ЭОВ}$  с площадями речных водосборов, поскольку вероятность образования оврага при прочих равных условиях зависит не столько от величины эрозионного потенциала склоновых земель, сколько от наличия резких перепадов высот – большинство оврагов приурочены к прибалочным и придолинным склонам [География ..., 2006]. Возможно поэтому же наименее выражена территориальная вариабельность  $M_{ЭОВ}$  на севере южно-таежной зоны, где большая часть перепадов высот привязана к речной сети, а интенсивность овражной эрозии невелика по сравнению с модулями стока наносов в реках.

Общие закономерности распределения модулей стока речных наносов ( $M_{РН}$ ) и среднегодовых значений мутности речных вод на ЕТР, а также сведения об их временной динамике, неоднократно освещались и анализировались в научной литературе на уровне мелкомасштабных схем районирования крупных территорий. В целом утвердились представления о широтной зональности их территориального распределения, близкой к широтной зональности ландшафтов. При региональном анализе данных о стоке взвешенных наносов в «замыкающих» водосборах зональные тенденции подтверждаются, но, однако, нельзя не заметить значительные отклонения различного масштаба, которые не могут быть однозначно связаны только с влиянием азональных геоморфологических факторов. Если рассматривать зонально-осредненные величины  $M_{РН}$  дифференцировано по территориям трех бассейнов южного мегасклона, выявляется такая закономерность – максимальных величин  $M_{РН}$  достигает в лесостепной зоне, минимальных в южно-таежной.  $M_{РН}$  речных водосборов степной зоны ниже, чем в лесосте-

пи, за исключением степных водосборов бассейна Днепра, но они всегда превосходят показатели стока наносов рек южно-таежной зоны (табл. 1).

Гораздо менее ясна картина широтной дифференциации при анализе распределения  $M_{PH}$  на уровне отдельных водосборов малых и средних рек или их компактных групп (рис. 2).



**Рис. 2.** Интенсивность результирующей суммарной флювиальной денудации в эрозионно-руловых системах Русской равнины (модули стока взвешенных наносов ЭРС, т/км<sup>2</sup>-год): 1 – 0-5; 2 – 5-10; 3 – 10-20; 4 – 20-40; 5 – 40-60; 6 – 60-80; 7 – 80-100; 8 – 100-120; 9 – 120-140; 10 – 140-160; 11 – 160-180; 12 – 180-200; 13 – >200; 14 – границы мегабассейнов; 15 – границы ландшафтных зон.

Бросается в глаза примерное равенство модулей стока наносов речных систем северо-восточной части южно-таежной и юго-западной части лесостепной и степной зон. Кроме того, выделяется Волжско-Камский район (вокруг узла слияния Волги и Камы) разнообразных, с доминированием чрезвычайно высоких, значений  $M_{PH}$ . Этот район, с некоторым смещением к юго-востоку, был впервые особо выделен в «эрозионном» районировании К.Н. Лисициной [Сток наносов..., 1977]. Причины таких ярких проявлений азональности не очевидны. Для Волжско-Камского района они могут быть объяснены большой мощностью легко размывающихся лессов [Бутаков, 1986], близостью к глубоко врезынным по отношению к коренным берегам долинам Волги и Камы, а, отчасти, и малыми площадями самих водосборов,

которые в бассейне Волги отличаются повышенными  $M_{PH}$  (табл. 2). Что касается основных гидрологических факторов формирования стока речных наносов, ландшафтно-геоморфологических и хозяйственных условий Приднепровской возвышенности и верховий водосборов Камы, Вятки и Ветлуги, то они имеют мало общего. Модули эрозии почв на Приднепровской возвышенности выше в 3-4 раза, интенсивней здесь и поступление «овражных» наносов, гораздо выше распаханность территории. Следовало бы ожидать и более высоких значений  $M_{PH}$  приднепровских эрозионно-русловых систем, но в действительности средние модули для обоих районов приблизительно одинаковы. Возможно, причиной относительно малого стока наносов в бассейнах юга Приднепровской возвышенности являются асинхронность нанообразования на склонах (летне-осенний сезон) и транспортно-эрозионных возможностей речных потоков, которые к тому же снижены как за счет относительно низких модулей стока воды (табл. 1), так и за счет внутригодовой равномерности стока [Водный режим..., 2001].

Характер изменения редукиции модулей стока взвешенных речных наносов (в пределах принятых градаций площадей речных водосборов) также имеет некоторую территориальную составляющую (табл. 2). Редукиция слабо, но также достаточно четко проявляется для водосборов южно-таежной зоны, а максимально в ареалах степной и особенно лесостепной зон бассейна Волги. Повсеместно отмечается значительное снижение модулей стока для рек с площадью водосборов более 5000 км<sup>2</sup>. В целом редукиция возрастает с ростом абсолютных величин модулей стока, но очевидно влияние и других факторов; например, для группы бассейнов донской лесостепи она не выражена вовсе.

Следует отметить большую внутризональную вариабельность величин  $M_{PH}$  – значения коэффициентов вариации (0,7-1,9) для последних либо максимальны, либо несколько ниже  $C_V$  интенсивности овражной эрозии. Одной из причин высокой вариабельности являются неодинаковые соотношения в используемых выборках числа малых (площадью менее 2000 км<sup>2</sup>) и больших водосборов (площадью более 5000 км<sup>2</sup>), а параметры стока воды и наносов, как известно, для последних гораздо менее изменчивы (табл. 2).

Большинство исследователей считает, что объем смыва в верхнем звене эрозионно-русловых систем намного превышает объем перемещаемого реками взвешенного материала. Эрозионно-русловые системы южного мегасклона Русской равнины не являются исключением. Мерой участия бассейновых составляющих, в нашем случае склоновой и овражно-балочной, в суммарном эффекте флювиальной денудации может служить отношение  $M_{PH}$  к  $M_{ЭП+ЭОВ}$ , называемое «коэффициентом поступления наносов», «коэффициентом доставки наносов» или, как представляется более удачным, «коэффициентом выноса наносов» ( $K_{ВН}$ ) [Сидорчук, 1995]. Оценка этого параметра по зональным группам водосборов показала, что в большинстве случаев значения  $K_{ВН}$  не превышают нескольких процентов и только для лесостепных районов волжского бассейна отношение смыва с водораздельных пространств к объему наносов, перемещаемых реками, достига-

ет в среднем 0,26, а для водосборов площадью менее 2000 км<sup>2</sup> – 0,33 (табл. 1, 2).

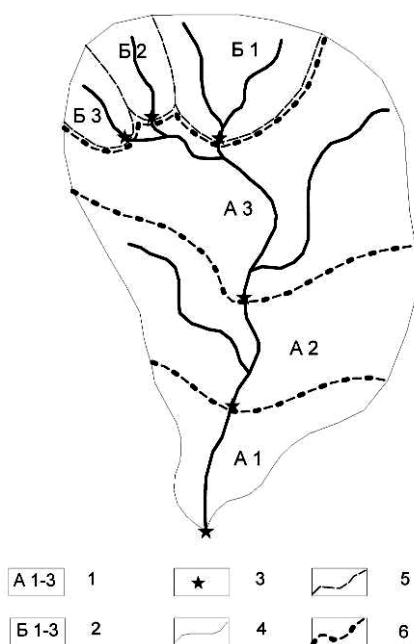
Для прогнозирования объема наносов, поступающих в некоторый створ или точку водного объекта, необходимо оценить не только объем наносов, мобилизуемых на водосборе, но и охарактеризовать зависимость  $K_{ВН}$  от определенных гидрологоморфологических и ландшафтно-геоморфологических параметров ЭРС и территории вышележащего водосбора. Из этих параметров наиболее легко определяемым является площадь водосборного бассейна, связи которой с величиной модулей стока наносов и со структурой речной сети имеют региональный характер. По данным К.Н. Лисицыной, модуль стока взвешенных наносов для условий степной и лесостепной зон России уменьшается в 40 раз при росте площади водосбора от 2 до 1000 км<sup>2</sup> [Сток наносов..., 1977]. Связь величины коэффициента  $K_{ВН}$  с площадью речного бассейна  $F$  широко используется при временных и территориальных прогнозах флювиальной денудации. Как наиболее общая, утверждается обратная зависимость типа  $K_{ВН} = aF^{-n}$  с показателем степени  $n = 0,15-0,3$  и величиной углового коэффициента меньше единицы [Эрозия почв, 1984; Сидорчук, 1995.].

Таким образом, сопоставление интенсивности склоновой, овражной и речной денудации, подкрепленные отчасти и натурными исследованиями баланса наносов на отдельных малых речных и балочных водосборах, свидетельствуют о тотальном дефиците транспорта как в эрозионно-русловой системе в целом, так и в каждом из ее трех звеньев. Относительно склонового звена это очевидно – по данным Службы охраны почв США уже при площади водосборов превышающих 10 га значения  $K_{ВН}$  снижаются до менее 0,5, т.е. эрозия доминирует над выносом [Эрозия почв, 1984]. Натурные исследования баланса наносов в овражно-балочных системах Русской равнины [Голосов, 2006] также подтверждают наличие здесь дефицита транспорта в большинстве случаев (кроме водосборов балок с развитыми донными оврагами).

Внешние условия функционирования русловых потоков малых и средних рек в ЭРС наиболее упорядочены и устойчивы во времени. (Исключение – создание водохранилищ, разработка больших русловых карьеров и т.п.). Наиболее значимыми причинами изменения интенсивности стока наносов по длине равнинных рек служат впадение крупных притоков, с резко отличающимся от вод основной реки содержанием наносов, либо (на бесприточных отрезках русла) изменение транспортирующей способности потока, либо изменение интенсивности горизонтальных и вертикальных деформаций русла [Алексеевский, 1998].

Для оценки продольных трансформаций стока взвешенных наносов (результатирующей суммарной денудации) в речном звене ЭРС выбраны реки, на которых имеется несколько пунктов наблюдений за стоком в главной реке и/или на притоках. Части ЭРС, заключенные между измерительными створами и ограниченными проведенными через них водораздельными линиями (до их пересечения с водораздельными линиями «замыкающего» во-

досбора), названы «фрагментными» водосборами (рис. 3). Модуль стока взвешенных наносов фрагментного водосбора  $M_{фр}$  равен разности средне-многолетних годовых объемов наносов (тонн в год) в нижнем  $W_n$  и верхнем (или верхних)  $W_в$  створах, деленной на площадь фрагментного водосбора, т.е.  $M_{фр} = \frac{W_n - W_в}{F}$ .

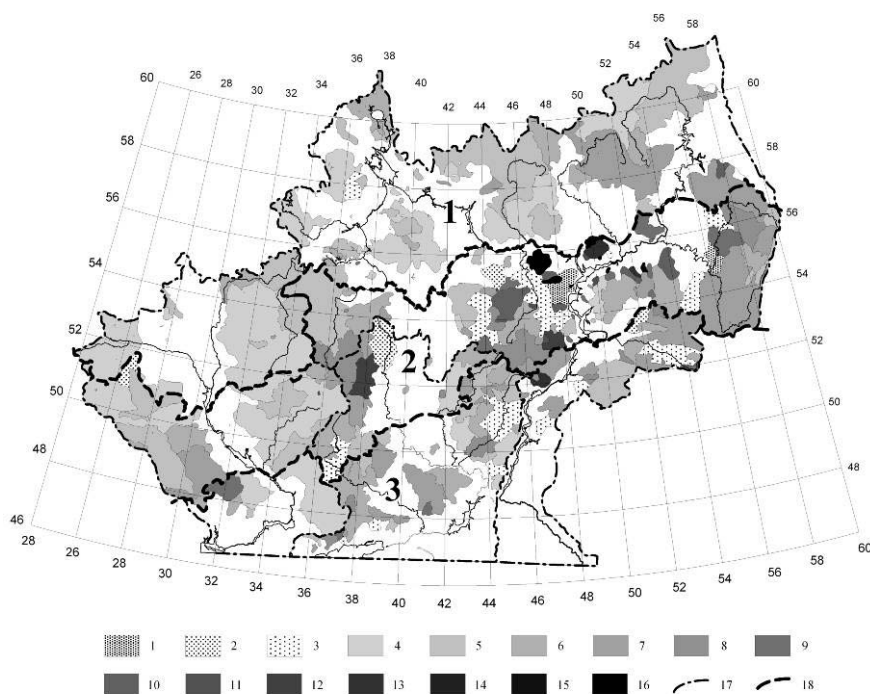


**Рис. 3.** Схема взаиморасположения водосборов в эрозионно-русловой системе. 1 – фрагментные водосборы (A1-3); 2 – вложенные водосборы (Б1-3); 3 – гидрологический пост; 4 – граница замыкающего водосбора; 5 – границы вложенных водосборов; 6 – границы фрагментных водосборов.

Как видно из приведенной формулы модули стока фрагментных водосборов могут быть меньше, чем водосборов расположенных выше по системе, либо вообще приобретать отрицательные значения. Существенные продольные трансформации стока наносов отмечены во всех природных зонах, обычно в среднем течении обширных водосборов (рис. 4).

В лесостепной зоне они встречаются чаще, но возможно, что это – эффект большей плотности измерительной сети. Амплитуда изменений очень велика – иногда  $M_{рн}$  фрагментных водосборов в несколько раз превосходит модуль стока наносов водосборов, расположенных выше по речной системе. Часто  $M_{фр}$  фрагментных водосборов имеют отрицательные значения, достигающие нескольких десятков, а в отдельных случаях сотен тонн на км<sup>2</sup>. Так, модуль стока  $M_{фр}$  для части водосбора среднего течения левого притока Дона р. Медведица составляет минус 20 т/км<sup>2</sup>/год. Все эти случаи, особенно с «отрицательными» модулями стока не отнесешь к «игре притоков», хотя яркие эффекты этого явления встречаются (в низовьях Дона  $M_{рн}$  резко увеличивается после впадения Северского Донца, а на Южном

Буге после впадения р. Синюхи и др.). В среднем течении Свияги в нее впадает несколько левых притоков, модуль стока одного из них максимален среди водосборов бассейна Волги – 530 т/км<sup>2</sup>/год. В средней части бассейна р. Медведицы, дефицитной по транспорту наносов, в нее впадает ряд крупных притоков с высокими модулями стока наносов в их верховьях – выше, чем для верхнего и нижнего створа данного «частного» водосбора самой Медведицы. Эти примеры демонстрируют, что в долинах рек могут аккумулироваться не только большая часть наносов, поступившая из притоков, но и значительная часть наносов с междуречной площади фрагментного водосбора. Не менее часты также случаи возрастания объемов стока речных наносов без видимого увеличения интенсивности их внешнего притока.



**Рис. 4.** Пространственная вариабельность флювиальной денудации (модули стока взвешенных наносов фрагментных ЭРС, т/км<sup>2</sup>-год): 1 – -250- -40; 2 – -40 – -20; 3 – -20-0; 4 – +0-5; 5 – 5-10; 6 – 10-20; 7 – 20-40; 8 – 40-60; 9 – 60-80; 10 – 80-100; 11 – 100-120; 12 – 120-140; 13 – 140-160; 14 – 160-180; 15 – 180-200; 16 – > 200; 17 – границы мегабассейнов; 18 – границы ландшафтных зон.

Из этого следует вывод об автономности руслового звена в формировании суммарной составляющей флювиальной денудации. Во многих случаях количественные показатели интенсивности процессов перемещения наносов в руслах средних рек становятся независимыми от массы бассейно-

вых наносов. Этот дискуссионный вывод имеет некоторые практические и теоретические основания. По расчетам А. Ховарда [Алексеевский, 1998] время релаксации стока наносов, т.е. времени приспособления системы поток-русло к изменению расходов воды и наносов, для рек с площадью водосборов 9000 км<sup>2</sup> составляет несколько тысяч лет. Кроме того, масса перемещаемых рекой наносов может быть меньше даже массы материала поступающего в русло при размыве пойменных берегов. Так, объем размыва пойменных берегов Волги в средний по водности год (до регулирования стока) был примерно втрое больше объема стока [Маккавеев, 1981].

### **Выводы**

Карты территориальных распределений трех основных составляющих флювиальной денудации на южном мегасклоне Русской равнины свидетельствует, что в каждом таком распределении, несмотря на локальные иногда существенные отклонения, проявляются черты широтной зональности и долготной секторности. Выделяются три широтно-вытянутые области, в общих очертаниях соответствующие южно-таежной, лесостепной и степной природно-ландшафтным зонам. В долготном направлении явно обособляется западный сектор – правобережье Днепра, но есть некоторые основания выделить и центральный сектор – Среднерусскую возвышенность и центр Донецкого кряжа в пределах бассейна Дона.

В целом в зональном разрезе отмечается положительная корреляция между интенсивностью всех трех типов процессов: склоновой, овражной и русловой (речной) денудацией. Вместе с тем, картина осложнена несколькими обстоятельствами: во-первых, неоднозначностью и индивидуальностью влияния природных и антропогенных факторов на каждую составляющую; во-вторых, несовпадением границ зональности естественных и природно-антропогенных ландшафтов, о чем свидетельствует, например, сопоставление схем почвенно-эрозионного районирования [Литвин, 2002] или карт использования земель [Ракитников, 1984] с любыми схемами ландшафтного районирования. Проявления закона «факторной относительности» ярко проявляется в западном секторе равнины, где максимальная интенсивность эрозии почв сочетается с малым стоком речных наносов.

Если широтная зональность обусловлена в основном зональностью хозяйственного использования земель, то долготная секторность связана в большей степени с природными причинами, а именно, с преобладанием на западе Русской равнины дождевых осадков с низкими коэффициентами стока, равномерностью гидрографов речного стока и асинхронностью формирования наносов в различных звеньях эрозионно-русловых систем.

### **ЛИТЕРАТУРА**

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

**Бобровицкая Н.Н.** Водная эрозия на склонах и сток речных наносов // Автореф. дисс... докт. геогр. наук. СПб.: ГГИ. 1995.

**Бутаков Г.П.** Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во КазГУ. 1986

**Бутаков Г.П., Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Рысин И.И., Се-ребренникова И.А., Юсупова В.В.** Тенденции развития эрозии в Европейской России // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. М.: МГУ. 2000.

Водный режим рек России и сопредельных территорий. М-б 1:8000000 Роскартография. 2001.

**Голосов В.Н.** Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС. 2006.

География овражной эрозии. М.: Изд-во МГУ. 2006. 323 с.

**Гусаров А.В.** Зональность внутригодовой неравномерности эрозии и стока взвешенных наносов в бассейнах малых и средних рек Восточной Европы Эрозионные и русловые процессы и проблемы гидроэкологии. М.: Изд-во МГУ. 2004.

**Дедков А.П., Мозжерин В.И.** Эрозия и сток наносов на земле. Казань: Изд-во КазГУ. 1984.

**Добровольская Н.Г., Зорина Е.Ф., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Никольская И.И., Прохорова С.Д.** Некоторые закономерности перераспределения наносов в эрозионно-русловых системах центра России // Геоморфология. 2007. № 1.

**Добровольская Н.Г., Зорина Е.Ф., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Никольская И.И., Прохорова С.Д.** Перераспределение наносов в эрозионно-русловых системах бассейна р. Волги // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 4. М.: МГУ. 2005.

**Коронкевич Н.И.** Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука. 1990.

**Ларионов Г.А.** Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ. 1993.

**Литвин Л.Ф.** География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: Академкнига. 2002.

**Лопатин Г.В.** Наносы рек СССР. М.: Географгиз. 1952.

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

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

**Маккавеев Н.И.** Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивного процесса // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. М.: Изд-во МГУ. 1981.

Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР. М.: ГУГК. 1984.

**Ракитников А.Н.** Типы сельскохозяйственного использования земель // Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: Изд-во МГУ. 1984.

Ресурсы поверхностных вод. Основные гидрологические характеристики. Л.: Гидрометеиздат. 1979, 1980.

Сток наносов его изучение и географическое распределение. Л.: Гидрометеиздат. 1977.

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

**Чалов Р.С.** Русловедение: теория, география, практика. Т1. М.: Изд-во ЛКИ. 2008.

**Чалов Р.С., Штанкова Н.Н.** Сток наносов, доля стока влекомых наносов в нем и их отражение в формах проявления русловых процессов на реках бассейна Волги // Труды академии проблем водохозяйственных наук Вып. 9. 2003.

Эрозия почв. М.: Колос. 1984.

[В содержание](#) [Библиография](#)

**А.Ю. Сидорчук**

## **ЭРОЗИОННЫЕ И ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ И ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА НАНОСОВ**

Несмотря на небольшую площадь (114700 км<sup>2</sup> – Северный остров, 152700 км<sup>2</sup> – Южный) разнообразие природных условий Новой Зеландии очень высокое. Это обусловлено горным и холмистым рельефом, значительными осадками, разнообразием литологии поверхностных горных пород и почв, растительного покрова, истории и характера землепользования. Это приводит к большой изменчивости денудационных и эрозионных процессов, условий формирования стока наносов во временных водотоках и реках. Новая Зеландия является частью орогенного пояса бассейна Тихого океана, в пределах которого формируется 30% наносов, поступающих с суши в океан [Milliman, 1997]. Поэтому изучение эрозионных процессов в Новой Зеландии (мало известных российскому читателю) имеет большое значение для понимания глобального стока наносов, его природных закономерностей и воздействия на него человеческого общества.

### **Рельеф**

Новая Зеландия вытянута с северо-востока на юго-запад на 1000 км. Ее физиографию определяют тектонические структуры двух основных зон: зоны поддвига Тихоокеанской тектонической плиты под Австралийскую плиту и Новогвинеидской зоны. Первая в пределах Новой Зеландии имеет северо-северо-восточное простирание. Орографически она проявляется (рис. 1а) в системе хребтов области фьордов (Фьордленд), основных хребтов новозеландских Южных Альп с высотами до 3754 м (гора Кука), двойного хребта Каикоура (Южный остров), цепи хребтов Тараруа, Руахине, Хюиарау и Раукумара (Северный остров) с высотами до 1500-1800 м и ско-

ростями вертикальных деформаций до 4-7 мм/год [Ghani, 1978]. Вдоль осей этих хребтов протягивается центральный тектонический разлом, по которому происходит разворот Австралийской плиты относительно Тихоокеанской против часовой стрелки со скоростью 2-5 см/год. В северо-восточной части Северного острова его продолжает рифтовая зона Хикуруанги. Новогейбридская зона в южной части имеет северо-северо-западное простирание, проявляется в древне-вулканических образованиях северного полуострова и полуострова Коромандел на Северном острове. Центральную часть Северного острова занимает вулканическое плато с отдельными конусами высотой более 2000 м. На западе острова возвышается вулканический конус Таранаки. В целом высокие абсолютные отметки рельефа Новой Зеландии отражают активное тектоническое поднятие: более 75% территории лежит выше 200 м над уровнем моря.

Расположение главных хребтов в основном вдоль западного побережья Южного острова и восточного побережья Северного острова определяет асимметрию геоморфологического ландшафта Новой Зеландии. На западном побережье Южного острова на коротких и высоких западных склонах гор Фьердленда, Южных Альп и Нельсона пояса гляциальных, склоновых и флювиальных рельефообразующих процессов сменяют друг друга в пределах узкой 40-60 километровой полосы. Так как во времени эти процессы часто меняли высотную зону, флювиальный, склоновый и гляциальный рельеф в настоящее время здесь перемежается, создавая сложный геоморфологический ландшафт. К востоку от Южных Альп поясность рельефа проявляется более отчетливо. Здесь пояс альпийского рельефа центральных хребтов с широко распространенными обвальными осыпными процессами сменяется поясом среднегорья с заросшими вечнозелеными лесами склонами и всхолмленных первично-моренных высоких равнин, который далее к востоку сменяется низкогорьем со склонами, поросшими кочкарной травой. Между горами расположены широкие аллювиальные равнины, сформированные стекающих с Альп реками. Они состоят из наложенных друг на друга разновозрастных галечных конусов блуждания. Так, р. Ваимакарири формирует три наложенных конуса при выходе на равнину Кен тербери: Бернхем, с возрастом ~25000 лет, Халкетт, который выдвинулся на 27 км за 15000 лет и Ялджест, который формируется последние 5000 лет [Griffiths, 1979]. Вдоль побережья тянется пояс холмистых лессовых равнин.

На Северном острове асимметрия геоморфологического ландшафта не столь отчетлива. Оси восточных хребтов расположены в 100-120 км от берега и стекающие с них на восток реки (Ваипоа и Ваипу на восточном полуострове) дренируют значительные (несколько тысяч км<sup>2</sup>) бассейны. Из-за небольшой высоты хребтов гляциальные процессы локализованы только у главных вершин, преобладают флювиальное и склоновое рельефообразование.

К западу от хребтов значительную часть острова занимает высокое центральное вулканическое плато с цепью действующих высоких вулканов (Руапеху – 2800 м, Нгарорухоэ – 2290 м, Тонгариро – 1970 м), обширной



кальдерой, занятой озером Таупо, и геотермальной зоной Таравера. На шельфе в заливе Пленти эту цепь продолжает действующий вулкан острова Уайт. На западе Северного острова возвышается изолированный конус вулкана Таранаки. На склонах вулканов развиты гляциальные и обвално-осыпные процессы. На плато, сложенном пеплами и лавами, преобладают эрозионные и флювиальные процессы. Во время извержений происходят тектонические подвижки, взрывы, лавовые потоки, лахары, пепловые выпадения и т.п.

Полуостров Коромандел и северный полуостров Северного острова представляют собой древнюю вулканическую зону с многочисленными разрушенными конусами вулканов Новогейбридской зоны. Здесь преобладают эрозионные и флювиальные процессы. Между вулканическими зонами на Северном острове простираются холмистые равнины и плато с многочисленными реками бассейнов Ваикато, Вангануи, Рангитикеи и Манавапу. Склоны холмов подвержены здесь массовому оползанию.

### **Осадки**

Новая Зеландия лежит в пределах среднеширотной области, где господствует западный перенос пассатами. Океанское окружение определяет гумидный климат. При прохождении воздушной массы над крупными водными объектами смягчает температурные условия. Изменчивость осадков внутри страны определяется орографией. Главные хребты Северного и Южного островов протягиваются с северо-северо-востока на юг-юго-запад и образуют барьер на пути преобладающих ветров. Это наиболее заметно на Южном острове, где Южные Альпы образуют такой барьер на протяжении около 750 км. Западные склоны основных хребтов получают очень большое годовое количество осадков, часто превышающее 6000 мм (до 9000-10000 мм), тогда как к востоку от главного водораздела увлажнение низкое (350 мм во внутренних районах Отаго). Северо-восток Северного острова находится в зоне влияния тропических циклонов, в горах и на холмах Восточного полуострова выпадает более 6000 мм осадков, а на равнинах – до 800 мм. Самые сухие части Северного острова получают 700 мм осадков в год. На значительной площади обоих островов выпадает более 2500 мм/год осадков.

На большей части Северного острова в году около 100-150 дней со слоем осадков, равным или превышающим 1 мм. На Южном острове соответствующая величина превышает 200 дней в Южных Альпах, на Западном Берегу составляет 150-200 дней и находится между 60 и 100 днями на большей части Центрального и Северного Отаго, Кентербери и Восточного Мальборо. Наиболее мощные кратковременные осадки (в виде конвективных ливней и ливней с грозами) выпадают на севере и востоке Северного острова при прохождении тропических циклонов, на западном склоне Южного острова характерны интенсивные затяжные дожди.

Северная часть Северного острова подвержена влиянию тропических циклонов, южная часть Южного острова – ветров субполярной зоны. Субтропический и полярный фронты смещаются в разные сезоны годы и

при разных климатических режимах, что выражается в пространственном изменении метеорологических и гидрологических явлений. Наиболее существенные изменения выявлены [McKechar et al., 1998] для эпох с разным знаком Тихоокеанской многолетней аномалии (ТМА) температуры, продолжительность которых составляет 40-50 лет. При положительной ТМА климат в Новой Зеландии определяется доминированием явления Эль-Ниньо и более южным положением субтропического и полярного фронтов. При отрицательной ТМА преобладают явления Ля-Нина и более северное положение субтропического и полярного фронтов.

#### **Литология поверхностных толщ**

Строение поверхностных пород разнообразно: насчитывается 65 литологических комплексов от предельно устойчивых с сопротивлением сдвигу до 250 МПа до рыхлых осадочных со связностью 25 КПа и менее. В горах слои выветрелых пород и почва обычно маломощные, на равнинах мощности осадочных толщ достигают нескольких десятков метров. Наибольшее распространение имеют гнейсы и метаморфические сланцы Южных Альп, серые плотные песчаники (граувакки) среднегорий и низкогорий. Вулканические плато сложены лавами и пеплами разной степени консолидации. В низких горах и на равнинах распространены лессовые покровы разной мощности. На Восточном полуострове Северного острова широко распространены юрские и третичные легкоразмываемые сильно трещиноватые аргиллиты и алевролиты.

#### **Почвы**

На Северном острове преобладают бурые лесные почвы различных разновидностей на осадочных породах и желто-бурые (часто аллофановые) на вулканических, на Южном острове – горные бурые лесные почвы в Южных Альпах и на среднегорье, и бурые почвы на равнинах. Вдоль западного склона Альп и в горах Нельсона широко распространены мощные хорошо промытые подзолистые почвы.

Согласно генетической классификации [Soils of New Zealand, 1968, Hewitt, 1998], почвы разделены на три класса: зональные, интразональные и азональные. К зональным отнесены буро-серые и солонцовые почвы семиаридных областей; желто-серые почвы субгумидных областей; желто-бурые и подзолистые почвы гумидных областей. Буро-серые почвы с пятнами солонцов занимают 2000 км<sup>2</sup> земель в центральном Отаго (основные регионы Новой Зеландии показаны на рис. 1б), где выпадает менее 500 мм осадков в год. Желто-серые почвы распространены на 18000 км<sup>2</sup> сезонно сухих территорий в южном Отаго, Кентербери, Ваирапа, Хокс Бэй и Манавату в области выпадения 500-1000 мм осадков. В более сухих районах они формируются под травянистой растительностью (тассоком), в более увлажненных – под лесами. Желто-бурые хорошо промываемые почвы гумидных областей (более 1000 мм осадков) распадаются на три группы. Высокогорные желто-бурые почвы холодных горных регионов Южного острова формируются под травянистой

растительностью на высотах 800-1500 м на площади 8000 км<sup>2</sup>. Южные и центральные желто-бурые почвы умеренных гумидных регионов занимают 24000 км<sup>2</sup> под лесами. На юге и западе острова они сильно оподзолены. Северные желто-бурые почвы формируются в теплых и влажных лесах Нортленд на площади 5000 км<sup>2</sup>, здесь же формируются подзолистые почвы под лесами каури (3000 км<sup>2</sup>). Типы интразональных почв в основном определяются материнской породой и режимом увлажнения: это рендзины на карбонатных породах (1000 км<sup>2</sup>), желто-бурые песчаные почвы побережий (2000 км<sup>2</sup>), красноземы и буроземы на базальтах и андезитах, глеевые почвы переувлажненных территорий, органические почвы болот. Наиболее распространены в Новой Зеландии желто-бурые почвы на вулканических пеплах, которые занимают 32000 км<sup>2</sup> центрального вулканического плато Северного острова и области Таранаки. К азональным относятся современные аллювиальные почвы (около 8000 км<sup>2</sup>) и горные почвы различных типов, которые занимают около половины территории Новой Зеландии.

Естественные почвы Новой Зеландии – преимущественно бурые лесные, аллофановые вулканические и хорошо промытые подзолы, бедны органическим веществом, которое было в основном сосредоточено в мощной лесной подстилке и дернине. При выжигании лесов, как полинезийцами, так и европейцами лесная подстилка и дернина сгорала, выгорел и верхний слой почвы. Пастбища второй половины XIX – первой половины XX веков разбивались на очень малопродуктивных почвах. В результате пастбищная нагрузка могла быть только весьма небольшой, и, тем не менее, скудные пастбища легко выбивались скотом. Из-за высокой эродированности таких почв значительные площади были оголены интенсивной эрозией. Обычным явлением было разорение фермеров из-за низкого дохода с земель. Почвенные съемки 40-х годов XX столетия [Soils of New Zealand, 1968] показали, что 80% буро-серых почв, 30% желто-серых почв, половина желто-бурых почв Южного острова относилось к категории сильно и экстремально эродированных.

О масштабах почвенной эрозии свидетельствует сравнение мощности почвенного профиля (включая реголит) на пастбищах разного возраста на склонах в Таранаки [Trustum, DeRose, 1988, Blanschke et al., 1992]. Это сравнение проведено с учетом формы склонов и их средней крутизны на 52 случайно выбранных профилях от вершины до подножия склона. Продолжительность существования пастбищ (от времени уничтожения леса) составляла от 10 до 85 лет. На склонах с уклонами <28° средние темпы смыва за 75 лет составили 0,7 мм/год (~7 т/га в год), на склонах с уклонами 28-33° – 2,5 мм/год (~25 т/га в год), на склонах с уклонами 33-42° – 3,0 мм/год (~30 т/га в год) и на склонах с уклонами >42° – 4,5 мм/год (~45 т/га в год). При этом мощность почв и реголита на незэродированных участках склонов также зависит от крутизны склона, быстро убывая с ростом крутизны.

Естественные почвы в Новой Зеландии молодые, формировались в течение голоцена. Развитость почвенного профиля зависит от возраста поверхности, на которой формируется почва (склона, речной террасы, поймы),

количества осадков и интенсивности эрозионных процессов [Tonkin, Basher, 1990]. В начале 50-х годов XX века в Новой Зеландии началась масштабная мелиорация пастбищ. Правительством и фермерами проводилось известкование кислых почв, внесение удобрений, посев трав европейских видов (люцерны, клевера). С помощью авиации в 1950-1965 гг. в почву было внесено 6,36 млн. тонн удобрений, 9,2 тыс. тонн семян [Campbell, 1965]. Результатом было быстрое и значительное увеличение плодородия почв, рост поголовья скота и доходов фермерских хозяйств. В свою очередь рост поголовья скота при правильном распределении пастбищной нагрузки приводил к удобрению почвы, дальнейшему росту ее плодородия и устойчивости за счет увеличения доли органики. За 15-20 лет сложился почвенный покров Новой Зеландии современного типа – дерново-луговые почвы с богатыми гумусом верхними 10-15 см почвенного профиля и с реликтовыми горизонтами E, B и C (которые, тем не менее, дают название типу почвы). Подобное явление привело к тому, что при почвенных исследованиях часто ограничиваются анализом только гумусового горизонта, оставляя без внимания остальную часть почвенного профиля.

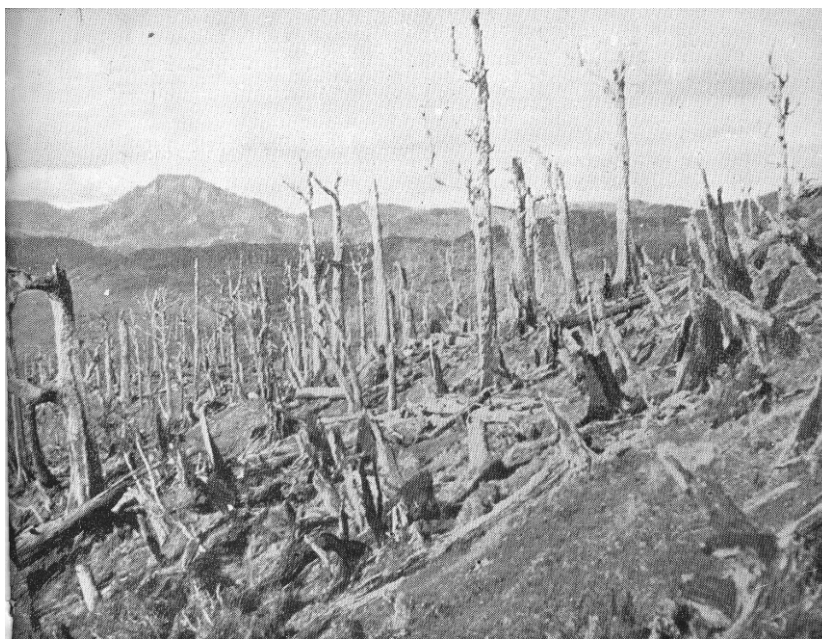
Выпас овец довольно сильно влияет на пространственную дифференциацию свойств почв на склонах. Обычно склоны покрыты террасетами – сетью горизонтальных овечьих тропинок шириной 15-25 см, разделенных уступами высотой 40-50 см. На тропинках обычно растительность разрежена, но почва более увлажненная и содержит больше органических веществ, чем на уступах. Особенно это различие высоко на площадках шириной 50-60 см, где овцы отдыхают [Radcliffe, 1968].

### **Растительность**

Растительность Северного острова до появления человека была в основном лесной, только на центральном вулканическом плато преобладали высокие степи со своеобразной кочкарной травой (тассоком). На Южном острове в естественных условиях вечнозеленые леса росли по склонам Южных Альп, а восточные горы и равнины были покрыты травянистой кочкарной растительностью. За последние 800 лет (особенно за последние 200 лет) растительный покров Новой Зеландии был кардинально изменен. Известно, что острова Новой Зеландии были последним крупным участком суши (если не считать Антарктиды), заселенной человеком. Группы полинезийцев-маори появились на Северном острове примерно в XIII веке. До XV-XVI веков их воздействие на растительный покров было незначительно и не зафиксировано в отложениях. Около 500 лет назад обнаруживается изменение спектров захороненных спор и пыльцы растений [Empson et al., 2002]: уменьшается количество или исчезает пыльца деревьев каури и существенно увеличивается содержание пыльцы кустарников и папоротника. Маори начали выжигать леса, которые замещались кустарником, и стимулировать рост папоротников, корни которых употреблялись в пищу. Даже на Южном острове, где влияние полинезийцев было меньше, во многих местах в почвах обнаружены прослойки углей возрастом 600-1000 лет. При этом поч-

венный профиль сокращен эрозией [Molloy, 1977]. Тем не менее, оценки показывают [Holloway, 1959], что перед появлением европейцев 62% территории островов Новой Зеландии было покрыто лесом и кустарником, 26% – кочкарными травами (тассоком), 10% – альпийской и субальпийской растительностью.

Европейцы появились в Новой Зеландии в 1669 (Абель Тасман) и вторично в 1769 (Джеймс Кук), но активное освоение страны началось с 40-х годов XIX века, когда острова стали колонией Великобритании. На Северном острове началось интенсивная вырубка лесов каури на древесину, в центральных и южных районах острова – вырубка и выжигание лесов под пастбища (рис. 2). Начиная с 50-х годов XIX века на Южном острове распались и выжигались поросшие кочкарной травой равнины Кентербери и плато Отаго; здесь выращивали пшеницу и разводили овец. В 1870-х расплодились кролики в таком количестве, что "...местный житель, вооруженный только палкой, легко добывал хорошее пропитание" [Restoration..., 1960]. В результате неконтролируемого выжигания кочкарных трав земли центрального Отаго, расположенные в наиболее сухих частях Новой Зеландии, в начале XX века превратились в рукотворную пустыню [Mather, 1982]



**Рис. 2.** Выжигание леса для устройства пастбищ. В районах с большой влажностью лес редко выгорал полностью [Campbell, 1961].

В 20-е годы выяснилось, что вулканические почвы центрального плато Северного острова непригодны для устройства пастбищ и здесь начались коммерческие посадки калифорнийской сосны. В 50-60-е годы нача-

лась массивная смена видового состава трав на пастбищах, местные виды кочкарных трав, малопригодные для овец, стали заменять более питательными европейскими видами (клевер, люцерна, овсяница и др.). Применялись ядохимикаты для травли кроликов (57,8 тыс. тонн за 1950-1965 гг.). В 80-е годы резко сократилась площадь распашки и посевов пшеницы, в конце 90-х увеличилась площадь сенокосов и огородов.

Современное распространение основных типов растительности в Новой Зеландии представлено в таблице 1. Наиболее существенные изменения растительного покрова произошли на Северном острове, где на 52% площади острова естественные леса, кустарники и кочкарные травы были замещены улучшенными пастбищами. На Южном острове естественные леса по склонам Южных Альп изменены мало, а пастбища (частично с улучшенным травяным покровом) разбивались в основном в областях распространения кочкарных трав.

**Таблица 1.** Распространение (занимаемая площадь в км<sup>2</sup> и % от общей площади островов) основных типов растительности на территории Новой Зеландии в 90-е годы XX века (по данным базы данных LCDB)

Тип растительности	Северный остров, 114700 км <sup>2</sup>		Южный остров, 152700 км <sup>2</sup>		Вся страна, 267400 км <sup>2</sup>	
	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%	км <sup>2</sup>	%
пастбища	60095	52,4	43820	28,7	103915	38,9
пашня, огороды и сады	327	0,3	123	0,1	450	0,2
естественные леса	25260	22,0	36868	24,1	62128	23,2
лесопосадки	11274	9,8	4790	3,1	16064	6,0
кустарник	11551	10,1	15034	9,8	26585	9,9
кочкарные травы	1578	1,4	34868	22,8	36446	13,6
мангровые заросли	222	0,2			222	0,1

#### **Общий тренд в развитии эрозионных процессов**

Изучение темпов осадконакопления в озерах позволяют дать оценку изменения общих темпов эрозионно-денудационных процессов для трех периодов: до появления человека на островах; после поселения полинезийцев; после прихода европейцев. Проведено детальное датирование отложенных озер Восточного полуострова Северного острова по слоям вулканического пепла известных извержений, это дало возможность проследить историю осадконакопления за последние 6000 лет [Page, Trustrum, 1997; Eden, Page, 1998]. Выделено шесть периодов повышенной частоты проявления эрозионных процессов, из них пять – до прихода европейцев: 2175-2155,

2090-1855 (наиболее протяженный и с максимальной активностью эрозии), 1455-1435, 1085-935, 505-500 и 375-355 лет назад. Скорости осадконакопления для последних 2000 лет приведены в таблице 2. Если брать наиболее надежные данные по озеру Тутира, то по сравнению с естественными условиями темпы осадконакопления увеличились с приходом полинезийцев в среднем в 2 раза, с приходом европейцев в 11 раз.

**Таблица 2.** Скорости осадконакопления в озерах Восточного полуострова Северного острова

Озеро	Скважина	Скорость осадконакопления, мм/год		
		до прихода полинезийцев	после прихода полинезийцев	после прихода европейцев
Тутира	LT15	1,47	2,43	12,99
	LT16	1,76	2,95	13,83
	LT17	0,70	1,83	11,77
Ваикопиро	LW8	-	1,30	32,13
Ротонуиаха	RNU13	1,80	2,68	10,50
Ваикаремоана	W1	0,21	0,81	0,37
	W7	0,77	1,75	0,90
	W21	0,94	2,31	-
Пукава	Sitel	0,92	0,60	2,50

Близкие данные были получены по другим местам в пределах Северного острова и северной части Южного (табл. 3).

**Таблица 3.** Изменение темпов осадконакопления (мм/год) в Новой Зеландии [Glade, 2003].

Местоположение разреза	после прихода полинезийцев	после прихода европейцев	соотношение величин
бухта Фангапе (Нортленд)	0,1-0,5	17-4,6	9,2-17
болото Репонгаэре (Хокс-Бей)	0,3	3,6	12
Бухта Поверти	0,3	3,7	12,3
озеро Тутира	2,1	14,0	6,7
Веллингтонская бухта	2,1	38,2	18,2
берег Абель Тасман (Малборо)	0,5-1,7	1,6-2,7	1,6-3,2

Таким образом, скорости осадконакопления и связанные с ними среднемноголетние интенсивности эрозионно-денудационных процессов на Северном острове увеличились в 7-18 раз при смене растительности от лесов и кустарников к пастбищам.

Впрочем, имеются данные о достаточно высоких темпах эрозии на Северном острове и до периода его интенсивного освоения. П. Грант [Grant, 1965] приводит выдержки из путевого дневника Коленсо [1884], когда тот пересекал хребет Руахине в верховьях р. Ваипава в 1845. Они показывают, что в лесах южного бука оползни (шириной до 300 м) были характерны еще до европейского освоения. Оползни формировали валы и наслоения стволов содранного со склонов леса. Также Коленсо отмечает размывы берегов рек: за время его путешествия туда и обратно был смыт лес на берегу р. Ваипава.

Предположительно, Коленсо был свидетелем одного из периодов естественной нестабильности склонов. От этого периода в долине Тукитуки сохранились аккумулятивные песчаные террасы (от первых надпойменных высотой до 4 м до погребенных на 1-1.2 м). В настоящее время террасы интенсивно размываются боковой эрозией или погребаются в среднем течении.

О темпах естественной эрозии в лесах на склонах Южных Альп свидетельствуют измерения стока наносов на экспериментальных водосборах (площадью 1.6-4.2 га, уклона склонов 36°) в государственных лесах Тафаи (около г. Рифтон, Малборо) с осадками 2600 мм год [O'Loughlin et al., 1978]. В лесных водотоках зафиксированы многочисленные лесные завалы с отложениями наносов выше завалов. В среднем завалы содержат 1.5 м<sup>3</sup> леса на 10 м длины водотока (шириной около 0,7 м). За период 1974-77 гг. сток наносов составил 55 м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> (от 22 до 113), причем на 39-97% он формировался во время интенсивных ливней. Главным источником наносов был размыв берегов водотоков. Сток наносов с водосборов под естественной кочкарной растительностью в восточном Отаго, составил 4,9 и 1,0 м<sup>3</sup>/(км<sup>2</sup> год) с водосборов площадью 218 и 310 га [O'Loughlin et al., 1984]. Источником наносов был размыв днища и берегов ручьев. Вообще в Новой Зеландии среди специалистов бытует мнение, что сток наносов формируется за счет размыва берегов рек.

С. Бернс и П. Тонкин [Burns, Tonkin, 1987] показали, что ветропавал одного дерева в лесу из южного бука вызывает нарушение почв на глубину 60-100 см. За один цикл регенерации леса длительностью 100-280 лет 15-18% почвы будет перевернуто.

Следует отметить, что кроны естественных лесов Новой Зеландии довольно слабо перехватывают осадки – 75-80% дождя достигает поверхности почвы под лесом [Rowe, 1979]. При этом кинетическая энергия капель дождя в лесу из южного бука и подокарповых деревьев у Рифтона в 1.5 раза больше, чем на открытой местности из-за увеличения размера капель, а интенсивность разбрызгивания почвы – в 3 раза больше. При наличии в естественном лесу участков оголенной почвы на склонах эрозия здесь может превышать таковую в открытой местности [Mosley, 1982].

Антропогенная эрозия особенно возросла к середине XX века, когда площади освоенных земель достигли своего максимума, но методы землепользования оставались примитивными. Площадь проявления ускоренной эрозии оказалась столь велика (113 тыс. км<sup>2</sup> или 2/5 территории страны), что вызывала озабоченность на национальном уровне [Cumberland, 1944].

### **Типы эрозионных процессов в Новой Зеландии**

Разнообразие природных условий определяет и большое разнообразие типов и интенсивности эрозионных процессов.

Картографирование эродированных земель в Новой Зеландии началось в середине 40-х, а в 70-90-е годы XX столетия [Eyles, 1983, 1985] была проведена комплексная инвентаризация земельных ресурсов (NZLRI). Каждый тип ландшафта в NZLRI имеет код, который включает в себя литоло-

гию коренных пород (RT), тип почв (SU), уклон (SG), интенсивность и тип эрозионных процессов (EST) и растительность (VC). На урбанизированные участки, карьеры и шахты выделены отдельные коды. Эти основные показатели, наряду с климатом и эффектами предшествующего землепользования, явились основой для назначения типа землепользования (LUC) для каждого выдела на карте. Инвентаризация была проведена по единой методике, хотя субъективность и разный опыт исследователей сказываются на результатах, особенно при назначении типа и интенсивности эрозионных процессов. Наибольшие различия проявились между подходами исследователей Северного и Южного островов. Позднее результаты инвентаризации были переведены в электронный вид и создана ГБД, состоящая из 60917 (Северный остров) и 44669 (Южный остров) полигонов и связанных с каждым полигоном атрибутами.

Главные эрозионно-денудационные процессы, выделенные в результате картографирования, таковы: Da – сели; Ef – долинный крип; Ss – неглубокие (мощностью <1 м) оползни-оплывы; Sl – глубокие оползни; G – овраги; SW – водная и ветровая эрозия на склонах; Sc – осыпи. Кроме того, выделялись грязевые потоки, туннельная эрозия, бороздковая эрозия, обвалы, размыв речных берегов. Для каждого полигона фиксированы преобладающий и вторичные типы эрозионных процессов и их интенсивность (выраженность в рельефе и степень оголенности почвы на аэрофотоснимках) по 5 балльной шкале. Каждому типу процесса по наблюдениям или экспертно [Л. Бешер, М. Пейдж] была поставлена в соответствие доля площади полигона, на которой проявляется данный процесс заданной интенсивности, а также мощность грунта, охваченного этим процессом. Это дало нам возможность составить таблицу 4.

Эти процессы изучены в разной степени и имеют разное значение для развития рельефа Новой Зеландии и формирования стока наносов в реках. В ряде случаев тип процесса не может быть точно установлен, так как многие из них проявляются совместно.

### Сели

Проявления селевых процессов (в основном селевые цирки в верховьях водотоков, каналы стока и селевые конуса выноса) занимают территорию 267 км<sup>2</sup> на Северном острове и 538 км<sup>2</sup> на Южном острове. Они распространены в основном в горах на склонах круче 25°, сложенными массивными породами – грауваккой и песчаниками на Северном острове, грауваккой, гнейсами, сланцами и известняками – на Южном. На залесенных склонах в основном отмечаются узкие каналы стока в коренных породах, слабо переработанные последующей водной эрозией. На склонах, занятых кочкарными травами и пастбищами, селевые цирки и каналы стока обычно преобразуются в овраги [Eyles, 1983].

Селевыми процессами охвачен активный объем грунта в 400 млн. м<sup>3</sup> на Северном острове и 807 млн. м<sup>3</sup> на Южном острове, средней мощностью 1,5 м. Сели сходят в каждом очаге примерно раз в 10-15 лет во время

экстремальных ливней или длительных дождливых периодов. Селевой материал поступает непосредственно в реки и формирует речные наносы, как взлекомые, так и взвешенные [Hayward, 1980].

**Таблица 4.** Типы и выраженность эрозионно-денудационных процессов в Новой Зеландии.

1 – площадь, охваченная проявлениями процесса, км<sup>2</sup>; 2 –% от общей пораженной площади; 3 – % от площади острова; 4 – объем деятельного слоя, млн. м<sup>3</sup>.

Процессы	Северный остров				Южный остров			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Da	266,9	8,1	0,23	400,3	537,7	3,03	0,36	806,6
Ef	552,6	16,7	0,49	1168,4	7,1	0,04	0,01	15,8
Ss	577,1	17,5	0,51	563,0	868,7	4,90	0,60	935,5
Sl	51,5	1,6	0,05	159,9	19,9	0,11	0,01	49,1
G	120,4	3,7	0,11	29,2	161,3	0,91	0,11	68,5
SW	3020,3	40,3	1,17	117,0	10683,3	50,29	5,90	183,3
Sc	401,7	12,2	0,35	80,7	7228,7	40,72	4,80	322,9
итого	4990,5	100,0	2,90	2518,5	19506,7	100,00	11,80	2381,6

Типичные сели с гипернасыщенными потоками и высокой транспортирующей и эродирующей способностью довольно редкое (или редко наблюдаемое) явление в Новой Зеландии [Hicks, Davies, 2000]. Они отмечены у г. Томас (север Кентерберри), вдоль берегового хребта Каикоура, в Южных Альпах в долине реки Хааст, на восточном полуострове Северного острова. Так, дождь 28 февраля 1966 г (более 70 мм за сутки) вызвал многочисленные оползни-сели (до 30% поверхности склонов) в бассейне небольшой реки Оре на хребте Хунуа, из которых 86% достигли водотока 1 порядка [Rain, 1968]. На залесенных водосборах большое количество снесенных стволов деревьев приводит к формированию заломов и аккумуляции материала выше плотин; эти дамбы могут быть устойчивы в течение многих лет, но могут обрушиться сразу после заполнения под весом отложений. Возникающие при этом селевые волны прорыва высотой до 3,5 м повлекли человеческие жертвы на малом залесенном водосборе после ливня интенсивностью 200 мм за 1.5 часа на юге Кентерберри [Hicks, Davies, 2000]. На водосборах с травянистой растительностью оползни менее глубокие, чем на водосборах с лесом, поэтому здесь мобилизуется меньше грунта. Из-за отсутствия заломов этот материал практически весь перемещается вниз по долине.

#### Долинный крип («грунтовые потоки»)

Обычный крип имеет широкое распространение в горах Новой Зеландии. По наблюдения в Касс (Кентерберри) его интенсивность составляет 11 мм/год для верхних 5 см почвы [Owens, 1969].

Интересен долинный крип – медленное течение вязкопластичного и вязкого грунта вдоль линейных областей на склонах, обычно с пониженной кровлей коренных пород. Он развит в основном на Северном острове на площади более 550 км<sup>2</sup>. М. Крозиер [Crozier, 1968] выделяет два главных типа «грунтовых потоков»: 1) – дискретные, с хорошо выраженными границами, вогнутой верхней частью (иногда с уступом наверху) и выпуклой нижней, отношение глубины к длине около 3% (на восточном полуострове Северного острова – 1,5%); 2) площадные – с глыбовидной поверхностью на большой площади, являются реликтами перигляциального климата и движутся только после катастрофических ливней. Скорости смещения для области долинного крипа в Отакоу (Отаго): средние 1,5 и максимальные 12,8 см/день. В крупных масштабах долинный крип проявляется на Восточном полуострове Северного острова (хребет Раукумара). Здесь в результате вырубки лесов в 1880-1920 гг. резко интенсифицировались все эрозионно-денудационные процессы на трещиноватых меловых аргиллитах. Поверхностные скорости долинного крипа, охватывающего толщу грунта 5-7 м, составляли до 3 м/мес во время влажного сезона и 0,1 м/мес во время сухого (средние скорости составили 0,3-0,6 м/мес). Общий удельный расход перемещаемого грунта составил более 15000 м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> в год [Peagse et al., 1987]. Поток в долине р. Варенга-о-Кури двигался со скоростью 0,3 м/мес в среднем за 3 года, при экстремуме 5 см за день [Campbell, 1966]. Максимальные скорости привязаны к центру поперечника, на продольнике к вершине, по вертикали на 0,5 глубины потока до поверхности скольжения.

Часто во время интенсивных дождей медленный долинный крип сменяется достаточно быстрым оползанием больших масс грунта. М. Крозиер [Crozier, 1969] описал этот процесс в восточном Отаго, когда дождю предшествует сухая погода с глубоким растрескиванием грунта и потерей им связности. Нами (совместно с М. Крозиером) это явление наблюдалось в бассейне реки Ваипоа 6 августа 2002. Здесь значительная часть склона, ранее подверженного долинному крипу, после интенсивного ливня сдвинулась примерно на 40 м.

На хребте Ваипара (Южный остров) описан долинный крип [McSaveney, Griffiths, 1987], активизация которого происходит примерно раз в 900 лет: имеются следы подвижек, датированные 185±65 г н.э., затем 1286±59 г н.э. В октябре 1978 г были замечены следы нового движения массы, и к августу 1982 г смещение составило 155 м. Предполагается, что эти подвижки были инициированы очень сухими 1977 и 1978 гг. и последующим более влажным периодом. Скорость смещения была максимальна в начале периода подвижек (1,5 см/час для первых 4000 часов в 1978 г), а затем экспоненциально уменьшалась до 0,07 см/час (для последних 15000 часов в 1982 г).

Хотя причина формирования «грунтовых потоков» при высокой влажности грунта в общем ясна, построение эмпирических зависимостей скорости потока от водонасыщенности грунта и количества осадков успеха не принесло [Crozier, 1968].

### Глубокие оползни

Глубокие оползни в Новой Зеландии обычно не охватывают значительных территорий. Это – единичные проявления в благоприятных для них геологических условиях. В NZLRI зафиксированы только наиболее крупные активные глубокие оползни, так как более мелкие трудно идентифицировать. Они связаны с алевролитами и, в меньшей степени, песчаниками [Eyles, 1983]. Типичным примером [Gillon, Saul, 1995], является оползень на правом берегу водохранилища Дунстан (долина реки Клайд). Это практически плоский оползень в слюдяных сланцах мощностью 60 м, шириной 500 м и длиной 650 м; активная часть занимает 28 га и представляет собой 8.3 млн. м<sup>3</sup> хаотически перемешанной породы. Поверхность скольжения по глинистому прослою имеет наклон 20-35°. Возраст оползня около 16 тыс. лет. За это время он сдвинулся на 600 м. С 1949 по 1991 гг. подвижка составила 2-4 м. Отдельные подвижки на 3-15 см происходят во время дождей с суммой осадков более 20 мм за 1-3 дня.

Берега озер и водохранилищ Южного острова подвержены оползанию. Известен крупный оползень, сошедший у озера Те Анау в 1968 г после стояния высокого уровня [Read, 1976]. В свою очередь, многие озера в Новой Зеландии сформированы в результате схода глубоких оползней. Например, озеро Грин в Фьердленде было образовано в результате схода примерно 27 км<sup>3</sup> материала на площади 45 км<sup>2</sup> примерно 12-13 тыс. лет назад: это – крупнейший оползень такого типа на Земле. Г. Ханкок и Н. Перрин [Hancox, Perrin, 1994] выявили в этой области еще 39 оползней-дамб, крупнейшие из которых имеют объем 40-750 млн. м<sup>3</sup>.

Г. Ханкок с соавторами [Hancox et al., 2000] дают описание оползня-обвала объемом 10-15 млн. м<sup>3</sup>, который обрушился в 1999 г. с горы Адамс в Южных Альпах с высоты 1800 м и перегородил долину р. Поеруа дамбой высотой 100 м. Озеро за дамбой объемом 5-7 млн. м<sup>3</sup> начало переливаться через гребень дамбы уже через неделю после оползня. В результате в дамбе был промыт каньон глубиной 50 м и 3-4 млн. м<sup>3</sup> воды было спущено из озера. Волна прорыва была высотой около 5 м при ширине потока 25 м, скорость достигала 5 м/с.

### Осыпи

Осыпи занимают очень большие площади в горах, особенно на восточном склоне Южных Альп. В большинстве случаев это естественные образования: их датирование по толщине пленки пустынного загара дает возраст 400-2500 лет [Whitehouse et al., 1980]. Однако осыпи на высотах менее 1500 м могли сформироваться за счет смыва всего почвенного профиля после сведения лесной растительности [Whitehouse, 1984].

Современные скорости смещения осыпей мало исследованы. В долине р. Чилтон (Южный остров) они составили 14.3 и 31.0 см/год для верхнего 0.5 см слоя осыпей на склонах крутизной 27° [Owens, 1967]. Так как для некоторых осыпных склонов коэффициент стока достигает 0.8-0.9 [Hayward, 1980], во время сильных ливней осыпи могут размываться скло-

новыми потоками. В долине р. Годли (водосбор оз. Текапо, Южный остров) во время ливня 26 декабря 1957 г (475 мм за сутки) активный слой осыпей на бортах долины (площадь водосбора 15 км<sup>2</sup>) был практически полностью снесен в реку (плоскостным смывом, оврагами и оползнями-оплывами). Около 1.0 млн. м<sup>3</sup> щебнистых наносов заполнили долину, мощность заполнения составила 3-5 м [Scott, 1963].

#### Оползни-оплывы

В. Пулар [Pular, 1966] на основе наблюдений в Фьордленде предложил качественное описание механизма образования неглубоких оползней для естественных условий. Почвенный покров на устойчивых породах очень тонкий и в основном органический, так что вес деревьев при наличии дождя становится достаточным для формирования оползня. В зарослях кустарника (манука, вереск) на юге Северного острова оползание лессов мощностью 0,3-0,6 м по поверхности граувакки произошло после полного иссушения почвы на глубину до 1,2 м и последующих нескольких интенсивных дождей. Подобный же тип оползней предполагается на аргиллитах у Ваирапапа – иссушение, а затем быстрое увлажнение и оползание.

Р. Оуэн [Owen, 1981] показал, что после зимы 1977, когда выпало примерно 1,5 нормы (для этого периода) осадков, на востоке холмистой равнины Ваирапапа произошло массовое оползание на склонах. Это были мелкие оползни (средняя мощность 0,64 м для 100 оползней), затронуты склоны крутизной 24-40, обычно в верхней их части, оползни приурочены, главным образом, к склонам северной, северо-западной и северо-восточной экспозиции; пространственное распространение оползней определяется распространением ненарушенных до 1977 г склонов. Процесс оползания предполагается в следующей форме: под слоем дерна грунт разжиживается, образуется вздутие, дерн прорывается и жидкий грунт стекает вниз по склону. Определены пределы пластичности и текучести для грунтов северной и южной экспозиции, сопротивление сдвигу. Во всех случаях грунт на солнечных склонах оказался более слабым, чем грунт на затененных, несмотря на большую влажность последнего. При дождях грунт на солнечных склонах быстрее теряет пластичность и разжижается, чем грунт на затененных склонах.

В литературе имеется множество описаний оползней-сплывов после сильных ливней, неоднократно составлялись библиографии таких статей [Selby, 1976]. Обширная информация времени схода оползней-сплывов в различных районах страны и условиях их образования собрана Д. Хиксом [Hicks, 1995]. Им получена зависимость средней частоты схода оползней (интервала между соседними во времени событиями)  $F$  (годы) от годовой суммы осадков  $R$  (мм):  $F=3009R-0.8939$ . К. Филлипс [Phillips, 1988] приводит некоторые результаты измерения удельного количества оползней (ед/км<sup>2</sup>): Восточный полуостров Северного острова, 1980 г – 27; бассейн Ваирапапа, 1977 г – 98; Хокс Бей, 1971 г – 31; Западный берег Южного острова 1973-1975 гг., на песчаниках – 19; на конгломератах – 10; город Вел-

лингтон, 1974-1976 гг. – 16-19. Подробные исследования М. Пейджа с соавторами [Page et al., 1999] на водосборе р. Ваипоа после циклона Бола в марте 1988 г (повторяемость 1 раз в 100 лет) показали очень высокие значения удельного количества оползней и объема перемещаемого ими материала (табл. 5).

**Таблица 5.** Интенсивность формирования оползней-сплывов на водосборе р. Ваипоа во время циклона Бола [Page et al., 1999]

Водосбор притока реки	Слой осадков (мм)	Удельное количество оползней, ед/км <sup>2</sup>	Удельный объем оползней, м <sup>3</sup> /га
Те Аран			
основная долина	350	110	231
Пуха	380	159	335
Нгатапа	500	226	475
Шевиот Хиллс	487	236	495
Ваитахоата	400	238	500
Джентл Анни	450	241	506
Мангакиоре	606	322	677
Фарерата			
Ваикура	409	50	224
Ваингаки	606	62	278
Ваимата2	601+	70	315
Нгатапа	500	92	414
Ваимата1	654	114	513
Ваихора			
Ахиотеатуа	654	121	170
Фарекопае			
Те Кофан	431	35	46
Параканапа	641	39	50
основная долина	478	49	63
Тугамое	706	55	72
Макомако			
Параканапа	631	98	206
Тауфарепарае	800	261	548
Ваингаромиа			
Хуануи	675	185	388

Наличие зависимости объема перемещаемого материала от слоя осадков позволило распространить эти данные на весь водосбор реки, который был подвержен влиянию циклона (табл. 6). Из 32 млн. м<sup>3</sup> оползневого материала с площади 1485 км<sup>2</sup> около половины осталось на склонах, остальной материал был вынесен реками. Это составило 48% взвешенных наносов, прошедших по р. Ваипоа за время воздействия циклона Бола.

В то же время на водосборе озера Тутира (3208 га) во время того же циклона Бола было мобилизовано 1,35 млн. м<sup>3</sup> грунта, из них 89% в оползнях-сплывах; 21% мобилизованного материала осталось на склонах, 22% аккумуляровалось на днищах речных долин и 57% поступило в озеро [Page et al., 1994]. Эти авторы приводят также сводку средних величин денудации во время этого и других ливней (табл. 7)

Большое значение имеет скорость восстановления растительного покрова на оголенных эрозионными процессами склонах. Эта скорость сильно зависит от субстрата. Наблюдения показывают быстрое (2-6 лет) зарастание пастбищными травами зон схода мелких оползней на алевролитах и аргиллитах и очень медленное (несколько десятков лет) на песчаниках. Это определяется как более мощными первичными почвами на аргиллитах, в результате чего не весь почвенный покров уничтожается мелкими оползнями, так и большей скоростью почвообразования в оголенных областях [DeRose et al, 1995]. Наблюдения велись за восстановлением наземной биомассы. М. Ламберт с соавторами [Lambert et al., 1984] установили, что на склонах холмогорья Ваирапа, сложенных алевролитами, через 2-3 года после схода мелких оползней восстановилось до 20% растительного покрова неэродированных участков. На стенках отрыва возрастом 20-75 лет восстановление составило около 77% вне зависимости от возраста оползней, что свидетельствует о неполном восстановлении продуктивности пастбищ на оползневых стенках даже после длительного периода. Полное восстановление возможно при внесении удобрений, посевах клевера и огораживании эродированных участков [Lambert et al., 1993]. На оползневых склонах Таранаки процессы восстановления более замедлены, но основные закономерности близки к данным по Ваирапа [DeRose et al, 1995]. Данные о наземной биомассе показывают, что качество пастбищ зависит от уклона склона: на склонах Таранаки увеличение уклона на 1° приводит к уменьшению годового прироста на 120-380 кг сухой массы/га [DeRose et al., 1995]. В целом улучшенное пастбище с малой нагрузкой защищает почву от эрозии не хуже, чем кустарниковая растительность.

Неоднократно предлагались математические модели процесса формирования оползней-сплывов, обычно основанные на вычислении коэффициента устойчивости склона: однослойные [McConchie, 1992] и двухслойные [Ekanayake, Phillips, 1999]. Использование всех этих моделей затрудняется отсутствием данных о физических свойствах грунтов до и во время формирования оползней. Большее применение находят эмпирические модели. Для Восточного полуострова Дж. Даймонд с соавторами [Dymond et al., 1999] использовали данные измерений М. Пейджа с соавторами [Page et al., 1999] и построили эмпирическую региональную стохастическую модель вероятности схода оползней-сплывов в зависимости от слоя осадков и уклона.

### **Овражная эрозия**

В Новой Зеландии, так же, как и во многих горных областях, термин "овраг" ("gully") часто применяется к совершенно иным формам рельефа, чем на равнинах. Например, на Восточном полуострове Северного острова широко развиты циркообразные крутые склоны, лишенные растительности, со сплошным перемещением щебнистого грунта путем оползания, оплывания и линейного размыва. К. Камберленд [Cumberland, 1944] назвал эти формы "заовраженные области движения грунта" (gullied earthflows). Длинный (но более точный) термин не прижился, и эти склоны со сложным характером перемещения грунта называют просто "овраги". Это нужно

иметь в виду, так как основной массив опубликованных данных касается оврагов именно этого типа.

**Таблица 6.** Объем ополней-сплывов на водосборе р. Ваипоа после прохождения циклона Бола (рассчитано по данным табл. 5 и карте изогьет [Page et al., 1999])

Бассейн реки	Площадь, км <sup>2</sup>	% пастбищ	Объем оползневого материала, м <sup>3</sup>	% от общего
Те Араи	513,20	96	20053000	61
Фарерата	277,70	75	6809000	21
Ваихора	77,60	76	577000	2
Фарекопае	449,70	92	1978000	6
Макомако	137,70	84	2493000	7
Ваинграмомиа	28,90	89	948000	3
Всего	1484,80		32858000	100

**Таблица 7.** Величины денудации на склонах во время катастрофических ливней [Page et al., 1994]

Местоположение	Год	Слой осадков, мм	Слой денудации, мм
Гутира, весь водосбор	1988	753	42
Гутира, склоны холмов (1427 га)	1988	753	83
Тангоио, Хокс Бей	1938	991	115
Пакарака, Ваирарапа	1977	420	69
Макаху, Таранаки	1990	>300	41
хребет Хапуакохе, Ваикато	1973	190	40
Отои, Хокс Бей	1985	609	17
Тангоио, Хокс Бей	1971	204	7,5
долина Стокс, нижний Хатт	1976	250-300	3

Тем не менее, обычные овраги – глубоко врезуемые линейные эрозийные формы с крутыми оголенными склонами, достаточно широко распространены в Новой Зеландии. Многие из них давно потеряли активность, отражая этап интенсивной эрозии конца последнего ледникового периода. Однако на центральном вулканическом плато овраги сформировались в 50-е годы XX столетия в легкоразмываемых вулканических пеплах в результате сведения естественной лесной растительности. М. Селби и П. Хоскинс (Selby, Hosking, 1973) исследовали овражную эрозию в области распространения вулканических почв. Эти овраги наследуют узкие каньоны в ингнимбригах, которые затем были захоронены последующими пепловыми покровами, последний из которых сформировался в 130 г н.э. Из-за большой водопроницаемости пеплов на территории было мало поверхностных водотоков. Первые овраги были отмечены в 1959 г, но серьезная эрозия началась в 1962, когда годовой слой осадков составил 2580 мм (почти две годовые нормы). Возникшие овраги имели ширину и глубину до 30 м, длину несколько километров. Р. Блонж [Blong, 1966, 1970] исследовал такие овраги в бассейне р. Мангокофирифири длиной около 16 км.

На начальной стадии развития овраги прерывистые: продольный профиль состоит из практически горизонтальных участков, которые формируются на более устойчивых слоях пепла и ступени до метра высотой. Эти ступени регрессивно отступают, и прерывистый овраг переформируется в единую линейную эрозионную форму. Процесс объединения в овраг длиной 2,2 км занял 3 года. К настоящему времени практически все овраги закреплены посадками деревьев на бортах и на водосборах и проявляют минимальную активность.

Суммарная площадь активных оврагов составляет 120 км<sup>2</sup> на Северном острове и 160 км<sup>2</sup> на Южном острове. Эта активность - периодическая. Например, дорожными службами Южного острова зафиксированы за 12 месяцев выбросы 350000 м<sup>3</sup> материала из одного оврага глубиной 70 м и длиной 400 м, врезанного в речную террасу [Grocott, 1996].

Иногда овраги возникают в результате прямого антропогенного воздействия. Так, небольшой водоток, который протекал вдоль шва 30-метровой террасы р. Ашбуртон (Южный остров), был повернут поперек террасы. За один дождь, длительностью всего несколько часов, сформировался овраг длиной 150 м, шириной 50 м и глубиной 8 м [Gair, Williams, 1964].

### **Ветровая эрозия**

Ветровая эрозия распространена на Северном острове в пределах центрального вулканического плато и вдоль побережья, на Южном острове – на холмах и плоскогорьях Кентербери и Отаго. Она особенно выражена в бассейне р. Маккензи, где даже отмечены случаи "черных" бурь. Л. Бешер и Т. Вебб [Basher, Webb, 1997] отмечают, что основными факторами ветровой эрозии являются – высокая повторяемость сильных северо-западных ветров и летняя сухость почв, формирование зимой длинных кристаллов льда на поверхности почвы и выталкивание вверх частиц почвы, песчаный состав почв, разреженность растительности и обилие участков оголенной почвы, потеря почвой структуры при перевыпасе. На основании изучения по 6 трансектам содержания радиоизотопа цезия-137 в почвенном профиле ими показано, что на участках с хорошим растительным покровом ветровая эрозия не наблюдается; при разреженности растительности на 25% ветровая эрозия за 40 лет составила в среднем 2,3 см; при разреженности в >75% – 4,2 см. Аналогичные исследования А. Хьюита [Hewitt, 1996] в центральном Отаго дали интенсивность ветровой эрозии 10 т/га в год (за 40 лет) на склоне северной экспозиции и аккумуляцию 0,5-0,9 т/га на южном склоне.

Непосредственные измерения мощности эоловой аккумуляции в ветрозащитной лесополосе в Кентербери [Hunter, Lynn, 1988] показали, что аккумуляция начинается в полосе шириной 3 высоты деревьев перед лесополосой, достигает максимума в самом начале лесополосы и убывает до нуля в полосе шириной 7 высот деревьев. За два дня сильного ветра 20-30 м/с после длительной засухи с сильно выбитого (на 70%) пастбища вынесено 70 т/га почвы. Л. Бешер [Basher, 1990] приводит оценку деятельности экстремального ветра до 40 м/с, который вынес слой почвы 25 см с

площади 1,08 га оголенного грунта (это примерно 3125 т/га). Г. Макговен [McGowan, 1996] установил несколько ловушек эоловой пыли вокруг озера Текапо (Южный остров) и получил значения аккумуляции от 214 до 512 кг/га в месяц. Он же описал "черную" бурю в центральном Отаго 7 января 1995 г, когда 20 минут автомобили на шоссе были бомбардированы пылью, песком и даже мелкой галькой так, что некоторые машины были полностью заполнены эоловыми отложениями.

### **Плоскостной смыв**

В состоянии изученности смыва почв со склонов в Новой Зеландии ситуация сложная. В 1978 г Д. Пэйнтер [Painter, 1978] собрал основные сведения о темпах эрозии в Новой Зеландии, но привел не более 10 цифр (он не использовал данные о стоке наносов в реках). Через 20 лет Л. Бешером [Basher, 2001] были собраны данные о темпах эрозии для 200 объектов и эпизодов (включая сток наносов в реках), но и эти данные не позволили дать оценку темпов эрозии в масштабе всей страны.

Измерений скорости эрозии на стоковых площадках практически не проводилось, хотя разговоры об этом и велись [Boughton, 1967]. Имеется информация о попытках организовать подобные наблюдения на 2-3-х сельскохозяйственных станциях в 50-60-е годы XX столетия: например, на станции Моутере близ Нельсона, Южный остров [Moutere..., 1968], было 16 стоковых площадок, на станции Блек Бёч – 9 площадок [Black Birch Experimental Area, 1972], но эти данные либо труднодоступны, либо утеряны. Тем более интересны некоторые доступные данные. В (Restoration..., 1960) приводится информация о стоке наносов со стоковых площадок на станции Визер у Бленема (Южный остров), полученные в 1948-1950 гг. (табл. 8). В Касс (Кентерберри, Южный остров) в конце 60-х годов получены величины смыва 8-760 т/га в год с 7 площадок по 4 м<sup>2</sup> [Soons, Rayner, 1968]. Однако Дж. Хайвард [Hayward, 1971] показал, что в условиях расчлененного рельефа изменчивость смыва на разных площадках настолько велика, что для оценки смыва с точностью  $\pm 0.25$  т/га на площади в 30 га необходимо разбить 3300 стоковых площадок площадью по 4 м<sup>2</sup>. Следует отметить, что эти выводы получены на основании годовых наблюдений на 20 площадках на субальпийском водосборе (табл. 9), и изменчивость результатов наблюдений включает неучтенную изменчивость условий на площадке (уклон, почва и т.п.).

Л. Бешер с соавторами [Basher et al, 1997] привели данные об измерениях в 1971-1973 гг. на 4 эрозионных площадках площадью по 40,5 м<sup>2</sup> и уклоном 6-8° в Бомбей Хиллс, Нортленд. За 2,5 года прошло 59 ливней со слоем осадков 17-67 мм, средний годовой слой смыва с площадок под паром составил 56,8 т/га, под пастбищем – 0,02 т/га. Годовой сток наносов в 9 км от площадок с небольшого водосбора Фангапури (1,8 км<sup>2</sup>), где огороды и сады занимают 65% площади, составил 49 т/км<sup>2</sup>. Столь значительные различия в стоке наносов с площадок и водосбора при близком землепользовании объясняется высокой водопрочностью агрегатов почвы и их аккумуляцией у нижней кромки полей.

В Отаго на склонах, где кочкарные травы интенсивно выжигались, в 1958 году на 19 профилях были установлены эрозионные шпильки. После 32 лет эпизодических измерений были констатированы весьма малые темпы эрозии на склонах крутизной 12-32° [Basher, Beecroft, 1991].

Несколько лучше ситуация с измерениями скоростей эрозии на малых водосборах, хотя эта информация не систематизирована и разбросана по научным публикациям (табл. 10).

В целом можно констатировать, что количественных данных по эрозии на склонах очень немного, что сильно затрудняет верификацию и калибровку моделей эрозии в Новой Зеландии.

Измерения распределения радиоактивного изотопа цезия-137 на полях Пукекохи (Нортленд) позволили выявить [Basher et al., 1997] перераспределение почвы на склоне под пастбищем с 1954 года. Верхняя часть склона была эродирована при интенсивности эрозии 7,4 мм/год (62 т/га в год), на нижней части склона происходила аккумуляция около 10 мм/год. Площадь области аккумуляции была меньше, чем области эрозии, и суммарный смыл почв составил 21 т/га в год.

Были попытки оценить применимость в Новой Зеландии существующих моделей эрозии. А. Эллиот [Elliott et al, 2001] выполнил серию измерений стока воды и наносов с площадок длиной 1 м и шириной 0,5 м при дождевании с интенсивностью 50-70 мм/час. Перед дождеванием по площадкам прогонялись коровы и фиксировалась доля оголенной почвы. Сравнение измерений (приведенных к единицам субфактора наземной биомассы  $SC$  модели RUSLE) с рассчитанными значениями субфактора с параметром  $b=0.035$  показало неплохое их соответствие. Т. Хатри-Чхетри и Д. Пэйнтер [Khatri-Chhetri, Painter, 1971] с помощью дождевальной установки оценили значения фактора эрозионной стойкости почв  $K$  для трех почв Новой Зеландии и получили удовлетворительное совпадение с расчетами по номограмме USLE.

#### **Посадки калифорнийской сосны в Новой Зеландии и эрозионные процессы**

Большое внимание было уделено в Новой Зеландии оценке интенсивности эрозионных процессов в результате коммерческих посадок и вырубок калифорнийской сосны, что привело к разнообразным оценкам влияния типа растительности на эрозию. Были проведены многолетние наблюдения [Dons, 1987] за стоком наносов на трех соседних экспериментальных водосборах Пурукохукоху (Северный остров) под естественным подокарповым лесом (Пуруваи, площадь 0,24 км<sup>2</sup>), под посадками калифорнийской сосны (Пуруки, 0,34 км<sup>2</sup>) и под пастбищем (Пурутака, 0,1 км<sup>2</sup>). Здесь выпадает 1550 мм в год осадков, но вулканические почвы отличаются высокой водопроницаемостью (скорость инфильтрации 52 мм/час на пастбище, 225 мм/час в сосновом лесу и 600 мм/час в подокарповом лесу) и сток воды невелик: в 1981-1984 гг. коэффициент стока под пастбищем составил 0,17, под сосновым лесом – 0,18 и под естественным лесом – 0,23.

**Таблица 8.** Результаты измерений на парных стоковых площадках площадью 45,5 м<sup>2</sup> каждая на станции Визер [Restoration..., 1960]

Номер площадки	Вид землепользования	Сток воды за дождь, м <sup>3</sup>	Мутность, кг/м <sup>3</sup>	Модуль стока наносов за дождь, кг/га
1а	Улучшенное пастбище с контурными валами	0,043	19,2	181
1б	Улучшенное пастбище без контурных валов	0,028	17,6	108
2а	Выбитое пастбище с естественной растительностью	0,082	21	378
2б	Слабо выбитое пастбище с естественной растительностью	0,053	12,8	149
3а	Не выбитое пастбище с естественной растительностью	0,018	24	95
3б	Пастбище с выжженной естественной растительностью	0,095	76,8	1604

**Таблица 9.** Результаты годичных наблюдений на площадках площадью 4 м<sup>2</sup> каждая на субальпийском водосборе площадью 30 га в верховьях р. Ракаиа (Южный остров) в 1967-1968 гг. [Hayward, 1971]

Тип поверхности площадки	Номер площадки	Годовой смыв, кг
Пятнистая поверхность, тассок, кустарник, оголенная почва	9	1,06
	18	1,77
	19	1,38
	20	1,30
Оголенная почва	10	0,45
	15	1,22
	16	6,21
Кустарник	17	0,25
	1	0,04
	2	0,02
	3	0,005
Субальпийские луга и кустарник	4	0,01
	11	0,18
	12	0,72
	13	0,02
Осыпи в альпийской зоне	14	0,01
	5	0,19
	6	0,11
	7	0,14
	8	0,04

**Таблица 10.** Интенсивность смыва со склонов под пастбищем с водосборов площадью до 180 га [Gillingham, Thorrold, 2000]

Источник	Интенсивность смыва кг/га в год
van Roon, 1982, 1983	2231
Schoulen, 1983	617
Bargh, 1978	1400
Cooke, 1988	700
Williamson et al., 1996	1280
	200
Thorrold et al., 1999	140
	130

В 1970-1972 гг. водосбор Пуруки еще был под пастбищем, и коэффициент стока составлял тогда 0,51 (коэффициент стока с водосбора Пурутака в тот период был равен 0,22). Годовой модуль стока наносов с водосбора под сосновым лесом составил 4 т/км<sup>2</sup>, 22 т/км<sup>2</sup> с водосбора под пастбищем и 27 т/км<sup>2</sup> с водосбора под естественным лесом. Это очень небольшие значения сравнимы с модулем стока наносов с большого водосбора р. Марупара – 31 т/км<sup>2</sup> в год, также сложенного вулканическими почвами [Adams, 1979]. Относительно большой сток наносов с водосбора с естественным лесом объясняется размывами в русле основного водотока, в то время как русла водотоков двух других водосборов сильно заросли корнями ивы и травой и задерживали наносы. Наблюдения на парных водосборах в районе Хокс Бей в течение 7 лет (Fahey et al., 2003) показали довольно сложное соотношение интенсивности эрозии на водосборах под пастбищем (Тамингиминги, 7,95 км<sup>2</sup>) и под посадками сосны (Пакуратахи, 3,45 км<sup>2</sup>). В 1995-1997 гг. на водосборе Пакуратахи был взрослый лес калифорнийской сосны, коэффициент стока воды составлял 29,3%, годовой модуль стока наносов – 29,7 т/км<sup>2</sup>. В 1998-1999 гг. лес был вырублен, коэффициент стока воды увеличился до 38,5%, модуль стока наносов – до 89,4 т/км<sup>2</sup>. В 2000 г водосбор был засажен травой, коэффициент стока воды достиг 44%, а модуль стока наносов – 282 т/км<sup>2</sup>. Однако уже в 2001 г после восстановления растительного покрова коэффициент стока воды снизился до 33%, а модуль стока наносов – до 17 т/км<sup>2</sup>. Весь этот период на пастбищном водосборе коэффициент стока воды составлял 32,5%, средний модуль стока наносов – 70 т/км<sup>2</sup>. Эти наблюдения показывают, что за полный цикл посадок калифорнийской сосны (25 лет) сток наносов с водосбора под лесом будет меньше, чем с водосбора под пастбищем.

Сравнение стока наносов при замене естественных лесов посадками калифорнийской сосны показало, что большое значение имеет литология подстилающих пород. Например, третичные песчаники северо-запада Южного острова нестабильны под посадками сосны: годовой модуль стока наносов увеличился со 100 до 4000 м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> при замене естественного подокарпового и южнобукового леса на посадки сосны [O'Loughlin, Pearce, 1976]. Поступление наносов со склонов в долины происходило в виде неглубоких оползней-сплывов во время сильных ливней: во время таких ливней в 1973 и 1975 гг. в 6 долин с общей площадью водосбора 2,7 км<sup>2</sup> было вынесено 60000 м<sup>3</sup> наносов. Аккумуляция происходила в основном за заламами высотой 1,4-8,2 м, в результате чего продольные профили водотоков приобрели ступенчатость. В 1979 г 42% этих наносов все еще находилось в долинах (Pearce, Watson, 1983). Посадки сосны на месте естественного леса на плейстоценовых водопроницаемых галечниках таких эффектов не оказали.

Данные о стоке наносов с малых водосборов под пастбищем и посадками калифорнийской сосны собраны М. Хиксом (Hicks, 1990), в большинстве случаев использованы парные водосборы в близких условиях под лесом и пастбищем. Сток наносов с водосбора под пастбищем в среднем в 3

раза больше стока наносов с водосбора под посадками сосны (табл. 11), исключение составляют водосборы в Отаго.

**Таблица 11.** Сопоставление стока наносов с парных водосборов [Hicks, 1990]

Область	Водосбор	Растительность	Площадь (км <sup>2</sup> )	Литология	Период наблюдений, гг.	Годовой модуль стока наносов (т/км <sup>2</sup> )
Гленберви	Гленберви	калифорнийская сосна	0,63	граувакка	1981-84	46,2
Норсланд	Топуни	калифорнийская сосна	0,88	алевролит	1982-84	27,4
"-	Кокопу	пастбище	3,08	"-	1982-85	67,5
Ваикато	Скотсманс	пастбище	0,16	граувакка	1981-81	94,6
Роторуа	Пуруки	калифорнийская сосна	0,34	туфы	1982-84	1,7
"-	Пурутака	пастбище	0,23	"-	1983-84	23,4
Моутере	Моутере5	пастбище	0,04	конгломерат	1983-86	78,5
"-	Моутере14	калифорнийская сосна	0,07	"-	1983-86	4,0
Голубиная Долина	сев	калифорнийская сосна	1,19	граувакка	1983-85	33,3
"-	юг	калифорнийская сосна, вырубки	1,29	"-	1983-84	32,8
Вост. Отаго	Кинторе	пастбище	2,92	сланцы	1986-87	4,3
"-	Воллвей-лербёрн	пастбище	1,63	"-	1984-87	6,1
"-	Юра	калифорнийская сосна	1,92	"-	1986-87	9,5
"-	Шторм	калифорнийская сосна	1,14	"-	1985-87	10,3

Ранее М. Хикс [Hicks, 1988] показал, что во время максимальных ливней сток наносов с пастбищ в 6-8 раз превышает сток с водосборов с посадками сосны. К противоположным выводам пришла К. Смит [Smith, 1992]: на парных водосборах в горах Нельсон (Южный остров) средняя мутность воды в водотоках с пастбищными водосборами была вдвое меньше (а во время паводков в 4-9 раз меньше), чем в водотоках, где нижние части склонов и поймы были засажены сосной. Это объясняется тем, что малые водотоки на открытой местности зарастают водной растительностью, а в тени под покровом леса водная растительность разрежена. Этим же эффектом Р. Девис-Колли [Davies-Colley, 1997] объясняет то, что в Ваикато малые водотоки в сосновом лесу при прочих равных условиях шире, чем водотоки с водосборами под пастбищем.

Рассмотрены основные технологические этапы при посадках леса и дана их оценка с точки зрения формирования стока наносов [Phillips, Marden, 2003]. Подготовка территории для лесопосадок (в настоящее время это вырубка коммерческого леса) приводит к уничтожению наземной рас-

тельности на 70-100% территории и механическому повреждению и уничтожению почвенного покрова на 10-15% территории. При этом склоны покрыты слоем растительных остатков (ветками, корой, хвоей), а в неповрежденной почве содержатся корни сведенной растительности, которые отмирают за 5-6 лет и только тогда полностью теряют свои механические скрепляющие почву свойства. Согласно Ватсону и др. [Watson et al., 1995] начальная прочность на разрыв корней сосны составляет 17.6 МПа, она снижается в два раза через 1.6 лет после вырубki леса). После посадок саженцев сосны за 2-5 лет восстанавливается травянистый растительный покров и начинается формирование сети новой корневой системы и проективного покрытия кроны сосен. Через 5-8 лет после посадки насаждения прореживаются, что приводит к временному снижению плотности надземной и подземной биомассы, однако порубочные остатки не убираются. В дальнейшем до достижения сосной коммерческого бонитета проективное покрытие, почвенный покров и густота корней увеличиваются, соответственно растет противозерозийная роль лесопосадок. В период разрушения старой корневой сети и недостаточного развития новой противозерозийное значение посадок сосны меньше, чем естественного кустарника или пастбища, но в среднем за длительный период сосновые леса хорошо защищают почву от эрозии даже при коммерческом их использовании.

Важное место занимает эрозия вдоль дорожной сети, которая прокладывается для эксплуатации коммерческих лесов. Например, за четыре интенсивных ливня в июле и августе 1990 г. вдоль 142 км дорог в лесах Голден Даунс и Мотузка (Южный остров) с дорожных откосов сошло 263 мелких оползней. Объем снесенного материала составил 193000 м<sup>3</sup> или 28 т/га [Coker, Fahey, 1993], из них 13 т/га поступило в водотоки. Среднегодовой объем сноса в 1980-1983 гг. был здесь равен 1,6-3,2 т/га, при этом сток наносов с соседнего ненарушенного водосбора составлял всего 0.5 т/га в год [Fahey, Coker, 1989].

Кроме коммерческих целей, посадки сосны применялись как сугубо противозерозийная мера. В бассейне р. Те Верароа (29 км<sup>2</sup>) 6% земель представляли собой так называемые "овраги" – лишённые растительности циркообразные крутые склоны со сплошным перемещением грунта путем оползания, оплывания и линейного размыва, из которых в водоток поступало около 1,6 млн. тонн наносов в год [Gomez et al., 2003]. С начала 60-х годов здесь ведутся посадки сосны на площади 1700 км<sup>2</sup>. Это привело к существенному снижению водонасыщенности почвы и поверхностного стока на 170-400 мм в год. Верхние 1-1,5 м почвы закреплены корневой системой сосен. В результате в 10 раз уменьшились скорости смещения грунта долинным крипом (Pearce et al., 1987). Из 55 "оврагов" в бассейне р. Те Верароа 50 было закреплено посадками сосны. Однако не удалось закрепить 5 крупнейших "оврагов" площадью 0,32 км<sup>2</sup>, из которых в 1970-1988 гг. в реки продолжало поступать [Gomez et al., 2003] 0,38 млн. тонн наносов в год (из оврагов Тарндаль и Оил Спрингс поступление наносов даже увеличилось).

Для противоэрозионных целей возможно применение естественной растительности – кустарника канука [Watson et al., 1995], который быстро осваивает заброшенные пастбища и распространен на землях Восточного полуострова. Хотя в зрелом возрасте подземная биомасса этого кустарника меньше, чем у сосны (78 против 150 т/га) и она сосредоточена в верхнем 1 м почвы, его прочность на разрыв составляет около 33 МПа, а время полного разрушения после вырубki примерно то же, что и у сосны.

### Моделирование смыва почв со склонов

Нами был рассчитан смыв почв (эрозионный потенциал при заданных условиях) с территории Новой Зеландии с помощью эмпирической статистической модели RUSLE (пересмотренное универсальное уравнение потерь почв), разработанной в Министерстве сельского хозяйства США [Renard et al., 1997]. В Новой Зеландии были попытки [Painter, 1972] внедрить эту модель (в ее первоначальном виде), однако дальше общих рассуждений дело не пошло. Нужно отметить насущную необходимость таких расчетов: после выполнения этой работы и краткого изложения результатов (Sidorchuk, 2002) автор неоднократно откликнулся на просьбы со стороны студентов, научных работников и практиков прислать детальную информацию о рассчитанном эрозионном потенциале для той или иной территории.

Потери почв на склонах  $A$  рассчитываются в RUSLE (так же как и в предыдущей версии USLE) как произведение так называемых факторов эрозии: эрозионного потенциала дождя  $R$ , фактора противоэрозионной устойчивости почвы  $K$ , фактора длины и крутизны склона  $LS$ , фактора растительного покрова  $C$ , фактора землепользования  $P$ :

$$A = RKLSCP \quad (1)$$

Каждый из перечисленных факторов имеет сложную структуру и состоит из большого числа субфакторов и параметров. Для расчетов смыва почв с помощью даже упрощенной модели RUSLE для каждого элемента склона необходима информация о 30 переменных, коэффициентах и показателях степени, из которых складываются субфакторы и факторы эрозии. С этой точки зрения мнение о простоте этой модели несколько оптимистично.

Моделирование проводилось посуточно для периода 1978-2002 гг. на базе растровой цифровой модели рельефа, с привлечением электронных баз данных по характеристикам осадков, почвы, растительности и землепользования. Произведение всех факторов эрозии для каждого пикселя и каждых суток в году, и суммирование суточных данных дает, согласно формуле (1), годовые темпы смыва  $A$  т/га для каждого пикселя размером  $625 \text{ м}^2$  в пределах верхних частей водосборов, каждый из которых имеет площадь не более  $0,063 \text{ км}^2$ . Эти верхние части водосборов суммарно составляют 92.3% территории Южного острова и 92.8% территории Северного острова. Средние величины смыва составили 1,9 т/га для Северного острова и 2,2 т/га для Южного острова, что соответствует максимальным измеренным значениям на малых водосборах под пастбищем (табл. 9). Общий рассчитанный годовой смыв составил 55,4 млн. тонн, из них 21,8 млн. тонн

с Северного острова и 33,6 млн. тонн с Южного острова. Межгодовая изменчивость рассчитанного смыва (рис. 3) в основном связана с климатическими изменениями и достигает 3 раз, при этом она не синхронна на Северном и Южном островах.

млн. тонн в год

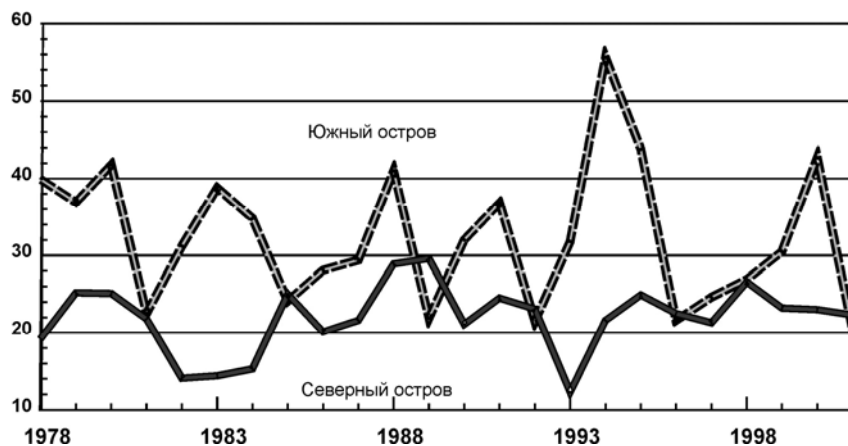


Рис. 3. Межгодовая изменчивость рассчитанных темпов эрозии почв в Новой Зеландии за счет плоскостного смыва.

### Сток взвешенных наносов с территории Новой Зеландии

Измерения стока взвешенных наносов на реках Новой Зеландии проводятся с 1950-х годов одновременно с измерением расходов воды по определенному графику. До последнего времени мутность воды в промежутках между измерениями расходов не определялась. В середине 90-х были начаты экспериментальные работы по детальному измерению мутности воды в реках с помощью мутномеров с дискретностью измерений 15 минут, однако до сих пор эти работы не вышли из стадии экспериментов. Поэтому основная масса данных о мутности воды представляет собой нерегулярно распределенные во времени измерения, более частые для периодов низкой воды и более редкие для паводков. Такие данные имеются почти для 230 постов, достаточно равномерно распределенных по территории. Количество измерений мутности на посту варьирует от десятка до нескольких сотен. Но даже для постов с большим количеством наблюдений имеется значительная область максимальных расходов воды, где наблюдения за мутностью отсутствуют. Это создает серьезные проблемы при интерпретации данных измерений и значительный разброс в оценках стока наносов. Например, для достаточно хорошо обеспеченного измерениями поста Канаканайа на р. Ваипоа (425 измерений расхода и мутности воды за 1950-2001 гг.) возможно использовать линейную аппроксимацию связи мутности  $C$  с расходом воды  $Q$ , что дает средний расход наносов 285 кг/с за период 1975-2001 гг.; можно

использовать степенную зависимость, что дает средний расход наносов 640 кг/с; сложная аппроксимация кривой

$$C = 10^{\frac{0.315+2.78(\lg Q)}{1+0.4(\lg Q)-0.033(\lg Q)^2}} \quad (2)$$

дает 300 кг/с. Даже если отбросить степенную связь, относительная ошибка расчета составит 16%. Если при аппроксимации не превышать значения мутности более 60 кг/м<sup>3</sup> (максимальная наблюдаемая мутность), то средний расход наносов будет соответственно равен 225, 305, 255 и 300 кг/с при максимальной относительной ошибке 28%. Большинство других постов обеспеченно данными измерений намного хуже, и ошибки расчета стока наносов на них не меньше. Зависимости типа (2) лишь в самом общем виде описывают ход мутности, который на большинстве рек имеет гистерезисный, петлеобразный вид с более высокой мутностью на подъеме паводка и более низкой на спаде при том же расходе воды [Christian, Tompson, 1978].

Сток наносов в территории Новой Зеландии оценивался неоднократно. Первая оценка для нескольких речных бассейнов была дана С. Томпсоном и Дж. Адамсом [Tompson, Adams, 1979, Adams, 1979]. Расчет проводился по зависимостям между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, причем поле измеренных значений описывалось кривой, проведенной от руки. Расчеты для всей территории Новой Зеландии были проведены Дж. Гриффитсом [Griffiths, 1981, 1982, Griffiths, Glasby, 1985]. Он также использовал зависимости между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, эти зависимости были найдены методом наименьших квадратов в области измеренных значений мутности и экстраполировались в область неизмеренных значений. Кроме того, устанавливались региональные зависимости вида

$$G = aP^b \quad (3)$$

где  $G$  – удельный слой стока наносов,  $P$  – годовой слой осадков. Эти зависимости использовались для расчета стока наносов из бассейнов неизследованных рек.

Несколько оценок стока взвешенных наносов выполнено М. Хиксом [Hicks et al, 1996, 2002]. Этот исследователь также использовал зависимости между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, найденные методом наименьших квадратов в области измеренных значений мутности, однако для области неизмеренных значений обычно применялись максимальные измеренные значения. Кроме того, Хикс уточнил вид зависимостей вида (3): он получил постоянный коэффициент  $b=2,3$  (Hicks et al, 1996) или 1,7 [Hicks, 2002] и переменный (зависящий от литологии слагающих речной бассейн горных пород) коэффициент  $a$ . Эти оценки М. Хикса более консервативны: если Дж. Гриффитс полагает сток взвешенных наносов с территории Новой Зеландии равным 378 млн. т/год (102 млн. т/год с Северного острова и 276 млн. т/год с Южного острова), то М. Хикс приводит цифру 209 млн. т/год (118 млн. т/год с Северного острова и 91 млн. т/год с Южного острова). Оценка Дж. Гриффитса для Южного острова явно

завышена, так как он использовал ненадежные данные по стоку наносов с территории Фьёрдленд – 13300 т/км<sup>2</sup> в год. Детальные исследования (Pickrill, 1993) показали, что средний за многолетие годовой модуль стока наносов здесь не превышает 28-209 т/км<sup>2</sup>, что и было принято М. Хиксом в его расчетах.

В этих оценках нет доли влекомых наносов. Эта доля очень велика в верховьях рек. Например, детальные измерения стока влекомых и взвешенных наносов были проведены во время паводка обеспеченностью один раз в два года (осадки 110 мм за 3 дня) в верхнем течении р. Драй Ачерон (приток р. Ракаиа, восточный склон Южных Альп). Здесь за паводок прошло 420 т взвешенных наносов (41% песка и 55% алеврита и глины) и 2560 т влекомых наносов, на 95% состоящих из мелкой гальки и гравия [Griffiths, Hicks, 1979]. Однако до устьев большинства крупных рек, впадающих в океан, эта галька не доходит – галечные влекомые наносы полностью аккумулируются в русле р. Ваимакарири в 3 км от устья [Griffiths, 1979], в русле р. Ваипоа в вершине зоны воздействия приливов [Gomez et al, 2003].

#### **Формирование стока наносов в реках**

Кроме плоскостного смыва со склонов источниками наносов в реках являются эрозионно-денудационные процессы, включающие сели; долинный крип; неглубокие (мощностью <1 м) оползни – оплывы; глубокие оползни; овражную эрозию, в том числе тоннельные овраги; размыв речных берегов; размыв речного русла. В результате сток наносов в реках существенно больше (в 4 раза), чем смыв наносов со склонов плоскостными потоками. Часто мутность потоков, поставляющих наносы с водосбора, выше мутности основной реки. Некоторые процессы (например, гравитационные) увеличивают сток наносов без увеличения стока воды. Все это приводит к увеличению мутности воды по длине реки. Это явление характерно для многих рек Новой Зеландии: из 29 рек, для которых имеется информация о стоке наносов на двух и более постах на 25 реках удельный сток наносов (и мутность воды) увеличивается по их длине (рис. 4).

Типичный пример таких процессов описан (McConchie, 1980) для урбанизированной долине Стокс Валли у Веллингтона (водосбор 12,7 км<sup>2</sup>), где во время дождя (250-300 мм за 12 часов) сошло 78 оползней общим объемом 33500 м<sup>3</sup>. Так как оползни формировались в основном в тальвегах долин 1 порядка, 70 оползней поставляли материал непосредственно в водотоки. Это привело к заилению городской дренажной сети. Одним из эффектов оползания было увеличение неравномерности стока: сток из овражных врезмов мог на некоторое время прекратиться, а затем проходила мощная волна воды с наносами высотой в несколько метров.

Среди геоморфологов Новой Зеландии бытует мнение (Л. Бешер, устное сообщение), что значительная часть стока наносов формируется при размыве берегов рек. Это мнение обосновывается наблюдениями Дж. Гриффитса (1979) на реках равнин Кентербери, который показал, что объем размыва берегов р. Ваимакарири в низовьях примерно равен стоку взвешенных

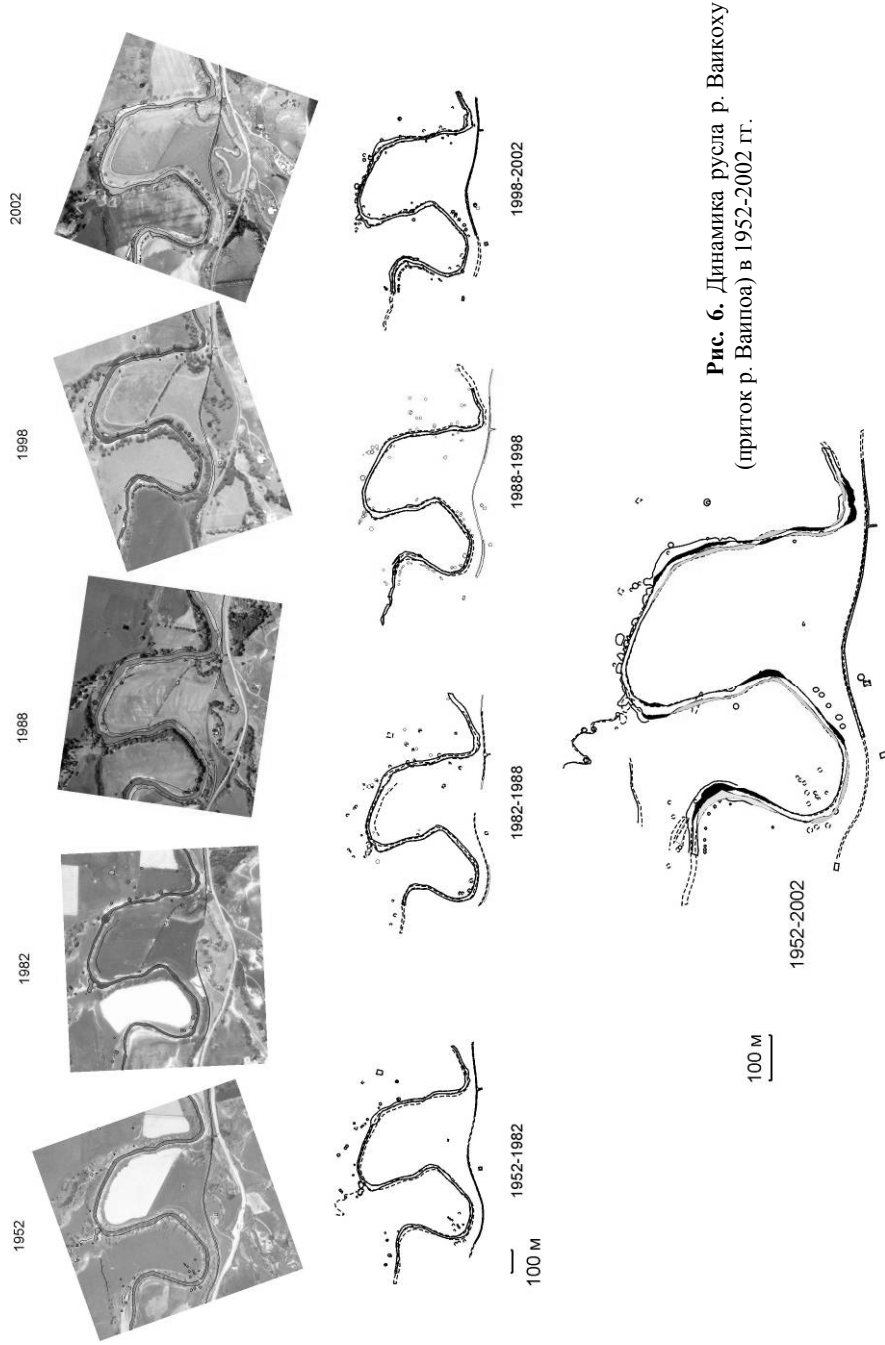


наносов этой реки в устье. Размыв берегов на реках Новой Зеландии выглядит очень эффектно: во время мощных паводков размываются оба берега реки (на излучинах и вогнутый, и выпуклый), ширина русла увеличивается (рис. 5).



**Рис. 5.** Размыв берегов р. Те-Араи (приток р. Ваипоа) во время паводка августа 2002 г. (фото администрации области Гисборн).

Однако, это не может продолжаться долго: в периоды стока, близкого к норме, общий размыв сменяется общей аккумуляцией и ширина русла уменьшается. Этот процесс можно проиллюстрировать на примере отрезка меандрирующего русла р. Ваикоху (приток р. Ваипоа, Восточный полуостров) длиной около 2 км (рис. 6). Сравнение аэрофотоснимков залетов 1952, 1982, 1988, 1998 и 2002 гг. показало (табл. 12), что в среднем за длительный период площади и объемы размыва берегов примерно равны площадям и объемам аккумуляции в русле: за 1952-2002 гг. площадь размыва составила здесь  $10600 \text{ м}^2$ , площадь аккумуляции –  $9700 \text{ м}^2$ , интенсивность поступления наносов в русло  $0,2 \text{ м}^3$  на м длины русла в год. Это примерно  $7000 \text{ т/год}$  наносов с 45 км длины основной реки и ее главного притока. Средний годовой сток наносов р. Ваикоху, приведенный к створу измерения скорости размыва берега, составил  $0,93 \text{ млн. т/год}$ , т.е. за счет размыва берегов формируется около 0,8% годового стока реки. Однако во время мощного паводка 6-24 марта 1988 года при прохождении здесь циклона Бола, общий размыв берегов составил  $18600 \text{ м}^2$  (при сравнении снимков 1982 и 1988 гг.) при полном отсутствии аккумуляции. Это примерно  $43 \text{ м}^3$  на м длины русла ( $\sim 0,97 \text{ млн. т}$  со всей длины реки), и основная часть этого объ-



**Рис. 6.** Динамика русла р. Вайкоху  
(приток р. Вайца) в 1952-2002 гг.

ема была размывта во время паводка. Сток наносов с водосбора за паводок был около 13,4 млн. т, т.е. доля размыва берегов составляла около 7%. Уже в следующие 10 лет площадь аккумуляции в русле превысила площадь размыва и следы паводка 1988 года 1% обеспеченности в 1998 г были мало заметны.

**Таблица 12.** Темпы переформирования русла р. Ваикоху на участке длиной 1950 м

период между съемками, годы	1952-1982	1982-1988	1988-1998	1998-2002	1952-2002
продолжительность периода, годы	30	6	10	4	50
площадь размыва, м <sup>2</sup>	12651.43	18617.86	7285.71	5795.00	10632.00
площадь аккумуляции, м <sup>2</sup>	18520.00	0.00	14385.00	10107.86	9675.00
интенсивность размыва, м <sup>3</sup> /м в год	0.97	7.15	1.68	3.34	0.49
интенсивность аккумуляции, м <sup>3</sup> /м в год	0.95	0.00	2.21	3.88	0.30

#### **Трансформация стока наносов со склонов в сток наносов в реках**

Для эрозионных ландшафтов Новой Зеландии характерны высокие значения коэффициента доставки наносов. Анализ измерений стока наносов на 204 постах показал [Hicks, Davies, 2000], что на реках Новой Зеландии 84% взвешенных наносов проходит в русле при расходах воды меньше среднегодового максимума. Более подробными исследованиями для 5 относительно крупных рек установлено, что 50% наносов проносится при расходах воды обеспеченностью менее чем раз в 0,41-1,15 лет, а 90% - при расходах воды обеспеченностью менее чем раз в 4,2-13 лет. Это приводит к тому, что наиболее эффективные (руслоформирующие, в отечественной терминологии) расходы воды намного меньше среднегодового максимума и проходят в основном в пределах русла реки. Подобный режим стока наносов приводит к относительно малой доле аккумуляции наносов на пойме – не более 5% стока взвешенных наносов (хотя абсолютные значения могут быть значительны) и к практически полному выносу поступающих со склонов взвешенных наносов из речных русел в океан (Gomez et al., 1999).

Такой режим характерен и для малых водотоков в вершинах водосборов. Т. Марутани с соавторами [Marutani et al., 1999, Kasai et al., 2001] исследовали баланс наносов на 6 малых (площадь 33-486 га) водосборах в бассейне р. Ваипоа за период 1960-1996 гг. Здесь наносы поступают в водотоки из так называемых "оврагов". В периоды интенсивных ливней (3-7 суток), обычно связанных с тропическими циклонами (16 за период 1914-1996 гг.), с крутых оголенных склонов "оврагов" площадью 6-70 га в водотоки поступает масса наносов самого разного гранулометрического состава, в основном – щебня. Часть этого материал аккумулируется в днищах малых долин, часть наносов выносится в более крупные реки. В периоды меньшей интенсивности склоновых процессов (длительностью до 10 лет) наносы в малых долинах размываются водотоками, при этом формируются террасы вреза-

ния. Так, в 1988-1996 гг. из долины Матаконекоме (длина 2,1 км, площадь водосбора 434 га, площадь "оврагов" 34 га) выносилось 12,5 тыс. м<sup>3</sup> наносов в год, из долины Оил Спрингс (длина 1,6 км, площадь водосбора 305 га, площадь "оврагов" 33 га) – 8,3 тыс. м<sup>3</sup> наносов в год. В целом за многолетие практически все наносы выносятся из малых долин и коэффициенты доставки для них в среднем равны 1,0.

### Заключение

В среднем за многолетие с территории Новой Зеландии в океан поступает около 200 млн. т взвешенных наносов в год. Это около 1-1,5% глобального стока наносов с территории, которая составляет лишь 0,18% всей суши. Рельеф, климат, разнообразие процессов и хозяйственная деятельность человека приводят к тому, что сток наносов с территории Новой Зеландии в 8 раз интенсивнее, чем среднеглобальный. На Южном острове эта эрозия в основном сосредоточена в Южных Альпах. По оценкам Дж. Адамса [Adams, 1980] современные темпы эрозии в Южных Альпах полностью компенсируют тектоническое поднятие. Этот вывод подтверждается другими исследователями на региональном материале: Л. Бешер с соавторами [Basher et al., 1988] показали, что в бассейне р. Кропп (28,5 км<sup>2</sup>), где в год выпадает 10800 мм осадков, сток наносов составляет 29600±2500 т/км<sup>2</sup>, или темпы денудации равны 11±1 мм/год, при скорости тектонического поднятия здесь 12±2 мм/год. На Северном острове наносы в основном формируются на Восточном полуострове, в бассейнах рек Ваипоа и Ваипу. Здесь интенсивность эрозионно-денудационных процессов обусловлена горнохолмистым рельефом, интенсивными осадками при прохождении тропических циклонов и очень малой противоэрозионной стойкостью сильно трещиноватых меловых аргиллитов и алевролитов. Действие этих природных факторов на порядок усилено вырубкой леса на склонах и заменой его пастбищем. Травянистая растительность в подобных литологических условиях не закрепляет склоновый чехол, что приводит к массовому оползанию реголита. В Южных Альпах и на Восточном полуострове формируется две трети стока наносов с территории Новой Зеландии в океан. Остальная часть страны, более равнинная или залесенная, поставляет еще одну треть наносов.

Пространственная дифференциация интенсивности эрозионных процессов в Новой Зеландии велика, еще больше дифференциация антропогенной составляющей стока наносов. На Южном острове из ~90 млн. тонн в год стока наносов 90% (~80 млн. тонн) формируется в Южных Альпах (треть территории острова) и определяется в основном естественными процессами. На Северном острове тоже примерно треть территории находится в слабонарушенном состоянии, но здесь формируется не более 10% стока наносов (~10 млн. тонн), остальные ~100 млн. тонн сносятся с трансформированных человеком ландшафтов. По сравнению с естественными условиями темпы эрозии увеличились с приходом полинезийцев в среднем в 2 раза, с приходом европейцев в 10 раз. Это означает, что естественный сток наносов с Южного острова составлял ~80 млн. тонн, а с территории Северного

острова ~20 млн. тонн, т.е. до открытия Новой Зеландии человеком сток наносов здесь был ~100 млн. тонн в год. С приходом полинезийцев и началом уничтожения лесов сток наносов на Северном острове увеличился до ~30 млн. тонн, т.е. общий сток наносов увеличился до ~110 млн. тонн (на 10%). Максимум антропогенная составляющая стока наносов достигала в середине XX века после кардинального нарушения природной экосистемы неупорядоченным землепользованием. По самым консервативным оценкам она была втрое больше современной, составляя ~300 млн. тонн, т.е. общий годовой сток наносов стал ~400 млн. тонн или вчетверо больше естественного. После реализации государственной программы интенсивной мелиорации пастбищ, уменьшения площади пашни и посадок леса на наиболее эрозионно-опасных территориях, антропогенная составляющая стока наносов снизилась; тем не менее, общий годовой сток наносов ~200 млн. тонн с этой весьма ухоженной территории вдвое больше естественного.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Adams, J.** 1979: Sediment load of North island Rivers, New Zealand – a reconnaissance. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 18.

**Adams J** 1980: Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Am* 91.

**Basher, L.R.** 1990: Wind erosion and soil re-formation in the upper Hurunui River gorge. Division of Land and Soil Sciences Technical Record CH6, Department of Scientific and Industrial Research, Christchurch.

**Basher, L.R., Beecroft, F.G.** 1991: The effectiveness of erosion pins for erosion assessment in the Otago uplands. *DSIR Land Resources Technical Record* 69

**Basher, L.R., Tonkin, P.J., McSaveney, M.J.** 1988: Geomorphic history of a rapidly uplifting area on a compressional plate boundary. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Suppl. Bd* 69.

**Basher, L.R. and Webb, T.H.** 1997: Wind erosion rates on terraces in the Mackenzie Basin. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 27.

**Basher L.R., Cathcart S, Crush J, Hart B, Clark S, Ross C.W., Williams P.H.** 1997: Soil and water management for sustainable vegetable production in a peri-urban area, Pukekohe, New Zealand 'Wai Whenua/Water Land', Proceedings of the 24th Hydrology and Water Resources Symposium, Auckland, New Zealand Hydrological Society and the National Committee on Water Engineering of the Institution of Engineers Australia, Auckland, New Zealand.

**Basher L.R., D.M. Hicks, B. Handyside, C.W. Ross.** 1997: Erosion and sediment transport from the market gardening lands at Pukekohe, Auckland, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 36(1).

Black Birch Experimental Area, 1972: NWSCO

**Blanscheke P.M, N.A. Trustrum, R.C Derose.** 1992: Ecosystem processes and sustainable land use in New Zealand steplands. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 41.

**Blong R.J.** 1966: Discontinuous gullies on the volcanic plateau. *Journal of Hydrology, New Zealand* v4.

**Blong R.J.** 1970: The development of discontinuous gullies on pumic catchment. *American Journal of Science* 268.

**Boughton W.C.** 1967: Plots for evaluating the catchment characteristics affecting soil loss. 1- Design of experiments. *Journal of Hydrology, New Zealand* v6 n2.

**Burns, S.F. and Tonkin, P.J.** 1987: Erosion and sediment transport by windthrow in a mountainous beech forest, New Zealand. Pp. 269-270 in Beschta, R.L., Blinn, T., Grant, G.E., Swanson, F.J., Ice, G.G. (Eds), *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, IAHS Publication 165.

**Campbell D.A.** 1961: Down to the sea in slips. *Soil Conservation and river control council. Bulletin N 5.*

**Campbell D.A.** 1965: The sky's the limit. Aerial mechanisation of pasture improvement and soil conservation in New Zealand. *Soil Conservation and river control council. Bulletin N 18.*

**Christian R, Tompson S.M.** 1978: Loop rating and grading of suspended sediment in the Mararoa. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 17.

**Coker, R.J., Fahey, B.D.** 1993: Road-related mass movement in weathered granite, Golden Downs and Motueka Forests, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 31.

**Crozier, M.J.** 1968: Earthflows and related environmental factors of eastern Otago. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 7.

**Cumberland K.B.** 1944: Soil erosion in New Zealand.

**Crozier, M.J.** 1969: Earthflow occurrence during high intensity rainfall in eastern Otago, New Zealand. *Engineering Geology* 3: 325-334

**Davies-Colley RJ** 1997: Stream channels are narrower in pasture than in forest. *N.Z. Journal of Marine and Freshwater Research* 31.

**Dymond John R., Jessen Murray R., Lovell Leyton R.** 1999: Computer simulation of shallow landsliding in New Zealand hill country. *JAG* Volume 1, Issue 21.

**Derosé R.C., N.A. Trustrum, N.A. Thomson, A.Roberts.** 1995: Effect of landslide erosion on Taranaki hill pasture production and composition *New Zealand Journal of Agricultural Research*, Vol. 38.

**Dons A.** 1987: Hydrology and sediment regime of a pasture, native forest, and pine forest catchment in the central North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Forestry Science* 17(2/3).

**Eden Dennis N., Michael J. Page** 1998: Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 139.

**Ekanayake J.C., Phillips C.J.** 1999: A model for determining thresholds for initiation of shallow landslides under near-saturated conditions in the East Coast region, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 38(1).

**Elliott A.H., Y.Q. Tian, J.C Rutherford, and W.T. Carlson.** 2002: Effect of cattle treading on interrill erosion from hill pasture: modelling concepts and analysis of rainfall simulator data *Aust. J. Soil Res.*

- Empson L., Flenley J., Sheppard P.** 2002: A dated pollen record of vegetation change on Mayor Island (Tuhua) throughout the last 30000 years. *Global and Planetary Change* 33: 329-337
- Eyles, G.O.** 1983: The distribution and severity of present soil erosion in New Zealand. *NZ Geographer* 39(1).
- Eyles, G.O.** 1985: The New Zealand Land Resource Inventory Erosion Classification. Water and Soil Miscellaneous Publication No. 85.
- Fahey, B.D., Coker, R.J.** 1989: Forest road erosion in the granite terrain of Southwest Nelson, New Zealand. *Journal of Hydrology (N.Z.)* 28.
- Fahey B.D., M. Marden, C.J. Phillips.** 2003: Sediment yields from plantation forestry and pastoral farming, coastal Hawke's Bay, North Island, *Journal of Hydrology (NZ)* 42 (1).
- Gair HS, Williams CL** 1964: Note on recent gully erosion NZ *Journal of Geology and Geophysics* 7.
- Gillingham Allan G, Thorrold Bruce S.** 2000: A Review of New Zealand Research Measuring Phosphorus in Runoff from Pasture J. *Environ. Qual.* 29.
- Gillon M. D., G.J. Saul** 1995: Cairnmuir Landslide Infiltration Protection Stabilisation Works Proceedings of the Institution of Professional Engineers New Zealand Annual Conference "Innovative Technology".
- Ghani M.A.** 1978: Late Cenozoic vertical crustal movements in the southern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 21.
- Gomez B., Eden D.N., Hicks D.M., Trustrum N.A., Peacock D.H., Wilmshurst J.** 1999: Contribution of floodplain sequestration to the sediment budget of the Waipoa River, New Zealand. In: *Floodplains: Interdisciplinary Approaches.* Alexander J., Marriott S.B, Hey R. (eds). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 163.
- Gomez, B., K. Banbury, M. Marden, N. A. Trustrum, D. H. Peacock, P. J. Hoskin** 2002: Gully erosion and sediment production: Te Weraroa Stream, New Zealand *Water Resources Research*, vol. 39, no. 7.
- Grant P.J.** 1965: Major regime changes of the Tukituki river, Hawke's bay, since about 1650 A.D. *Journal of Hydrology, New Zealand* v.4 n1.
- Griffiths, G.A.** 1979: Recent sedimentation history of the Waimakariri River, New Zealand. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 18.
- Griffiths G.A.** 1981: Some suspended sediment yields from South Island catchments, New Zealand. *Wat. Resour. Bull.* 17.
- Griffiths G.A.** 1982: Spatial and temporal variability in suspended sediment yields of North Island basins, New Zealand. *Wat. Resour. Bull.* 18.
- Griffiths G.A., Hicks, D.M.** 1979: Transport of sediment in mountain streams: performance of a easurement system during a two year storm. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 18.
- Griffiths, G.A., Glasby, G.P.** 1985: Input of river derived sediment to the New Zealand continental shelf. I *Mass. Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21.

**Grocott, G.G.** 1996: The effect of major erosion on Lewis Pass, South Island. Proceedings of the Institution of Professional Engineers New Zealand Annual Conference "Engineering, providing the foundation for Society".

**Hancox, G.T., Perrin, N.D.** 1994: Green Lake landslide: an ancient large-scale wedge failure in glaciated terrain, Fiordland, New Zealand Institute of Geological & Nuclear Sciences science report 93/18, New Zealand Institute of Geological & Nuclear Sciences, Wellington.

**Hancox, G.T., McSaveney, M.J., Davies, T.R., Hodgson, K.** 1999: Mt Adams rock avalanche of 6 October 1999 and the subsequent formation and breaching of a large landslide dam in Poerua River, Westland, New Zealand. IGNS Science Report 99/19, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Wellington

**Hayward, J.A.** 1971: Measuring a rate of soil erosion. Pp. 274-289 in Proceedings of the Seminar on Catchment Control in New Zealand, Massey University, New Zealand Association of Soil Conservators, Palmerston North.

**Hayward, J.A.** 1980: Hydrology and stream sediment from Torlesse Stream. Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute Special Publication No. 17, Lincoln College.

**Hewitt, A.E.** 1996: Estimating surface erosion using <sup>137</sup>Cs at a semi-arid site in central Otago, New Zealand. Journal of the Royal Society of New Zealand 26.

**Hewitt AE** 1998: New Zealand Soil Classification. 2nd edition. Landcare Research Science Series 1. (Manaaki Whenua Press, Landcare Research: Lincoln, New Zealand)

**Hicks D.L.** 1995: A way to estimate the frequency of rainfall-induced mass movements Journal of Hydrology (NZ) Vol. 33 No. 1.

**Hicks D.** Murray 1990: Suspended Sediment Yields from Pasture and Exotic Forest Basins Abstracts of NZ Hydrological Society Symposium, Taupo,

**Hicks D.M.** 2002: Suspended-Sediment Yield Map. <http://www.niwas-science.co.nz/nwtr/tools#ssy>

**Hicks D.M., Davies T.** 2000: Erosion and sedimentation in extreme events. In: M.P. Mosley, C.P. Pearson (eds). Floods and Droughts: the New Zealand experience. NZHS.

**Hicks D.M., Jane Hill and Ude Shankar.** 1996: Variation of suspended yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology. IAHS Publication No. 236, Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives.

**Hicks M.** 1988: Differences in suspended ediment yield from basins established in pasture and in exotic forest. Abstracts of NZ Hydrological Society Conference, Dunedin

**Holloway J.T.** 1959: Pre-European vegetation of New Zealand. Descriptive Atlas of New Zealand.

**Hunter, G.G. and Lynn, I.H.** 1988: Wind erosion of a soil in North Canterbury. New Zealand Journal of Experimental Agriculture 16.

**Kasai M., Marutani T., Reid L., Trustrum N.A.** 2001: Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Waipaoa river, North Island, New Zealand Earth Surf. Process. Landforms 26.

**Khatri Chhetri T. B., D. J. Painter** 1971: Erodibility of New Zealand Soils. Journal of Hydrology (N.Z.) Vol. 10, No. 1.

**Lambert M.G., Trustrum N.A., Costall D.A.** 1984: Effect of soil slip erosion on seasonally dry Wairarapa hill pastures. New Zealand Journal of Agricultural Research, Vol. 27.

**Lambert M.G., Trustrum N.A., Costall D.A., Foote A.G.** 1993: Revegetation of erosion scars in Wairarapa hill country. Proc. of New Zealand Grassland Association, Vol. 55.

**Marutani T., Kasai M., Reid L., Trustrum N.A.** 1999: Influence of Storm-Related Sediment Storage on the Sediment Delivery From Tributary Catchments in The Upper Waipaoa River, New Zealand Earth Surf. Process. Landforms 24.

**Mather A. S.** 1982: The Desertification of Central Otago, New Zealand Environmental Conservation, Vol. 9, No. 3.

**McConchie J.A.** 1980: Implication of landslide activity for urban drainage. Journal of Hydrology (New Zealand). v19.

**McConchie J.A.** 1992: Water and slope stability In: Waters of New Zealand.

**McGowan, H.A.** 1996: The weather of windblown sediment: aeolian processes within the New Zealand landscape. Weather and Climate 16.

**McKerchar, A.I., Pearson, C.P., and Fitzharris, B. B.** 1998: Dependency of summer lake inflows and precipitation on spring SOI, J. Hydrol., 205.

**McSaveney, M.J., Griffiths G.A.** 1987: Drought, rain and movement of recurrent eathflow complex in New Zealand. Geology 15.

**Milliman J.D.** 1997: Fluvial discharge to the sea and the importance of regional tectonics. In: Ruddiman W.F. (Ed.) Tectonic Uplift and Climate Change. Plenum Press, New York.

**Molloy, B.P.J.** 1977: The fire history. In Burrows, C.J. (Ed), Cass: history and science in the Cass district, Canterbury, New Zealand, Department of Botany, University of Canterbury.

Moutere soil conservation station, Nelson. 1968: Soil Conservation and river control council. Information Series N 1.

**Mosley M.P.** 1982: The effect of a New Zealand beech forest canopy on the kinetic energy of water drops and on surface erosion Earth Surface Processes and Landforms, 7.

**O'Loughlin C.L., L.K.Rowe, A.J.Pearce.** 1978: Sediment yields from small forested catchments North Westland – Nelson, New Zealand. Journal of Hydrology, New Zealand v17.

**O'Loughlin, C.L., Rowe, L.K., Pearce, A.J.** 1984: Hydrology of mid-altitude tussock grasslands, upper Waipori catchment, Otago - 1. Erosion, sediment yields, and water quality. Journal of Hydrology (NZ) 23.

**O'Loughlin C.L., Pearce A.J.** 1976: Influence of cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, North Westland, New Zealand. *Bulletin of the International Association of engineering geology* N 14.

**Owen R.C.** 1981: Soil strength and microclimate in the distribution of shallow landslides., *Journal of Hydrology, New Zealand* v20.

**Owens, I.F.** 1967: Mass movements in the Chilton valley. M.A. thesis (Geography), University of Canterbury.

**Owens, I.F.** 1969: Causes and rates of soil creep in the Chilton valley. *Arctic and Alpine Research* 1.

**Page M.J., N. A. Trustrum** 1997: A late Holocene lake sediment record of the erosion response to land use change in a steepland catchment, New Zealand *Z. Geomorph. N. F* 41(3).

**Pain C.F.** 1968: Geomorphic effects of floods in the Orere river catchment, eastern Hunua ranges. *Journal of Hydrology (New Zealand)*.v7.

**Painter, D.J.** 1972: An introduction to the "universal" soil equation and Lincoln research efforts on soil erodibility. In: *Loess soils and problems of land use*. Otago Catchment board publication N. 4.

**Painter, D.J.** 1978: Soil erosion rates on New Zealand farmland. in *Proceedings of the Conference on Erosion Assessment and Control in New Zealand*, Christchurch, August 1978, New Zealand Association of Soil Conservators.

**Page M.J., Trustrum N.A., Dymond J.R.** 1994: Sediment budget to assess the geomorphic effect of a cyclonic storm, *New Zealand Geomorphology* 9.

**Page M.J., Reid L.M., Lynn I.H.** 1999: Sediment production from Cyclone Bola landslides, Waipaoa catchment. *Journal of Hydrology (NZ)* 38(2).

**Pearce A.J., O'Loughlin C.L., Jackson R.J., Zhang X.B.** 1987: Reforestation: on-site effects on hydrology and erosion, eastern Raukumara Range, New Zealand *Forest Hydrology and Watershed Management (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987)*:IAHS-AISH Publ.167,

**Pearce, A.J., Watson, A.J.** 1983: Medium-term effects of two landslide episodes on channel storage of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 8.

**Pickrill, R.A.** 1993: Sediment yields in Fiordland. *Journal of Hydrology(NZ)* 31.

**Phillips C.J.** 1988: Geomorphic Effects of Two Storms on The Upper Waitahaia River Catchment, Raukumara Peninsula, New Zealand. *Journal of Hydrology (N.Z.)* Vol. 27 No. 2.

**Phillips, C.J.; Marden, M.** 2003: Erosion and stormwater control in the Forest industry: past, present and future? In: *Proceedings of the 3rd South Pacific Conference on Stormwater and Aquatic Resource Protection*. 14-16 May 2003, Auckland, New Zealand.

**Pular V.A.** 1966: Slips in relation to rainfall and soil characteristics. *Journal of Hydrology, New Zealand* v5.

- Radcliffe J.E.** 1968: Soil Conditions on Tracked Hillside Pastures N.Z. J. agric. Res., 11.
- Read, S.A.L.** 1976: Geological report on a landslide, Lake Te Anau, New Zealand. Report EG 328, New Zealand Geological Survey, DSIR, Wellington.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A. McCool, D.K. and Yoder, D.C.** 1997: Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agricultural Handbook 703.
- Restoration of Hill country by conservation farming, Wither reserve, Blenem. 1955: Soil Conservation and river control council. Bulletin N 8.
- Rowe, L.K.** 1979: Rainfall interception by a beech-podocarp-hardwood forest near Reefton, North Westland, New Zealand, Journal of Hydrology (NZ), 18.
- Scott, D.** 1963: Erosional effects of recent and past cloudbursts in the Godley valley, Lake Tekapo. Proceedings of the New Zealand Ecological Society 10.
- Selby M.J.** 1976: Selected annotated bibliography of mass wasting in New Zealand. University of Waikato, Occasional Report N 1.
- Selby M.J., P.J.Hosking** 1973: The erodibility of pumice soils of the North Island, New Zealand.. Journal of Hydrology, New Zealand v12.
- Smith, C.M.** 1992: Riparian afforestation effects on water yields and water quality in pasture catchments. Journal of Environmental Quality 21.
- Sidorchuk A.** 2002: Modelling of soil erosion and organic carbon flux in New Zealand at the regional and national scale. New Zealand Society of Soil Science. Golden Jubilee Conference abstracts. Wellington.
- Soils of New Zealand. Part 1. 1968: Soil Bureau Bulletin 26 (1).
- Soons, J.M., Rainer, J.M.** 1968: Micro-climate and erosion processes in the Southern Alps, New Zealand. Geografiska Annaler 50A.
- Thompson S.M., Adams J.** 1979: Suspended load in some major rivers of New Zealand. In: Murray D.L. and Ackroyd P. (eds) Physical Hydrology – New Zealand experience. NZHS.
- Tonkin, P.J. and Basher, L.R.** 1990: Soil stratigraphic techniques in the study of soil and landform evolution across the Southern Alps, New Zealand. Geomorphology 3.
- Trustrum N.A., R.C. Derose.** 1988: Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, Taranaki, New Zealand. Geomorphology, 1.
- Watson A., Marden M., Rowan D.** 1995: Tree species performance and slope stability. In: Vegetation and slopes: stabilisation, protection and ecology.
- Whitehouse, I.E.** 1984: Erosion in the eastern South Island high country - a changing perspective. Journal of the Tussock Grassland and Mountain Lands Institute, Review 42.
- Whitehouse, I.E., McSaveney, M.J., Chirm, T.J.H.** 1980: Dating your scree. Journal of the Tussock Grassland and Mountain Lands Institute, Review 39.

Г.А. Ларионов

## ИСТИРАНИЕ ПОЧВЕННЫХ АГРЕГАТОВ В СКЛОНОВЫХ ПОТОКАХ\*

[В содержание](#) [Библиография](#)

Как известно наносы, представленные в склоновых потоках почвенными агрегатами и продуктами их разрушения в виде пыли и глинистых частиц исходной почвы, оказывают существенное влияние на интенсивность эрозии. В связи с этим сведения об истираемости агрегатов являются одним из ключевых моментов в разработке физически обоснованных моделей эрозии.

В моделях эрозии, основанных на закономерностях механизма процесса, замедление роста смыва по длине склона обычно связывают с накоплением в потоке наносов, полагая, что на их транспорт расходуется энергия потока, которая могла бы идти на отрыв частиц почвы. Согласно модели WEPP интенсивность смыва почвы уменьшается пропорционально разности между транспортирующей способностью потока и содержанию в нем наносов [Foster et. all., 1989]. Ц.Е. Мирцхулава [1970], исходя из того, что на склонах смыв сменяется аккумуляцией наносов лишь при существенном уменьшении уклона, считал, что транспортирующая способность склоновых потоков всегда в «избытке», и поэтому влияние наносов на смыв можно не принимать во внимание. В то же время имеются данные о влиянии на транспортирующую способность соотношения концентрации наносов в потоке в целом и в его придонном слое, что зависит от доли перемещаемых почвенных агрегатов [Todten, 1976].

Одной из посылок гидрофизической модели эрозии [Ларионов, Краснов, 1997] является положение о связи эродирующей способности потока с концентрацией влекомых наносов. Основанием послужили факты существенно более быстрого относительного снижения интенсивности талого смыва по длине склона на черноземных почвах, по сравнению со смывом на склонах с каштановыми и дерново-подзолистыми почвами [Ларионов, 1993]. Естественно было объяснить этот эффект различием в степени агрегированности и высокой стойкостью агрегатов черноземов к истиранию, в связи с чем в склоновом стоке наносов доля влекомых наносов, представленных главным образом агрегатами, относительно выше. Математическое моделирование и некоторые экспериментальные данные [Ларионов и др., 2005] также показали, что интенсивность отрыва частиц почвы потоком должна находиться в обратной зависимости от количества донных наносов.

Однако, согласно экспериментам, не только донные наносы оказывают влияние на отрыв частиц почвы. Оказалось, что взвешенные наносы влияют на интенсивность эрозии еще больше. Механизм этого влияния за-

---

\* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №06-05-64637) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

ключается в том, что взвешенные наносы, представленные мелкодисперсными частицами, заполняют межагрегатные поры верхнего слоя почвы и тем самым усиливают сцепление между почвенными агрегатами, что соответственно увеличивает величину критической скорости и резко понижает эродируемость почвы в потоке с взвешенными наносами [Ларионов и др., 2006]. Таким образом, содержание наносов в потоке и соотношение между влекаемыми и взвешенными частицами, которые в склоновых потоках возникают в результате истирания почвенных агрегатов, определяют в значительной степени, как на общие потери почвы, так и распределение потерь по длине склона и перераспределение наносов в эрозионно-русловой системе. В связи с этим было выполнено экспериментальное исследование закономерностей истирания почвенных агрегатов и воздействие факторов процесса, что позволит оценить количество донных и взвешенных наносов на протяжении склоновых потоков.

Объект исследования – мезоагрегаты тяжелосуглинистого выщелоченного чернозема пахотного горизонта. Почва была высушена, просеяна, капиллярно увлажнена в течение 12 часов, а затем подвергалась мокрому просеиванию. После нового высушивания были отобраны водопрочные агрегаты размером 5, 3 и 2 мм для первой серии экспериментов, 2 и 4 мм – для второй серии. Из этих фракций набирались образцы – по десять агрегатов в каждом. Образцы взвешивались с точностью до 0,001 г и капиллярно замачивались снизу на 12 часов.

Исследование истирания почвенных агрегатов проводилось в гидравлическом лотке длиной 10 м и шириной дна 0,1 м. Естественная шероховатость ложа потока имитировалась слоем окатанного гравия (диаметром 0,3-1,0 см), покрытого пленкой смеси суглинка с клеем ПВА. Во всех опытах стабильно выдерживались гидравлические параметры – уклон, расход воды, глубина потока (1,0 см) и средняя скорость (90 см/с). Порядок действий был следующим. Образец (10 взвешенных агрегатов) смывался из чашки поток в голове лотка; у нижнего конца лотка агрегаты улавливались на сито с ячейками 0,25 мм. Эта операция повторялась до тех пор, пока суммарный путь транспортировки агрегатов потоком не достигал заданной для каждой серии опытов величины: 10, 20, 50, 100, 150 или 200 м, соответственно. Одновременно фиксировались скорость перемещения агрегатов, периодически велась фото- и киносъемка агрегатов и процесса их перемещения в потоке. Для каждой серии опыта измерялись глубина и скорость потока. Продолжительность движения агрегатов по лотку, т.е. на каждом 10-метровом отрезке пути, определялась как разность между моментом пуска агрегатов и поступлением их на сито. В конце каждого опыта сохранившиеся агрегаты высушивались и взвешивались. Разность между начальным и конечным весом образца рассматривалась как потери агрегатов на истирание и разрушение до размеров менее 0,25 мм. В каждой серии, т.е. для каждой длины пути, опыты проводились в трех-шестикратной повторности.

Визуальные наблюдения и фотосъемка показали, что процесс разрушения агрегатов проходит две стадии. На первых десятках метров прой-

денного пути (50-80 м) наиболее активно происходит распад агрегатов на более мелкие, т.е. их количество в потоке увеличивается. В это же время появляется достаточно большое количество тонких взвешенных наносов, которые были сцеплены с крупными композитными агрегатами и отделились от них в момент распада последних на составные части. После первых десятков метров агрегаты еще сохраняют изначальную ребристость, свойственную агрегатам черноземных почв. При последующей транспортировке количество агрегатов крупнее 0,25 мм только сокращается, их истирание существенно замедляется (вторая стадия), «ребра» сглаживаются, а поверхность граней уменьшается вплоть до их полного исчезновения. Частицы приобретают в сечении закругленную или эллиптическую форму.

Выявляются, таким образом, 2 стадии 1) преимущественного разрушения, сопровождающегося истиранием, и 2) собственно истирания. Подобное сочетание разрушения и истирания наблюдается и при движении обломков пород в руслах горных рек, где наряду с истиранием происходит дробление частиц при их соударении [Маккавеев, 1955]. На стадийность в разрушении почвенных агрегатов впервые обратил внимание Г.И. Швец [1974], который называл первую стадию стадией «взрывного разрушения» характерной для первых 100-150 м пути.

Мерой разрушения и истирания почвенных агрегатов служил их суммарный остаточный вес после прохождения пути заданной длины, отнесенный к первоначальному весу образца (табл. 1).

**Таблица 1.** Разрушение и истирание почвенных агрегатов при их транспортировке склоновыми потоками.

Длина пути, м	Повторность	Суммарный остаточный вес агрегатов в образце (% от начального)	Квадратичное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Фракция 2 мм					
10	6	77,9	11,04	4,51	14,2
20	3	70,5	2,31	1,33	3,3
50	5	44,7	13,81	6,18	30,9
100	3	36,6	12,21	7,05	33,3
150	4	35,2	7,09	3,54	20,1
200	4	28,9	8,99	4,50	31,2
Фракция 3 мм					
10	3	72,8	3,56	2,05	4,9
20	3	69,2	2,48	1,43	3,6
50	3	50,4	23,38	13,50	46,4
100	3	28,8	7,04	4,07	24,5
150	3	18,5	2,04	1,18	11,0
200	3	15,8	5,74	3,32	36,4
Фракция 5 мм					
10	3	61,2	9,19	5,31	15,0
20	4	55,6	2,59	1,29	4,7
50	3	33,1	12,64	7,30	38,2
100	3	9,2	1,55	0,89	16,8
150	3	9,5	0,47	0,27	4,9
200	3	5,5	1,94	1,12	35,3

Анализ данных таблицы показывает, что в целом динамика разрушения почвенных агрегатов аналогична закономерностям истирания частиц горных пород в руслах рек, описывающихся уравнением А. Штернберга [Маккавеев, 1955].

$$P = P_0 \exp^{-\alpha x} \quad (1)$$

где  $P$  и  $P_0$  – соответственно исходный вес частицы и ее вес после прохождения пути длиной  $x$  м,  $\alpha$  – коэффициент, зависящий, главным образом, от твердости породы, скорости течения, перемещения частицы и, в небольшой степени, от ее размеров. Оказалось, что применительно к разрушению почвенных агрегатов, уравнение (1) нуждается в корректировке – значение коэффициента  $\alpha_n$  существенно зависит от размеров агрегатов и еще более – от длины пройденного пути (табл. 2).

**Таблица 2.** Зависимость коэффициента  $\alpha_n$  (средние значения) от длины пути перемещения и исходной крупности агрегатов

Длина пути, м	Размер агрегатов, мм		
	2	3	5
10	-	0,031762	0,049903
20	0,017522	0,018435	0,029391
50	-	0,014840	0,025323
100	0,010490	0,012642	0,023955
150	0,007060	0,011292	0,015682
200	0,007613	0,009506	0,015482

Вероятно, это обусловлено различиями в процессе истирания обломков горных пород и почвенных частиц. Уравнение А. Штернберга основано на предположении, что истирание обломков породы пропорционально их весу и длине пути перемещения. При этом подразумевается, что истирание происходит на всем протяжении пути, а обломок должен перемещаться по типу скольжения или качения. Действительно, в реках крупные обломки горных пород так и движутся. В склоновых же потоках почвенные агрегаты перемещаются преимущественно скачками, что связано с большими скоростями течения воды, с одной стороны, и малым, по сравнению с обломками породы в руслах рек и временных водотоков, весом почвенных частиц, с другой. Поэтому истирание и распад агрегатов на отдельные части происходит только в момент их соприкосновения с ложем потока. Так как число касаний дна потока зависит от дальности сальтации (скачка), то, естественно, при прочих равных условиях, крупные агрегаты должны истираться быстрее, чем мелкие. По мере истирания частиц и, соответственно, снижения количества контактов с ложем потока скорость истирания должна сокращаться. Анализ значений коэффициента  $\alpha_n$  (табл. 2), подтверждают высказанные выше соображения, различия этого коэффициента достоверны при уровне вероятности 0,90.

В связи с этим в уравнении истирания почвенных агрегатов коэффициент  $\alpha_n$  не может быть постоянным. Он должен быть задан в виде функции от исходного размера агрегатов и пройденного ими пути (рис. 1). Аппроксимация зависимостей коэффициента истирания от длины пути удовлетворительно описывается степенными зависимостями:

$$\alpha_1 = 0,0625L^{-0,3534}, \quad (2)$$

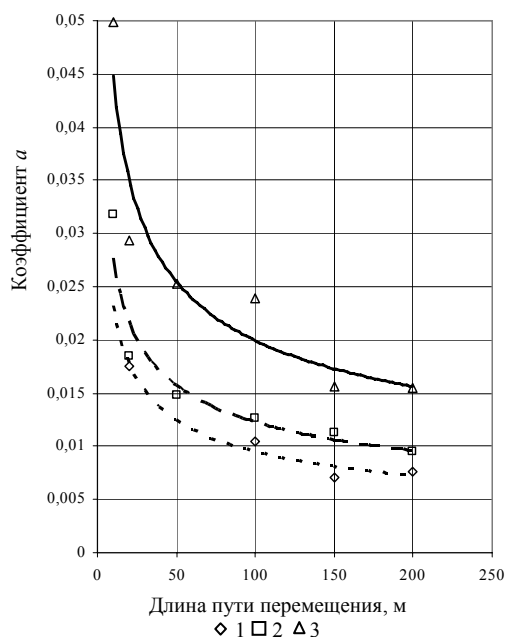
$$\alpha_2 = 0,0570L^{-0,3894}, \quad (3)$$

$$\alpha_3 = 0,1009L^{-0,3521}, \quad (4)$$

где  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$  – коэффициенты истирания для агрегатов 2, 3 и 5 мм, соответственно;  $L$  – длина пути перемещения, м. Как видно из уравнений (2-4) угловой коэффициент перед длиной пути зависит от крупности почвенного агрегата. Эта зависимость может быть представлена уравнением

$$A = 0,0055d^2 - 0,0248d + 0,0874, \quad (5)$$

где  $A$  – угловые коэффициенты при длине пути перемещения;  $d$  – диаметр почвенных агрегатов, мм.

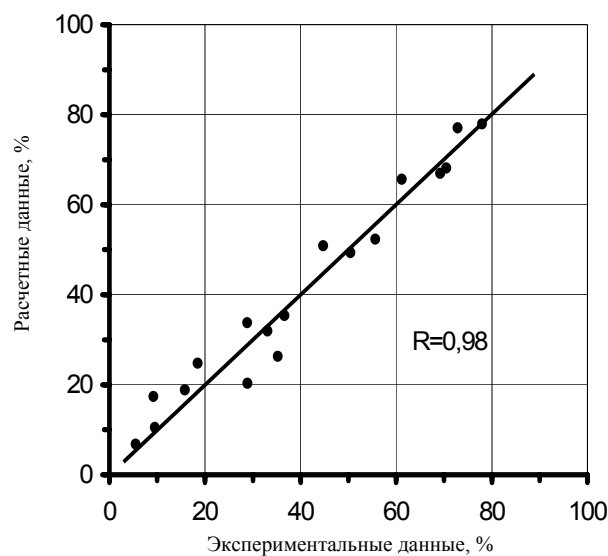


**Рис 1.** Зависимость коэффициента истирания от длины пути. Исходная крупность агрегатов: 1) 2 мм; 2) 3 мм; 3) 5 мм.

Показатель степени  $b$  при длине пути в уравнениях (2-4) также может быть рассчитан также по зависимости:

$$b = 0,0157d^2 - 0,1093d - 0,1971, \quad (6)$$

где  $d$  – диаметр почвенных агрегатов, мм. Определив величину коэффициента  $\alpha$ , можно, пользуясь уравнением А. Штернберга, вычислить долю почвенных агрегатов крупнее 0,25 мм после перемещения на некоторое расстояние агрегатов с начальной крупностью 2-5 мм. Сопоставление расчетных величин с переменным значением коэффициента и экспериментальных данных показывает, что такой подход дает удовлетворительную точность (рис. 2).



**Рис 2.** Сопоставление экспериментальных и расчетных данных.

Полученные зависимости имеют эмпирический характер, и поэтому область применения приведенных значений коэффициентов ограничена процессами истирания мезоагрегатов черноземных почв (в данном случае - черноземов Тульской области). Однако принципиальная аналогичность уравнению Штенберга свидетельствует о гораздо более общем их значении. Можно полагать, что, хотя механизм разрушения и истирания агрегатов почвы в склоновых потоках существенным образом отличается от механизма истирания обломков породы в руслах рек и временных водотоков, основу процессов истирания наносов во всех звеньях эрозионно-русловой сети составляют одни и те же гидрофизические процессы.

Для получения универсальных закономерностей истирания почвенных агрегатов в склоновых потоках необходимо провести анализ процесса, исследовать влияние скорости и глубины склонового потока на дальность сальтации частиц почвы и оценить влияние скорости соударения частиц с ложем потока на их истирание, а также исследовать факторы, обуславливающие противозрозионную стойкость агрегатов. В свете сказанного изложенные выше результаты следует рассматривать как первый шаг в решении задачи.

Следующим шагом в изучении разрушения почвенных агрегатов явилось исследование влияния глубины и скорости потока на темпы разрушения агрегатов в процессе их движения по лотку. Методика эксперимента осталась прежней, за исключением того, что испытывались агрегаты диаметром 2 и 4 мм, но глубина потока изменялась с шагом в 5 мм от 5 до 15 мм. При каждой глубине потока истирание исследовалось при уклонах 2, 3 и 5°. Средняя скорость потока при уклоне 2° и глубине потока 5, 10, и 15 мм соответственно составляла 35,7, 53,4, 96,7 см/с, а при уклоне 5° – 67,4, 111 и 160 см/с.

Результаты этой серии экспериментов (табл. 3) подтвердили представление о том, что скорость и глубина потока оказывают влияние на темпы разрушения и истирания почвенных агрегатов в процессе их движения по склону с потоками воды.

**Таблица 3.** Разрушение и истирание почвенных агрегатов в зависимости от пройденного ими пути, глубины и скорости потока

Диаметр агрегата, мм	Уклон, градусы	Глубина потока, мм	Остаток навески (%) после пробега пути длиной (м)				
			10	20	50	100	200
2	2	10	75,73	68,20	37,58	18,87	6,23
2	2	15	83,79	76,72	28,73	16,71	12,34
2	5	5	-	87,71	72,53	48,85	27,13
2	5	10	58,30	34,80	27,20	4,85	5,30
2	5	15	82,33	73,57	32,4	4,15	0
4	2	5	74,87	69,30	57,67	37,07	21,67
4	2	10	74,57	72,60	42,80	22,70	9,20
4	2	15	74,87	36,17	30,20	22,57	12,38
4	3	5	79,78	54,31	49,46	29,95	10,68
4	3	10	77,81	57,47	42,46	25,24	8,60
4	3	15	78,20	62,65	42,48	40,61	17,26
4	5	5	69,37	59,76	46,4	15,04	5,15
4	5	10	72,55	77,43	49,1	28,0	6,10
4	5	15	68,77	52,73	23,23	9,10	6,96

Однако данные не позволяют отдельно оценить вклад глубины и скорости потока в процесс разрушения и истирания агрегатов. В связи с этим было выполнено общее решение задачи, исходя из того, что, как это было установлено выше, истирание агрегатов почвы в целом описывается уравнением А. Штернберга (1) с той лишь разницей, что истирание обломков породы в руслах рек происходит практически на всем пути их перемещения, а почвенные агрегаты разрушаются и (или) истираются в момент

касания ложа потока. Сила и количество соударений агрегатов почвы при прочих равных условиях зависит от скорости и глубины потока.

Стойкость к истиранию обломков в уравнении Штернберга (1) определяется коэффициентом  $a$ . В нашем случае этот коэффициент кроме стойкости агрегатов к истиранию должен включать количество соударений агрегатов с дном потока и их силу. Сила соударения частиц с ложем потока очевидно пропорциональна произведению веса агрегата и квадрата скорости его движения, которая как, показали измерения, практически равна средней скорости потока.

Частота соударений агрегатов с ложем потока обратно пропорциональна скорости потока и его глубине. Площадь контакта агрегата с ложем потока пропорциональна квадрату диаметра агрегата. Таким образом, можно представить коэффициент ( $a$ ) как функцию этих параметров и, учитывая соизмеримость глубин склоновых потоков и диаметров агрегатов почвы, принять, что частота соударений агрегатов с дном обратно пропорциональна глубине потока. Поскольку исследования проведены в диапазоне глубин, сопоставимых с крупностью агрегатов, то в расчет следует принимать относительную глубину (отношение глубины потока к диаметру агрегатов). Количество же соударений на отрезке пути частицы пропорционально длине пути.

Отсюда коэффициент  $a$  в уравнении А. Штернберга (1) может быть представлен как

$$a = [-(\rho_n - \rho_e)3/4d^3u^2] / d^2uH \approx -(\rho_n - \rho_e)duH, \quad (7)$$

где  $\rho_n$  и  $\rho_e$  - плотность агрегатов почвы и плотность воды,  $d$  - диаметр агрегата, см;  $H$  - глубина потока, см. Если скорость потока выразить через его глубину и уклон, то уравнение (7) примет вид

$$\alpha \approx -dH^{-0,5}I^{0,5} \quad (8)$$

где  $I$  - синус угла наклона.

Верификация уравнения А. Штернберга (1) с коэффициентом, вычисляемым по зависимости (7) показало, что в таком виде оно не дает удовлетворительных результатов. Для успешного описания приведенных в таблице 3 данных был введен множитель  $b$  к коэффициенту  $a$  и показатель степени  $c$  к длине пути ( $L$ ), величина которых определяется диаметром агрегатов.

Зависимости для определения этих параметров описывается уравнениями

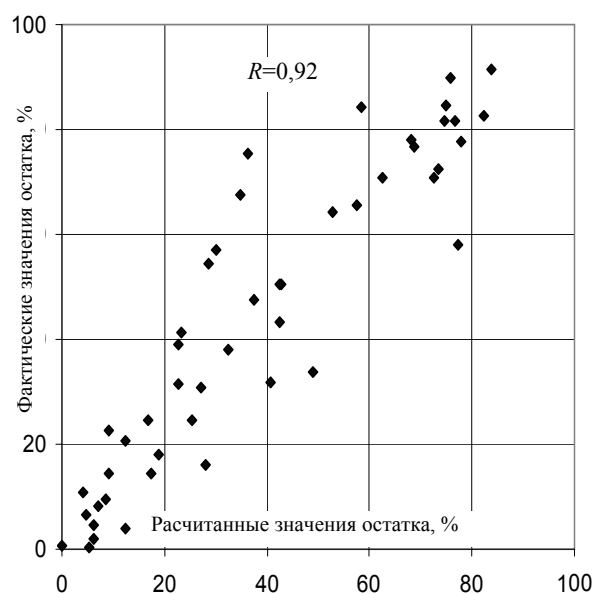
$$b = 0,21 - 0,025d \quad (9)$$

$$c = 1,65 - 0,225d, \quad (10)$$

где  $d$  - диаметр агрегатов, мм.

Данные по истиранию при глубине потока 5 мм не включены в график (рис. 3), так как резко отличаются от данных по другим глубинам.

Это, возможно, связано с тем, что при глубинах потока, очень близких к крупности агрегатов, последние не могут двигаться скачками, а перекатываются или скользят по ложу потока и в связи с этим вероятно их разрушение происходит по типу истирания обломков породы. Данные в таблице 3 показывают, что при прохождении агрегатами 10-метрового отрезка разрушается около 26% агрегатов, что вероятно вызывается расклинивающим эффектом воды, который происходит практически мгновенно. Об этом свидетельствуют облачка мутности, появляющиеся сразу после первого погружения навески агрегатов в поток. Такой взрывной характер не может быть описан ни уравнением А. Штернберга, ни его модифицированным вариантом. Вероятно, следует исключить данные о потери веса на первом 10-метровом отрезке пробега. Что касается множителя  $\nu$  и показателя степени при длине склона  $c$ , то они зависят от механической прочности агрегатов. В этой связи следует продолжить эти исследования на других почвах. Вероятно, следует исследовать связь между механической прочностью агрегатов и в сухом, и влажном состоянии с их разрушением и истиранием.



**Рис 3.** Сопоставление рассчитанных значений истирания с измеренными при различной скорости потока и длине пробега агрегатов (табл. 3).

*Автор выражает глубокую признательность за помощь в проведении экспериментов и обработке материалов следующим сотрудникам лаборатории: О.Г. Бушуевой, Н.Г. Добровольской, З.П. Кирюхиной и Л.Ф. Литвину.*

## ЛИТЕРАТУРА

**Ларионов Г.А.** Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ, 1993.

**Ларионов Г.А., Краснов С.Ф.** Гидрофизическая концепция эрозии почв // Почвоведение. № 5. 1997.

**Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф.** Влияние твердости донных наносов ложа потоков на его эрозионную способность // Почвоведение. № 4. 2005.

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

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

**Швебс Г.И.** Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка. Л: Гидрометеоздат. 1974.

**Todten N.** A mathematical model to describe surface erosion caused by overland flow // Z. Fur Geomorph., Suppl. Bd. 25. 1976.

**Н.Г. Добровольская**

### РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В ИСТИРАЕМОСТИ ПОЧВЕННЫХ АГРЕГАТОВ СКЛОНОВЫМИ ПОТОКАМИ\*

Важнейшим эрозионным свойством почвы, особенно верхних эродлируемых горизонтов, является ее структурность, т.е. способность распадаться на отдельные (агрегаты) различной крупности (микроагрегаты с диаметром менее 0,25 мм; мезоагрегаты; макроагрегаты с диаметром более 7-10 мм), состоящие из соединенных между собой элементарных почвенных частиц [Розанов, 1975]. Почва представляет собой «смесь» из отдельных механических элементов и почвенных агрегатов. Склоновые потоки отрывают почвенные агрегаты от поверхности и транспортируют вниз по склону, переоткладывая и разрушая их в процессе перемещения. Изменения размеров агрегатов в процессе транспорта потоком имеет большое значение для эрозионно-аккумулятивных процессов – размеры эродируемых или транспортируемых частиц учитываются в большинстве моделей неразмывающих скоростей, интенсивности смыва почв, транспортирующей способности потоков [Мирицхулава, 1971].

Для работы склоновых потоков наиболее значимы содержание и размеры водопрочных агрегатов. Так, противоэрозионная стойкость рыхлой почвы (объемный вес не более 1,2 т/м<sup>3</sup>) целиком зависит от водопрочности структуры [Кузнецов, 1981]. Образование и упрочнение почвенной структуры контролируется комплексом химико-физических, биохимических, биологических процессов и явлений (коагуляция коллоидов, сил Ван-дер-

\* Выполнено при поддержке РФФИ (проект 06-05-64637) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Ваальса, капиллярных явлений, скрепления корнями и гифами грибов) [Качинский, 1965], но особую роль в образовании первичных микроагрегатов играют микроорганизмы и продукты их метаболизма [Звягинцев, 1973].

Рядом исследователей были проведены работы по воздействию грибов, актиномицетов и бактерий на почвенные агрегаты размером в 2 мм. Полученные результаты показали увеличение агрегации на 21%. Также было установлено, что агрегация почвенных частиц зависит не столько от количества микроорганизмов в почве, сколько от интенсивности микробного синтеза цементирующих агентов. Кроме того, существенное влияние может оказывать и грибной мицелий [Rangaswami, Ramalingam, 1961]. Обращалось внимание и на то, что различные полисахариды, синтезированные почвенными микроорганизмами, высоко эффективны в связывании почвенных частиц не менее чем другие клеящие вещества – гуминовые кислоты, коллоидная кремневая кислота и ряд других [Martin et al., 1959]. Прямые эксперименты по влиянию активизации деятельности микроорганизмов на стабилизацию агрегатов путем внесения глюкозы как в высушенную, так и во влажную почву также подтвердили ее значимость [Park et al., 2007]. Способствуют повышению прочности структурированных частиц и химические соединения, образующиеся в процессе жизнедеятельности дрожжей [Babe-va, Chernov, 1995].

Таким образом, экспериментальные данные показывают, что прочность почвенной структуры во многом зависит от биохимических процессов, от деятельности широкого спектра почвенных микроорганизмов. Однако до настоящего времени исследования, связанные с деятельностью микроорганизмов в создании водопрочных почвенных структур в основном относились либо к общей микрофлоре изучаемых почв, либо к одному какому-нибудь царству, а не к конкретным представителям того или иного рода микроорганизмов.

Невыясненным остается вопрос – насколько эффективно и эффективно ли вообще усиливающие прочностные свойства структуры воздействие микроорганизмов при разрушении почвенных агрегатов при эрозии и перемещении склоновыми потоками. Первые исследования такого рода были предприняты М.С. Кузнецовым [1981]. В экспериментах с размывом тяжело- и легкосуглинистой светло-каштановой почвы в гидрологическом лотке, введение антибиотика (трихоцетина), подавляющего развитие мицелиальных грибов и актиномицетов, уменьшало время размыва образца с 96 до 19 минут, и с 20 до 11 минут, соответственно, что обусловлено, по мнению автора, устранением связующего агрегаты мицелия.

Влияние микроорганизмов на истирание агрегатов в водном потоке практически не изучено. Задачей нашего исследования была оценка влияния конкретных родов микроорганизмов на внутренние прочностные свойства мезоагрегатов (фракций 2-5 мм) при их разрушении и истирании в склоновом потоке на фоне преобладающего воздействия гидромеханических факторов. Опыты по истиранию агрегатов проводились в 10-метровом гидрологическом лотке с шероховатой поверхностью дна по принятой методике [Ларионов и др., 2007]. Суммарная длина пути агрегатов в потоке составля-

ла 50 м, уклон лотка – 0,085, скорость потока – 0,9 м/с, глубина – 0,1 м. Согласно методике отбирались водопрочные агрегаты (по методу Савинова) диаметром 2, 3, 4 и 5 мм. Мерой разрушения и истирания почвенных агрегатов служил их суммарный вес после прохождения пути заданной длины отнесенный к первоначальному весу образца. Поскольку для эвакуирования агрегатов из потока использовалось сито с диаметром отверстий 0,25 мм, полученные данные характеризуют не полное разрушение агрегатов, а только истирание мезоагрегатов.

Базовые серии экспериментов выявили, что в целом закономерности разрушения почвенных агрегатов близки к закономерностям истирания частиц горных пород в руслах рек, для которых истирание пропорционально первоначальному весу частицы и расстоянию ее перемещения потоком. Эти закономерности описываются обычно уравнением А. Штернберга [Маккавеев, 1955]:

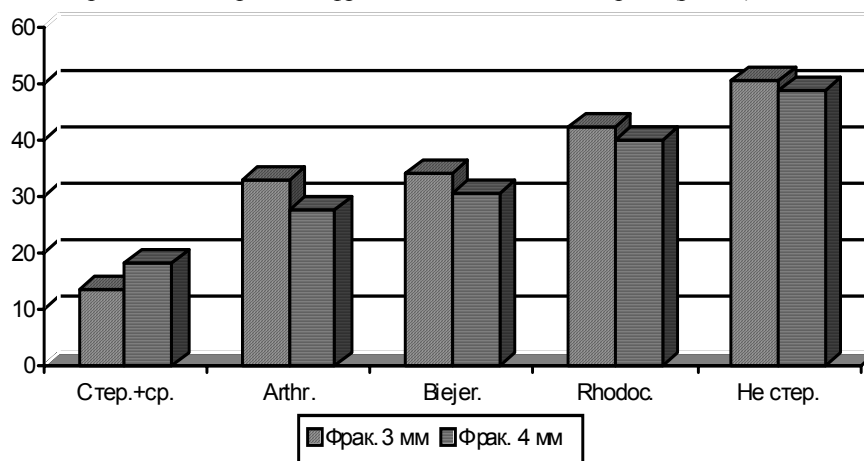
$$P = P_0 e^{-\alpha x}, \quad (1)$$

где  $P$  и  $P_0$  – соответственно исходный вес частицы и ее вес после прохождения пути длиной  $x$  метров;  $\alpha$  – коэффициент, зависящий, главным образом, от твердости породы, скорости течения и перемещения частицы и, в небольшой степени, от ее размеров. Поскольку в данной серии экспериментов расстояние перемещения, скорости потока и скорости перемещения частиц оставались постоянными, то изменения в истираемости можно рассматривать как эффект влияния микроорганизмов.

Выбор испытуемых штаммов микроорганизмов учитывал, что исследуемые в эксперименте агрегаты были отобраны из пахотных горизонтов черноземов. Мы остановились на инокулировании агрегатов двумя группами микроорганизмов: дрожжами (*Cryptococcus albidus*, *Cryptococcus terricola* и *Lipomyces*) и бактериями (р.р. *Rhodococcus*, *Arthrobacter*, *Beijerinckia*). Представители данных родов были выбраны не случайно, а с учетом закономерностей расселения их в природных местообитаниях, некоторые из которых являются доминирующей частью микрофлоры – составляют более 30% от общей численности. Микробные клетки располагаются как внутри, так и на поверхности почвенных агрегатов, а также в интерстициальных водах (водные пленки и вода капилляров). Общая численность микроорганизмов в черноземах достигает 10 млрд. клеток в 1 грамме почвы. В опытах с дрожжевыми культурами использовались почвенные агрегаты фракций 2 и 5 мм, а в опытах с бактериями – 3 и 4 мм. В обоих случаях предварительно стерилизованные агрегаты инокулировали соответствующей культурой и инкубировали в течение 5 суток при температуре 22-24°C. Затем агрегаты высушивали до воздушно-сухого состояния и подвергали капиллярному увлажнению снизу в течение 12 часов.

Культуры бактерий, использованные в экспериментах, особенно слизиобразующие, выделяют в процессе жизнедеятельности большое количество полисахаридов и органических кислот, стимулирующих процессы агрегации и повышение водопрочности почвенной структуры, а также участвуют в синтезе гумусовых веществ. Полученные результаты свидетельст-

вуют, что для обеих фракций влияние инокулирования бактериальными культурами проявилось достаточно четко как тенденция к повышению сопротивления истиранию таких агрегатов по сравнению с контрольными, т.е. стерильными агрегатами с глюкозо-пептонно-дрожжевой питательной средой. Относительные весовые потери после транспортировки в потоке на 50 м по сравнению с контрольными снижались для агрегатов фракции 4 мм в 1,5-2,0 раза, а для агрегатов фракции 3 мм – в 2,4-3,1 раза (рис. 1).



**Рис 1.** Истирание агрегатов чернозема (фракций 3 и 4 мм) стерилизованных и инокулированных бактериальными культурами (остаточный вес образца, %). 1 – фракция 3 мм; 2 – фракция 4 мм; Не стер. и Стер.+ср. – агрегаты не стерилизованные и стерилизованные с добавлением питательной среды; Arthr., Beijer., Rhodoc. – агрегаты инокулированные культурами *Arthrobacter*, *Beijerinckia* и *Rhodococcus*, соответственно.

При этом с уменьшением размеров фракции с 4 до 3 мм в присутствии испытуемых бактерий стойкость к истиранию была в среднем в 1,4 раза больше (табл. 1). В то же время, если сопоставить истирание нестерилизованных агрегатов (в естественном состоянии), содержащих целый комплекс самых разнообразных микроорганизмов, с истиранием стерилизованных агрегатов инокулированных только какой либо одной бактериальной культурой, то противозерозионная стойкость первых всегда оказывалась выше.

Статистическое сопоставление истираемости агрегатов контроля и инокулированных бактериями в целом показало высокую степень достоверности влияния микроорганизмов.

Для фракции 4 мм различия между истираемостью контрольных образцов и инокулированных каждым из испытуемых штаммов бактерий оказались достаточно существенны и статистически достоверны при уровнях доверительной вероятности 0,8, 0,9 и 0,99 для р.р. *Arthrobacter*, *Beijerinckia* и *Rhodococcus*, соответственно. Достоверными оказались различия в истираемости агрегатов инокулированных *Arthrobacter*-*Rhodococcus*

(0,85) и *Beijerinckia-Rhodococcus* (0,8) и недостоверными между *Arthrobacter* и *Beijerinckia*. Сравнение истираемости более мелкой фракции (3 мм) показали еще более высокую степень доверительной вероятности влияния всех вышеперечисленных культур по сравнению с контролем – уровень составил 0,999. Фракция меньших размеров оказалась более стойкой к истиранию по сравнению с более крупной. Последнее, вероятно, связано с тем, что при уменьшении размеров частиц происходит заметное увеличение адсорбции микроорганизмов, оказывающих влияние на структурирование агрегатов, за счет проявления химических взаимодействий контактирующих наружных слоев поверхностей [Звягинцев, 1973], хотя роль гидромеханического фактора в данном случае тоже существенна.

**Таблица 1.** Истирание инокулированных бактериями агрегатов чернозема в склоновых мелководных потоках

Тип контроля, культура	Суммарный вес образца, % от начального	Среднее квадратич. отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Фракция 3 мм				
Стерильные +среда	13,6	3,6	2,1	0,26
<i>Arthrobacter</i>	33,3	10,6	6,1	0,32
<i>Beijerinckia</i>	34,4	0,7	0,4	0,02
<i>Rhodococcus</i>	42,3	0,66	0,4	0,015
Фракция 4 мм				
Стерильные +среда	18,3	5,3	3,0	0,29
<i>Arthrobacter</i>	27,8	7,1	4,1	0,26
<i>Beijerinckia</i>	30,5	6,4	3,7	0,21
<i>Rhodococcus</i>	40,4	7,5	4,3	0,18

Во второй серии экспериментов, принимая во внимание слабую изученность этого вопроса, мы сочли целесообразным остановиться на выяснении роли дрожжей в изменении устойчивости агрегатов к истиранию. Выбор именно этой группы микроорганизмов не был случайным, так как известно, что роль почвенных дрожжей в формировании почвенной структуры достаточно существенна [Babeva, Chernov, 1995; Бабьева, Чернов, 2004].

Подбор конкретных культур также проводился с учетом закономерностей их расселения в природных местообитаниях и отбора испытуемых в экспериментах агрегатов из пахотных горизонтов черноземов. В частности были использованы представители родов *Lipomyces* и *Cryptococcus* из коллекции кафедры биологии почв почвенного факультета МГУ. Если дрожжи рода *Cryptococcus* обнаруживаются в самых различных природных субстратах, а используемый нами вид *Cryptococcus terricola* довольно часто встречается в почве, то дрожжи рода *Lipomyces* выделяются исключительно из почв (типичные педобионты) и практически не обнаруживаются в других место-

обитаниях. В черноземах липомицеты могут встречаться на больших глубинах и даже составлять доминирующую часть активной микрофлоры нижних горизонтов этих почв. В процессе жизнедеятельности они способны синтезировать внеклеточные полисахариды, создавая вязкую среду с высокой гигроскопичностью, а образуемые ими кислые полисахариды, взаимодействуя с катионами почвенных минералов, могут стимулировать связывание почвенных частиц между собой, повышая водопрочность и агрегирование почв.

В экспериментах использовались агрегаты фракций 2 и 5 мм, предварительно простерилизованные, а затем инокулированные соответствующей культурой. Постановка самих опытов по истиранию агрегатов в потоке была аналогична описанной выше. Расстояние транспортировки – 50 м.

В таблице 2 представлены итоги этих экспериментов, контролем в которых служили не стерилизованные агрегаты (в «естественном» состоянии) и простерилизованные с добавлением питательной среды, используемой нами при культивировании дрожжевых культур.

**Таблица 2.** Истирание инокулированных дрожжами агрегатов чернозема в склоновых мелководных потоках

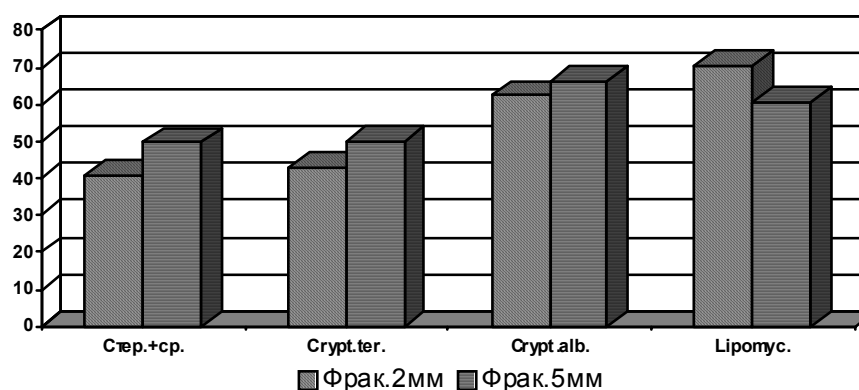
Тип контроля, культура	Суммарный вес агрегатов в образце (% от начального)	Среднее квадратич. отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Фракция 2 мм				
Стерильные + среда	40.9	10.0	5.8	0.24
<i>Cryptococcus terricola</i>	43.1	7.6	4.4	0.18
<i>Cryptococcus albidus</i>	62.2	7.9	4.6	0.12
<i>Lipomyces</i>	70.6	4.0	2.3	0.06
Фракция 5 мм				
Стерильные + среда	49.7	9.8	5.7	0.20
<i>Cryptococcus terricola</i>	49.8	7.4	4.3	0.15
<i>Cryptococcus albidus</i>	66.4	6.5	3.7	0.10
<i>Lipomyces</i>	60.6	2.0	1.2	0.03

Согласно полученным данным выявилась отчетливая тенденция повышения сопротивления истиранию агрегатов обеих фракций, инокулированных культурами *Cryptococcus albidus* и *Lipomyces*. Испытуемые культуры дрожжей в значительной степени способствовали сопротивлению агрегатов истиранию, что привело к снижению относительных весовых потерь в 1,5-2 раза по отношению к контрольным (рис 2).

Дисперсионный анализ и сравнение средних [Дмитриев, 1972] показали недостоверность отличия в истираемости предварительно увлажненных агрегатов и агрегатов с внесенной питательной средой. Различия между контролем и инокулированными культурами дрожжей агрегатами ста-

статистически достоверны при уровне доверительной вероятности 0,9-0,99. Менее определенным и статистически недостоверным оказалось влияние культуры *Cryptococcus terricola*.

Косвенное подтверждение значимости влияния дрожжевых культур получено и в отдельном опыте с *Cryptococcus albidus*, где сравнивалась истираемость воздушно сухих и предварительно капиллярно увлажненных агрегатов. При инокуляции *Cryptococcus albidus* различие в сопротивляемости достигали 15%, тогда как без воздействия дрожжей повышение стойкости предварительным увлажнением не превышало 5%.



**Рис. 2.** Истирание агрегатов чернозема (фракций 2 и 5 мм) стерилизованных и инокулированных дрожжевыми культурами (остаточный вес образца, %). 1 – фракция 2 мм; 2 – фракция 5 мм; Стер.+сп. – агрегаты стерилизованные с добавлением питательной среды; Crypt. ter., Crypt. alb. и Lipomyc. – агрегаты инокулированные культурами *Cryptococcus terricola*, *Cryptococcus albidus* и *Lipomyces*, соответственно.

На основании проведенных экспериментов по воздействию микроорганизмов на истираемость почвенных агрегатов в мелководных потоках можно сделать вывод о достоверной значимости этого влияния как относительно испытываемых культур бактерий, так и дрожжей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабьева И.П., Чернов И.Ю.** Биология дрожжей. М.: Тов. научн. изд. КМК. 2004.
- Дмитриев Е.А.** Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1972.
- Звягинцев Д.Г.** Взаимодействие микроорганизмов с твердыми поверхностями. М.: Изд-во МГУ. 1973.
- Качинский Н.А.** Структура почв. М.: Изд-во МГУ. 1963.

**Кузнецов М.С.** Противозерозионная стойкость почв. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1981.

**Ларионов Г.А., Бушуева О.Г., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф., Максимова И.А.** Разрушение почвенных агрегатов в склоновых потоках // Почвоведение. №10. 2007.

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

**Мирицхулава Ц.Е.** Инженерные методы расчета и прогноза водной эрозии. М.: «Колос». 1970.

**Розанов Б.Г.** Генетическая морфология почв. М.: Изд-во МГУ. 1975.

**Babeva I.P., Chernov I.Yu.** Geographical aspects of yeast ecology // Gen. Biol. Rev., 1995. Vol. 9. Ecological microbiology. P. 1-54.

**Martin J.p., Erofin J.O. and Shepherd K.A.** Decomposition and aggregating effect of fungus all material in soil. // Soil Sci. Soc. Americ. Proc. 23; 217. 1959.

**Park Eun-Jin, Sul W.J. and Smucker A.J.M.** Glucose additions to aggregates subjected to drying/wetting cycles promote carbon sequestration and aggregate stability. // Soil Biology and Biochemistry. Volume 39, Issue 11, November 2007.

**Rangaswami G. and Ramalingam M.** The influence of microorganisms is soil aggregation // J.of Indian societi soil saenel. V/ 9. 1961

## **ОБРАЖНАЯ ЭРОЗИЯ**

Е.Ф. Зорина

## ОВРАГОВЕДЕНИЕ – САМОСТОЯТЕЛЬНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ\*

[В содержание](#) [Библиография](#)

Важнейшие идеи единства эрозионно-аккумулятивного процесса на речном водосборе были сформулированы Н.И. Маккавеевым [1955], который выделяет три основных взаимосвязанных части процесса, соответствующие определенным типам водных потоков. К ним относятся нерусловые временные потоки, текущие по поверхности склонов (смыв почв), временные потоки в оврагах и балках (овражная эрозия), постоянные потоки (русловые процессы в реках). Н.И. Маккавеевым обоснована роль оврагов как одного из звеньев эрозионной сети, занимающего промежуточное положение между склоновой ручейковой (нерусловой) и долинно-балочной сетью.

Овражная эрозия – это процесс расчленения земной поверхности отрицательными линейными формами, образующимися при работе временных русловых потоков ливневых и талых вод - оврагами. Местом образования оврагов являются берега рек и борта балок, имеющие, как правило, выпуклый продольный профиль и выраженные в рельефе склоновые водосборы.

Овраг отличается от других линейных образований верхнего звена эрозионной сети (ложбины, рытвины, промоины, балки) тремя основными особенностями: 1) характерными размерами; 2) типичной формой продольного и поперечного профиля; 3) динамическим состоянием. К оврагам относят линейные формы длиной обычно не менее 70-100 м, глубиной порядка 1,5-2,0 м. Эти характеристики соответствуют в основном земледельческому центру России, где овраги, как типичная крупная эрозионная форма, получили наибольшее распространение.

Продольный профиль оврага имеет уклоны, в привершинной части превышающие уклон склона, в устьевой, напротив, - значительно меньшие уклоны склона овражного водосбора. Поперечный профиль значительно деформируется во времени и по длине оврага. В начальной стадии склоны на всем протяжении вреза имеют практически вертикальные стенки; затем, ближе устьевым участкам уклоны склонов стабилизируются и приближаются к углам естественного откоса грунта. В привершинной части весь период развития склоны и вершинный уступ могут сохранять вертикальную стенку. Необходимо оговориться, что на типичную, особенно для средней полосы России, форму оврагов накладывает значительный отпечаток геологическое строение и гидрогеология регионов, сопутствующие развивающемуся оврагу склоновые процессы (карст, оползни, солифлюкция и др.).

Отличительным признаком оврага, вне зависимости от его размеров и морфометрических особенностей, является динамическое состояние в настоящее время или возможность активизации в современных природных условиях при нарушении естественного дернового и растительного покрова.

---

\* Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 06-05-64569) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Именно по этому признаку балку с донным врезом называют «донный овраг», чем подчеркивается её динамическое состояние.

Формирование оврага обусловлено комплексом процессов происходящих в его привершинной части (регрессивная эрозия, смыл с полевого водосбора, склоновые процессы) и в приустьевой части, где, как правило, в начале развития оврага наблюдается всяческое устье, затем устье выходит на пойму реки, к её урезу или на днище балки. В разные периоды роста оврага его связи с водосбором и принимающим бассейном (более крупным звеном эрозионной сети) различны по форме и содержанию. На начальных стадиях преобладает интенсивный вынос грунта через замыкающий створ, рост конуса выноса; на заключительной стадии овраг представляет собой в первую очередь артерию, по которой смытые с площади водосбора почвогрунты переносятся ниже, частично аккумулируясь на дне по всей длине оврага.

В настоящее время развитие оврагов связано в большинстве случаев с нарушением сложившегося природного комплекса под влиянием антропогенного воздействия. Это не исключает возможности возникновения оврагов без антропогенного вмешательства на крупных водосборах под влиянием естественных природных процессов (карста, оползней, подмыва рекой крутого берега с образованием эрозионной ступени и т.п.). Основными природными факторами образования оврагов являются гидрометеорологические и геолого-геоморфологические: осадки летнего периода и запасы воды в снеге перед снеготаянием, горизонтальная и вертикальная расчлененность территории долинно-балочной сетью, размываемость грунтов, крутизна и форма склонов долин рек, балок, суходолов как основных очагов образования оврагов.

Овраги, как активно развивающаяся эрозионная форма, с давнего времени привлекали внимание исследователей. Первые сведения об оврагах относятся к XVI веку, когда в древнейшем памятнике Руси – начальной летописи – были описаны формы, которые по основным морфометрическим признакам могут относиться к оврагам и балкам. М.В. Ломоносов в своих трудах выделяет молодые формы рельефа, образующиеся в результате работы долговременных дождей и ливней. При этом он отмечает, что смывается не только верхний почвенный слой, но и образуются борозды и новые протоки [Соболев, 1948]. В конце XVIII – начале XIX века овраги привлекают все большее внимание не только как интересный природный объект. К этому времени относится отображение оврагов на топографических картах военной съемки, первые работы по классификации оврагов (В.А. Киприянов, И.Ф. Леваковский, С.М. Никитин), а также работа В.В. Докучаева [1878], где им впервые высказана мысль о единстве процесса образования эрозионных форм и их взаимном переходе; овраг при этом рассматривается как начальная стадия развития линейной эрозионной формы, река - как конечная. Уникальное исследование, содержащее научный подход к вопросам оврагообразования и практические рекомендации по ограничению эрозионного процесса, были выполнены управляющим государственным имуществом Тульской и Калужской губерний Э.Э. Керном. Ему принадлежат слова о том, что «если пойти

вниз по дну оврага, он выведет в долину речки. Пойти вниз по её течению: речка выведет в долину большой реки... Широкие, глубокие долины великих и малых рек произошли из тех же оврагов» [Керн, 1894].

С конца XIX века овражная эрозия становится предметом постоянных научных исследований. Огромный материал по натурным исследованиям оврагов средней полосы России был собран А.С. Козменко. Им составлены карты, на которых показано размещение конкретных оврагов [1912]. Важнейший этап в эволюции науки о развитии эрозионных процессов, в частности овражной эрозии, представляет труд С.С. Соболева [1948], в котором были выделены стадии развития оврагов. С некоторыми уточнениями и привязкой к конкретным условиям предложенная С.С. Соболевым стадийность признается справедливой и объективной подавляющим большинством современных исследователей. Значительные исследования по борьбе с овражной эрозией, разработке комплекса противоэрозионных мероприятий были выполнены на организованных в начале XX века опытных станциях – Новосильской, Придеснянской, Каневской и др.

Следует отметить, что при изучении овражной эрозии применяется весь комплекс существующих передовых исследований. Это, в первую очередь, натурные обследования с одновременным использованием дистанционных методов топографии и аэрофотосъемки; методы статистического и системного анализа, теории вероятности, определения «риска» неблагоприятных последствий природно-техногенных катастроф и т.п. Были разработаны статистические, математические, физические модели процесса развития оврагов [Рожков, 1981; Московкин, 1980; Никольская, 1980; Ивонин, 1987; Сидорчук, 1998; Рысин, 1998]. На результатах анализа формы продольного профиля оврага, определении его устойчивого состояния основываются модели В.И. Филина [1957], И.В. Боголюбовой и А.В. Караушева [1979], Е.Ф. Зориной [2003]. В 50-60-е годы XX века овражная эрозия стала изучаться на географическом факультете МГУ под руководством Б.Ф. Косова. С его именем связаны методы картографирования заовраженности территорий и создание карт густоты и плотности оврагов по единой методике на всю территорию бывшего СССР; проведение широких экспериментальных исследований оврагообразования; им был поставлен вопрос о возможности определения прогнозных характеристик овражной эрозии с использованием комплекса природных и антропогенных факторов образования оврагов. Под его руководством и при непосредственном участии написана монография «Овражная эрозия» [1989].

Исследование закономерностей смыва почвенного покрова и потерь плодородия почв, разработка системы мелиоративных мероприятий на водосборах обычно включает вопросы образования и развития овражной эрозии. Это является естественным, поскольку овраги, с одной стороны, представляют собой значительные эрозионные формы на склонах, и их развитию способствует безвозвратная потеря почвенных и земельных ресурсов. С другой стороны, овражные формы концентрируют наиболее мощные склоновые потоки с высокими скоростями и большой транспортирующей спо-

собностью, которые обеспечивают удаление продуктов смыва и размыва почво-грунтов с водосборной площади и за пределы самой овражной формы. Изучение транспорта наносов речными потоками и эрозионных образований в руслах рек также теснейшим образом связано с исследованиями линейных, в частности овражных, форм на водосборах. В составе речных наносов продукты размыва, поступающие с площади водосбора и из оврагов составляют от 20-30% в северных залесенных территориях до 60-80% в степной зоне. Потоки дождевых и талых вод, транспортирующие большое количество наносов, перенося их по руслам оврагов и балок, образуют в реках перекаты – высыпки, которые, деформируя фарватер, наносят значительный ущерб водному хозяйству [Зорина и др., 2000].

В последнее время исследователи эрозионных процессов уделяют развитию овражной эрозии повышенное внимание. Это связано, прежде всего, с негативными последствиями развития оврагов, как на землях сельскохозяйственного фонда, так и на урбанизированных территориях. Следует вместе с тем отметить, что, если бы овражная эрозия представляла интерес лишь с «утилитарной», чисто практической точки зрения, вопросы борьбы с последствиями овражной эрозии, её предупреждением, частичной нейтрализацией нежелательных последствий могли быть решены в рамках таких научных дисциплин как эрозиоведение, русловедение, мелиорация. Однако, как сам объект, так и методы его изучения имеют определенную специфику, делающие целесообразным выделение овражной эрозии в самостоятельную отрасль знаний.

В Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ выполнены многолетние исследования функционирования эрозионно-русловых систем России. Полученный по их результатам анализ совокупности эрозионно-аккумулятивных процессов показал, что каждая из взаимосвязанных составляющих системы соответствует определенным типам водных потоков и является источником наносов для последующей. Эрозия и аккумуляция – две стороны одного процесса переформирования поверхности; оврагообразование – одна из форм его проявления.

Специфичность и оврагов как эрозионных форм и их развития как процесса овражной эрозии связана, в первую очередь, с морфометрическими особенностями склоновых водосборов. Уже в самом определении оврага в известной мере содержатся сведения о своеобразии водосборов по берегам и склонам долин рек и балок, выражающемся в плановом рисунке и уклонах продольного профиля. Известно, что овраги, как правило, развиваются на склонах выпуклой формы, что обеспечивает существенное нарастание вниз по склону скорости потоков. Средние уклоны склонов, характерных для водосборных бассейнов типичных оврагов, значительно превосходят уклоны даже горных рек.

С морфометрией склоновых водосборов связана основная особенность динамики овражных форм – преобладающая роль регрессивной эрозии в процессе роста. Активные, перемещающиеся вверх (против течения пото-

ков) эрозионные ступени являются одним из самых надежных свидетельств развития оврага и, в первую очередь, его углубления. Эрозионные ступени, как правило, превосходят по высоте глубину потока и должны рассматриваться как отдельные местные гидравлические сопротивления. Русло в оврагах представляет собой каскад водопадов, высота которых увеличивается от устьевой части к верховьям. Самая высокая ступень обычно соответствует вершине оврага; максимальной высоты она достигает в период, когда вершина эрозионной формы подходит, а затем пересекает перегиб выпуклого склона, на котором развивается овраг. На работу падающей струи, как ведущего фактора линейного роста оврага, указывает Ц.Е. Мирцхулава [1970]. Им разработан комплекс зависимостей для расчета глубины воды в воронке размыва, интенсивности процесса размыва и времени его стабилизации, дальности отлета струи и увеличения длины оврага. Вместе с тем основной действующей силой в развитии оврага является работа водного потока, размывающего и транспортирующего грунт по всей длине эрозионного вреза от вершины, где его во взвешенное состояние приводит работа падающей струи, до устьевого створа, где происходит частичная аккумуляция грунта на конусе выноса. По мере перемещения по оврагу поток насыщается наносами при размыве берегов и углублении русла. Таким образом, эрозионно-аккумулятивный процесс составляет основу развития овражных форм, ступенчатость продольного профиля может активизировать как эрозионный, так и аккумулятивный процесс, усугубляя специфичность процесса оврагообразования.

Особенности конфигурации водосборов были положены в основу одной из первых классификаций оврагов, разделившей их на первичные, расчленяющие водосборы и удлиняющие современную линейную эрозионную сеть, и вторичные, развивающиеся по днищу древней эрозионной формы (балки, лощины). Водосбор оврага имеет привершинную площадь, значительно превосходящую (в %-ом отношении) привершинную площадь речного водосбора. Форма овражного водосбора более вытянутая по сравнению с речной, а распределение ширины по длине водосбора типично лишь для этих верхних звеньев эрозионной сети. Специфичность строения и распространения водосборов отдельных оврагов и овражно-балочных систем в бассейнах рек накладывает своеобразный отпечаток на распределение мутности по длине реки, величину фоновой мутности на участках с большой частотой привязки к урезу реки овражных бассейнов, а также формирование кос, осередков, перекатов и перекатных участков в руслах рек.

Морфометрия водосборов определяет и гидрологические характеристики овражных потоков. Эрозионную работу в оврагах выполняют временные русловые потоки с водосборов разной площади, с крайне переменными характеристиками средних и местных уклонов, длин линий стока, глубин базисов эрозии, типа подстилающей поверхности, фильтрационных характеристик почво-грунтов. От гидроморфометрических характеристик русла водотока в овраге и склонов зависят модули стока воды, изменяющиеся в широких пределах по территории даже с близкими природными характеристиками. Эти специфические особенности склоновых потоков учитываются при расче-

тах расходов воды и объемов стока во время летних паводков и весеннего половодья в линейных эрозионных формах верхних порядков.

Из гидравлических особенностей потоков в оврагах, в первую очередь, необходимо отметить их высокую кинетичность (число Фруда близко к 1), которая значительно выше, чем у речных потоков. Коэффициент шероховатости русла изменяется в широких пределах и составляет 0,03-0,1. Выступы шероховатости соизмеримы с глубиной потока. Русловые формы, образующиеся на дне оврага, напоминают речные косы, перекаты, осередки. Периодичность их появления, режимы смещений и переформирований во многом определяются масштабом времени развития самого оврага [Веретникова, 1998, Тарбеева, 2007].

Строение овражно-балочной сети и изменение расходов по порядкам потоков в ней значительно отличается от таковых в речной сети разных порядков и ручейковой сети на плакорных участках склонов. Характеристики последних оказались близкими между собой, но отличающимися от потоков в овражно-балочной сети, что, возможно, обусловлено незавершенностью процесса овражной эрозии. Рисунок ручейковой сети формируется в конце периода половодья и на следующий год уже не сохраняется на поверхности водосбора; линии ручейковой сети формируются ежегодно под действием потоков возникающих в новых условиях снеготаяния. То есть, рисунок струй на водосборе соответствует стоку конкретного года. Рисунок речной сети в плане с известной долей приближения можно, также как и ручейковой сети, считать сформировавшийся в конкретных природных условиях и мало изменяющимся на протяжении столетий, если не акцентировать внимание на отмирании верховьев рек под влиянием антропогенного воздействия. Развитие оврагов, напротив, ежегодно происходит в наследуемой от предыдущего года эрозионной форме, и овраги продолжают рост под действием ежегодно широко варьирующих расходов и скоростей потоков во время ливней и половодья. Во всяком случае, в относительной картине развития разных звеньев эрозионной сети можно выделить овражные формы, как динамичные, а балочные, суходольные, речные – как относительно стабильные. Овражная эрозия в настоящее время переформирует овражно-балочные и речные водосборы, в связи с чем закономерности распределения расходов по порядкам потоков и рисунок этого звена эрозионной сети в плане не могут оставаться стабильными даже на протяжении относительно короткого промежутка времени (10-50 лет). Не исключено, что по мере приближения овражной эрозии к завершающей стадии развития все звенья эрозионной сети на водосборах будут иметь близкие значения изменений морфометрических характеристик и расходов воды по порядкам потоков.

Весь комплекс проблем, связанных с исследованием образования оврагов, их развитием под влиянием природных и антропогенных факторов, распространением по зонам и регионам, зарастанием и т.д., целесообразно рассматривать в свете положения о том, что овраг с водосбором, на котором он развивается, представляет единую природную систему. Антропогенные предпосылки дают импульс к началу образования оврага на склоне; даль-

нейший процесс регрессивной и поступательной эрозии определяется гидролого-геоморфологическими и геологическими характеристиками склонового водосбора. Система «овраг – овражный водосбор» развивается под действием прямых и обратных связей на разных этапах роста оврага. Активизация развития линейных эрозионных врезов, как отмечал Н.И. Маккавеев, начинается с момента концентрации в едином русле склонового, мелко-ручейкового стока, увеличения глубины потока, снижения коэффициента шероховатости и, как следствие, резкого повышения его транспортирующей способности. Затем, по мере сокращения привершинной площади с увеличением размеров оврага и с приближением формы его продольного профиля к «выработанному», скорость роста оврага значительно замедляется. Таким образом, прослеживается тесная связь между изменениями на водосборе, происходящими при развитии на нем оврага, и темпами роста овражной формы. Анализ функционирования системы «овраг – овражный водосбор» позволил Б.Ф. Косову [Косов, Никольская, 1974] предложить понятие «саморазвития» оврага, как закономерного изменения во времени относительных параметров оврага, которое проявляется во всех природных условиях вне зависимости от конкретных количественных характеристик природных факторов оврагообразования. На этой основе разработаны первые модели изменения во времени относительной скорости роста оврага, основывающиеся на изменении морфометрических характеристик его водосбора. Модель развития оврага во времени исходит из анализа следующих основных природных характеристик водосборного бассейна: объемы стока и расходы воды, морфометрия водосбора, включающая характеристики в плане и глубину местных базисов эрозии; размываемость грунтов, слагающих склоновый водосбор, фильтрационные характеристики грунтов, тип подстилающей поверхности, средние уклоны склонов и русла в эрозионной форме.

Масштаб времени развития оврага – 50-300 лет от момента появления промоины на склоне до завершения процесса формирования оврага, позволяет проследить особенности его развития. Первое разделение оврагов на «живые» и «мертвые» было сделано в начале XX века, когда после массового появления оврагов (пореформенный период) наступил период активного роста и, по-видимому, появилось значительное количество зарастающих форм. Стадии развития оврага, прослеживающиеся в природных условиях, получили наглядное подтверждение при экспериментальных исследованиях образования и роста оврагов на физической модели [Экспериментальная геоморфология, 1978]. Весь период формирования оврага может быть разделен на этапы, различающиеся темпом роста оврага и его морфометрическими характеристиками. В первые годы овраг растет в длину. При этом он за первые 10-20% общего времени развития вырабатывает её практически полностью. Затем следует объемный рост овражной формы, её расширение и углубление. Развитие оврага на водосборе можно сопоставить с условиями развития живого организма. Известно, что для нормального функционирования живого организма требуется питание, а, следовательно, определенная площадь земельных ресурсов, вода воздух. Чем на более низ-

кой ступени находится развитие живого организма, тем больше зависимость его жизни от окружающей среды.

Анализ условий развития оврага на склоне показывает, что этот процесс осуществляется при переходе его количественных изменений в качественно новое состояние. Оно наступает, когда площадь водосбора достигает размеров, которые в конкретных природных условиях обеспечивают объемы и расходы водных потоков и их скорости, достаточные для размыва грунта, его транспортирования, а также углубления и расширения первичной овражной формы – промоины и формирования собственно овражного вреза. Количественными характеристиками, дающими представление о принципиальной возможности начала образования оврага на водосборе, являются критические уклоны, в свою очередь зависящие от морфометрических и гидрологических характеристик склона и водного потока. Разработаны зависимости для расчета предельных габаритов оврагов на заключительной стадии развития (потенциал овражной эрозии). Количественные характеристики «потенциала» оврагообразования также определяются природными факторами овражной эрозии. Для оврагов, эрозионный цикл которых практически заканчивается формированием профиля «равновесия», применим вид зависимости изменения уклонов по длине продольного профиля, приведенный Н.И. Маккавеевым [1955] для речных долин. Это подтверждается морфометрическими характеристиками оврагов, закончивших развитие, профили которых получены по измерениям в натуральных условиях, а также результатами экспериментальных исследований.

Развитие системы «овраг – овражный водосбор» подчиняется диалектическому закону отрицания – отрицания. Овраг, развиваясь, деформирует свой водосбор, а сформировавшись, создает условия окончания в его пределах процесса линейной эрозии. Этот подход дает возможность оценить в каждом конкретном случае степень развития овражной эрозии, определить её этап. Анализ взаимодействия элементов системы позволил предложить понятия эссенциальных и экзистенциальных возможностей территории (или водосборного бассейна) по процессу овражной эрозии. Под эссенциальными (сущностными) возможностями понимается та предельная овражность, которая может развиться на территории в конкретных природных условиях. Под экзистенциальными возможностями понимается современная овражность (реализованная часть эссенциальных возможностей), которая зависит от совокупности природных, антропогенных и техногенных факторов. Сопоставление количественных оценок эссенциальных и экзистенциальных возможностей позволяет установить стадию современного процесса, опасность его продолжения, а также предсказать время разрушения растущим оврагом определенной площади водосбора, жилых и промышленных сооружений, рекомендовать целесообразную систему противоэрозионных мероприятий в соответствии с современной стадией развития оврагов.

Особый аспект исследования овражной эрозии представляет оценка её последствий как негативного природно-антропогенного процесса. Использование принятых при оценке таких процессов понятий “опасность” и

“риск развития” для характеристики овражной эрозии имеет определенную специфику. Это обусловлено фактом постоянного уменьшения возможных дальнейших потерь земельных ресурсов из-за приближения экзистенциальных возможностей к эссенциальным по мере развития оврагов и их распространения по территории. Такая особенность присуща овражной эрозии, поскольку её негативные последствия имеют прямую связь с предыдущим развитием процесса, т.к. ежегодные потери, казалось бы, снижаются. Вместе с тем, рост оврагов приводит к безвозвратным потерям земельных ресурсов, выносу плодородного гумусированного горизонта почвы, что накапливает с годами негативный результат. В связи с этим ущерб от овражной эрозии определяется не только прогнозными параметрами процесса, но и количественными характеристиками современного расчленения территории овражной сетью, от которого в значительной степени зависит объем капиталовложений при использовании заовраженных территорий.

Рассмотренные особенности овражной эрозии могут быть расширены и дополнены многими другими характеристиками, показывающими, что овражная эрозия как процесс, обусловленный как природными, так и антропогенными факторами является самостоятельной отраслью науки. В становлении и развитии овраговедения основная заслуга принадлежит Н.И. Маккавееву, Б.Ф. Косову, А.П. Дедкову, Д.А. Тимофееву и многим другим ученым. Благодаря их трудам в настоящее время наука об оврагах развивается в научных и учебных заведениях Поволжья, Белоруссии, Украины, Ставропольского края, Дальнего Востока, Центральные областей России и за рубежом

#### Литература

**Докучаев В.В.** Способы образования речных долин Европейской России. СПб. 1878.

**Боголюбова И.В., Караушев А.В.** Вопросы формирования и развития оврага // Труды ГГИ. Л.: Гидрометеиздат. Вып. 267. 1979.

**Веретенникова М.В.** Механизм овражной эрозии и динамика русловых форм // Геоморфология. 1998. № 2

**Зорина Е.Ф.** Овражная эрозия: закономерности и потенциал развития. М.: ГЕОС. 2003.

**Зорина Е.Ф., Прохорова С.Д., Чалов Р.С.** Роль овражной эрозии в формировании речных перекатов // Геоморфология. 2000. № 4.

**Ивонин В.М., Прахов В.А., Суковатов Ю.М.** Методика и результаты физического моделирования оврагообразования // Геоморфология. 1987. № 2.

**Керн Э.Э.** Овраги, их закрепление, облесение и запруживание. СПб. 1894.

**Козменко А.С.** Гидрологические исследования Тульской губернии // Труды Тульского губернского земства по гидрологическим исследованиям. Карты. М. 1912.

**Косов Б.Ф., Никольская И.И.** Экспериментальные исследования процесса развития оврага // Геоморфология. 1974. № 3.

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

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

**Московкин В.М.** Математическая модель скорости роста вершины оврага // Метеорология, климатология, гидрология. Вып. 16. 1980.

**Никольская И.И.** Экспериментальные исследования развития оврагов // Автореф. дисс...канд. геогр. наук. 1980.

Овражная эрозия. М.: Изд-во МГУ. 1989.

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

**Рысин И.И.** Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во УдГУ. 1998.

**Сидорчук А.Ю.** Динамическая модель овражной эрозии // Геоморфология. 1998. № 4.

**Соболев С.С.** Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Том 1. М.: Изд-во АН СССР. 1948.

**Тарбеева А.М.** Морфология и динамика русел водотоков овражно-балочной сети и малых рек юга лесной зоны Европейской территории России. // Автореф. дисс...канд. геогр. наук. М.: ФОРМАТ. 2007.

**Филин В.И.** Некоторые закономерности в строении русла оврага и их использование // Труды Брянского сельскохозяйственного ин-та. Том 8. 1957.

Экспериментальная геоморфология. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ. 1978.

[В содержание](#) [Библиография](#)

**М.В. Веретенникова, А.С. Завадский, Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев**

### **СОВРЕМЕННАЯ ОВРАЖНО-БАЛОЧНАЯ СЕТЬ В ЛАНДШАФТНОМ ЗАКАЗНИКЕ КРЫЛАТСКИЕ ХОЛМЫ (г. МОСКВА)\***

Ландшафтный заказник «Крылатские холмы», расположенный на западе столицы, является одним из экологически привлекательнейших уголков города. Статус особо охраняемой природной территории он получил в 1998 г. после соответствующего постановления Правительства Москвы. Сочетание уникальных для городских территорий природных достопримечательностей, культурно-исторических и спортивных объектов обусловили большую популярность заказника среди населения.

На территории ландшафтного заказника «Крылатские холмы» расположены три крупных овражно-балочных системы: Верхнетатаровский (Татаровский) овраг, Каменные Заразы (Попов овраг), Каменная Клетва.

\* Работа выполнена по заказу Департамента природопользования и охраны окружающей среды при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64569) и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790.2008.5)

Высокая насыщенность территории уникальными природными объектами, инженерно-техническими конструкциями, спортивными сооружениями (шоссейная олимпийская велотрасса, горнолыжные склоны) и культурно-историческими объектами (рис. 1) обуславливает повышенную потенциальную опасность территории в результате развития эрозионных форм. Это делает крайне актуальным реализацию комплекса мероприятий по наблюдению за динамикой и направленностью экзогенных процессов, основной задачей которых является предотвращение неблагоприятных последствий их развития.



**Рис. 1.** Аэрофотоснимок овражно-балочных систем ландшафтного заповедника Крылатские холмы. 1 – старый карьер; 2 – суходольный луг на больших каменоломнях; 3 – сады; 4 – Татаровские высоты; 5 – Верхнетатаровский овраг; 6 – овраг Каменные Заразы; 7 – церковь Рождества Пресвятой Богородицы; 8 – овраг Каменная Клетва; 9 – песколовушка; 10 – родник; 11 – Малая гора; 12 – Большая гора, 13 – велотрасса.

В 2004-2005 г по заказу Департамента природопользования и охраны окружающей среды г. Москвы специалистами географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова были проведены исследования современного состояния линейных эрозионных форм «Крылатских холмов», дан прогноз их возможного развития и создана опорная сеть стационарных пунктов для ежегодных наблюдений.

Территория Крылатских холмов представляет собой останцовую эрозионную возвышенность, где маломощные рыхлые четвертичные отложения перекрывают останец, сложенный меловыми песками. Большая ее часть приурочена к долинному комплексу р. Москвы, представляя собой коренной правобережный склон, в пределах которого и развиваются овражно-балочные системы (рис. 2 из статьи Завадского А.С., Суркова В.В., Еременко Е.А. «Формирование и современная динамика ...» в настоящем сборнике). Относительное превышение водораздельных поверхностей над днищем долины р. Москвы – около 100 м. Возвышенность имеет ярко выраженный ступенчатый рельеф. Нижняя ступень, в пределах заказника (Татаровские высоты), представляет собой фрагмент долинного заандра – наклонной поверхности, сложенной флювиогляциальными отложениями позднемосковского возраста. Высокую ступень (юго-западная часть парка) образует комплекс холмов, перекрытых чехлом московской морены.

Мощность толщи четвертичных отложений в пределах Крылатских холмов не превышает 30 м, чаще всего составляя 10-20 м. Это – преимущественно плотные средние суглинки буровато-коричневого цвета с дресвой и щебнем гранитов, известняков и кремнистых пород. С поверхности морена перекрывается тонким слоем верхнечетвертичных склоновых отложений (легкие, опесчаненные, слабоуплотненные или вязкие суглинки светло-коричневого цвета), мощностью от 25-30 до 80 см. Местами на контакте морены и верхнечетвертичных суглинков встречаются линзы желтовато-коричневых или серовато-коричневых мелкозернистых песков с редким гравием и щебнем кремнистых пород. Мощность песчаных линз – от 10 до 60 см. Встречаются влажные, насыщенные водой пески, иногда пlyingуны. Очевидно, морена является водоупором для верховодки; переувлажнение верхних горизонтов весной (или при сильных ливнях) способствует их оплыванию на склонах, образованию микроползней и оплывных террасок. Общая мощность перекрывающего морену неустойчивого слоя песков и верхнечетвертичных суглинков составляет 50-120 см. Современный аллювий днищ оврагов и балок представлен мелкими сизовато-серыми песками с тонкими (10-30 см) прослоями супесей и оторфованных суглинков.

Мощность песков составляет 1,5-2 м. Местами с поверхности они перекрыты 10-20 см слоем торфа и перегноя. Пески подстилаются гравийно-галечными отложениями, включающими щебень и крупные, до 10 см в поперечнике, обломки кремнистых пород (по результатам бурения 2003 г).

Овраги на территории Крылатских холмов образовались более 500 лет тому назад. Они упоминаются в духовной грамоте от 1572-1578 гг. времен царствования Федора Иоанновича. Судя по тому, что деревня Крылец-

кое (так в то время именовалось Крылатское) располагалась на одной улице, которая начиналась от церкви, шла вниз по склону холма до начала поймы «между Поповым оврагом и оврагом Святого колодца», первоначально овраги были относительно небольшими и достаточно узкими. С тех пор овраги существенно увеличились в размерах и не утратили своей активности как эрозионные формы.

*Овраг Каменная Клетва* – самый обширный по площади, его длина составляет 1200 м. Он имеет практически выработанный продольный профиль и широкое днище. На дне оврага находятся три каптированных родника – «Рудневской Божьей Матери», «Каменная Клетва» и «Маленький», а также ручей Крылатский (старинное название речка Меленка). Последний берет начало в заболоченной низине в тальвеге оврага выше родника «Рудневской Божьей Матери». Нижняя часть оврага Каменная Клетва более напоминает долину реки. На всем протяжении ручей принимает большие объемы родникового стока со склонов оврага, вследствие чего берега его местами сильно заболочены. В устьевой части оврага сооружены два искусственных резервуара – песколовушки, куда и впадает Крылатский ручей. Вытекая из песколовушек, Крылатский ручей течет по искусственному руслу вдоль улицы Крылатская. Справа в него впадает безымянный (Придорожный) ручей, следующий по естественному уклону навстречу. На участке слияния с Придорожным ручьем общий поток уходит под землю в коллектор в направлении к Гребному каналу. О дальнейшей судьбе Крылатского ручья можно только догадываться, рассматривая выходные отверстия коллекторных труб в бетонной набережной Москвы-реки. Возможно, Крылатский ручей выходит из трубы где-то на дне Гребного канала, и только после этого попадает в Москву-реку. Длина ручья от истока до песколовушек – около 600 м, средняя скорость течения – 0,2-0,3 м/с. Дебит родников в течение года меняется незначительно и составляет в среднем 3,3, 0,32 и 0,034 л/с, соответственно. Грунтовая вода из родников характеризуется средней минерализацией и жесткостью, класс воды – гидрокарбонатно-кальциевый.

В 1990-е гг. проведены работы по обустройству родников и русла ручья. Там где дренирующее воздействие ручья уменьшается, остались заболоченные участки, что вносит разнообразие в ландшафтную структуру территории.

*Овраг Каменные Заразы* имеет длину более 700 м. Небольшой ручей в его устьевой части впадает в искусственную песколовушку, а затем уходит в подземный коллектор. Имеется два правых отвершка, у одного из которых слабо продольный профиль вогнутый, вершина не активна, хотя уклон значительный (около 25°). Второй правый отвершек активно развивается из-за сбросов ливневой канализации, ниже выхода, которой образовался донный врез. Продольный профиль основного ствола оврага ниже отвершка становится выпуклым, что влечет за собой образование донного вреза и активизацию эрозионных процессов в вершине. Вершинная часть основного ствола оврага засыпана при строительстве улицы Крылатские Холмы, однако сохранила активность до настоящего времени. Из четырех

левых отвершков три слабо активны. По ним проложены тропинки. Рядом с первым от вершины отвершком от дюкера под велотрассой в слабо сцементированных песках образовался врез высотой до 5 м, который развивается катастрофическими темпами. Древостой по бортам оврага слабо защищает борта от склоновых и эрозионных процессов, а в некоторых случаях способствует их активизации.

*Овраг Верхнетатаровский* представляет собой активную эрозионную форму. Длина его вместе с водотоком в устьевой области достигает 2000 м. По интенсивности эрозионных процессов овраг может быть разделен на три части: устьевую, среднюю – до крупного правого отвершка и вершинную. Эти части отчетливо просматриваются в крутизне склонов поперечного профиля и уклонах продольного. В непосредственной близости от вершины оврага проходит велотрасса.

Устьевая часть имеет выположенный продольный профиль, днище шириной около 10 м, глубина 3-4 м, слабо заболочено. В районе выхода ливневой канализации (средняя часть) борта осложнены серией сплывов-оползней. Ниже в днище образовался донный врез длиной около 15 м. Выше правого отвершка (вершинная часть) внешний облик оврага резко меняется. Глубина увеличивается до 10-12 м, откосы имеют крутизну до 30°. Днище под вершиной слабо заболочено. Вершина оврага с уступом подходит к велотрассе, создавая угрозу её разрушения.

Обследования территории на протяжении нескольких лет, начиная с 2004 г., показали, что при интенсивности осадков, соответствующей более 10-15% вероятности превышения, в оврагах не происходит каких-либо значительных изменений. Отмечен небольшой (0,5 м) прирост вершины правого отвершка оврага Каменная Клетва и его незначительное углубление.

При осадках более редкой повторяемости эрозионные процессы активизируются. Так существенные изменения претерпела вершина Верхнетатаровского оврага. По всей вероятности, в результате засора в ливневой канализации основная масса воды направлялась по улице Крылатские Холмы. В вершинной части Верхнетатаровского оврага, когда глубина потока по улице значительно превысила метровую величину, вода направилась через бордюрный камень в сторону вершины оврага. При таких объемах воды даже незначительного уступа, образованного асфальтовым покрытием велотрека, хватило для формирования интенсивного размыва (рис. 2). Не менее существенные изменения произошли в правом среднем отвершке Верхнетатаровского оврага, водосбор которого достаточен для формирования значительных объемов стока. В результате дождей отвершек резко активизировался и удлинился; на участке с выпуклым продольным профилем усилился донный размыв.

В Верхнетатаровском овраге в результате разрушения ливневой канализации поток воды пошел по днищу, что привело к образованию донного вреза практически по всей длине верхнего участка. Ниже разрушенной ливневой канализации образовался водобойный колодец глубиной 1,5 м. По оставшимся на бортах следам водного потока можно определить его глуби-

ну – 0,5-0,6 м при расходе 2-2,5 м<sup>3</sup>/с. Высокие расходы вызывают в свою очередь подмыв склонов, что ведет к образованию оползней-сплывов (рис. 3).



**Рис 2.** Размыв в вершине Верхнетатаровского оврага с подмывом велотрассы.



**Рис 3.** Образование оползней в результате подмыва на бортах Верхнетатаровского оврага.

Интенсивный размыв толщи песков происходит в овраге Каменные Заразы на месте ранее сооруженной противозерозионной системы. Существовавшие здесь лоток и успокоитель полностью разрушены, выходящий из дюкера под велотреком поток воды концентрируется в русле и через 10-12 м формирует уступ глубиной 6-8 м (рис. 4).



**Рис 4.** Катастрофический прирост оврага Каменные Заразы в слабосцементированных песках.

Водный поток в водобойном колодце подрезает склоны у основания подобно циркуляционной пиле, в результате чего происходит их обрушение отдельными блоками с образованием у подножия осыпи. По приблизительной оценке, за 3-4 сильных ливня 2005 г. в овраг было вынесено около 200 м<sup>3</sup> песка. Весь материал попадает в центральную часть оврага, частично отлагается в днище, а частично выносится потоком воды в устье к песколовушкам.

Как и в Верхнетатаровском овраге, в верхнем правом отвершке оврага Каменные Заразы, потоки воды идут частично через канализацию, частично в обход ее. В результате на выходе из ливневой канализации образо-

вался водобойный колодец глубиной до 3 м и донный врез длиной около 50 м (рис. 5).



А



Б

**Рис 5.** Влияние ливневой канализации на развитие оврага Каменные Зары. *А – выход ливневой канализации и остатки разрушенной противоэрозионной системы; Б – промоина ниже остатков ливневой канализации.*

Известно, что овраги на урбанизированных территориях развиваются в условиях значительного антропогенного пресса. Особенности их развития в городах связаны, в основном, с перераспределением стока между городскими кварталами, не соответствующих естественным водосборам, изменением коэффициентов фильтрации и стока, связанных с асфальтовым покрытием улиц, концентрацией стока в придорожных кюветах, сбросами больших масс воды, сконцентрированной в сбросных трубах, дюкерах, лотках, а также с наличием ливневой канализации, перехватывающей часть поверхностного стока.

В условиях населенных пунктов, особенно городов, перераспределение стока может активизировать эрозионный процесс в антропогенно обусловленных местах сброса водного потока. Расчет позволяет построить профили «равновесия» линейных эрозионных врезов, получить представление о возможном углублении оврагов, изменении поперечных профилей под воздействием сопутствующих оврагообразованию склоновых процессах.

Определение потенциальных характеристик для оврагов «Крылатских холмов» был выполнен по зависимостям, разработанным в НИ лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ [География ..., 2006]. Гидрологические характеристики определены в соответствии с «Инструкцией по определению расчетных гидрологических характеристик ...» [Инструкция..., 1982]. При этом для расчета были приняты следующие параметры: расходы 1% вероятности превышения, морфометрические характеристики водосборов (в соответствии полученными результатами теодолитной съемки и картографическими материалами).

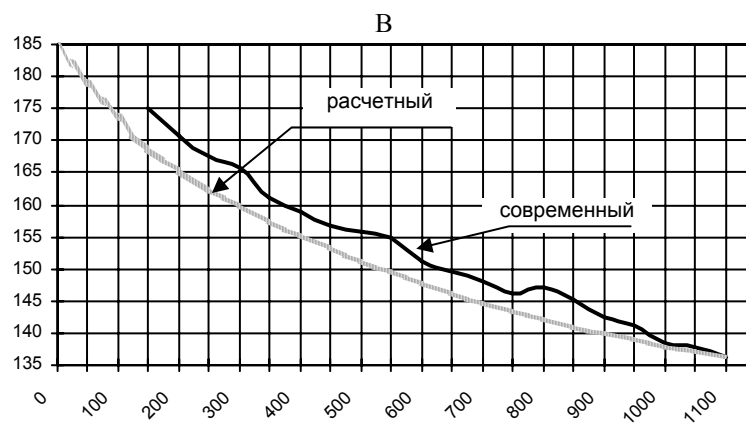
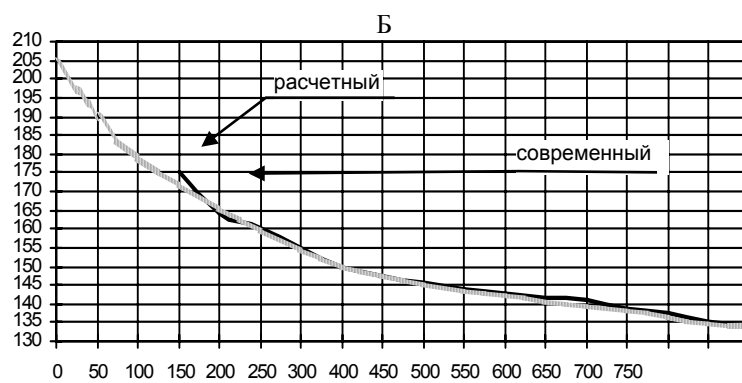
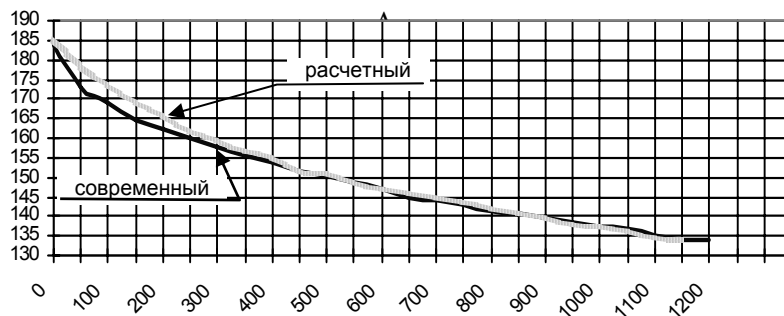
Полученные величины модулей стока для оврагов оказались практически одинаковыми, различия в расходах воды обусловлены размерами водосборов.

Результаты расчетов показали, что предельные длины оврагов могут составлять: для оврага Каменная Клетва – 1300 м, Каменные заразы – 900 м, Верхнетатаровский – 800 м. При перераспределении стока за счет изменения линий стока, размеров водосборов и организации сброса в овраги ливневой канализации можно ожидать превышение этих размеров.

Расчетная ширина оврагов близка к 100 м. Однако при существующем активном развитии склоновых процессов можно ожидать, что вся межовражная часть водосбора, оставленная под прогулочную зону превратится в «бедленд», когда овраги бортами будут перехватывать соседние водосборы. Старые деревья, стоявшие в 2004 г. на бортах, сейчас выворочены с корнями и лежат по склонам и в днищах оврагов. Это увеличивает меандрирование и турбулентность временных потоков, что приводит к все большему расширению днища оврагов, интенсификации склоновых процессов.

На рис. 6 представлены современные продольные профили оврагов и «выработанные», т.е. соответствующие условиям относительной стабилизации процесса. Их сопоставление позволяет получить представление о том, насколько могут измениться габариты оврагов, а, следовательно, какова опасность продолжения оврагообразовательного процесса.

Современные профили оврагов Каменный Клетвы (рис. 6 А) и Каменные Заразы (рис. 6 Б) в основном соответствуют расчетным. Во время активного хозяйственного освоения территории их верховья были искусственно укорочены, а количество воды поступающей к ним увеличилось из-за изменения коэффициента стока.



**Рис. 6.** Современные и расчетные продольные профили оврага Каменная Клетва (А); Каменные Заразы (Б); Верхнетатаровский (В).

В результате овраги Каменная Клетва и Каменные Заразы не только выработали свой потенциал в пределах сложившейся обстановки, но и превысили его.

Это привело к увеличению эрозионного потенциала отвершков, и при увлечении ливневых расходов в последние годы они резко активизировались. Поскольку дождевые осадки часто имеют своеобразный «пакетный» тип, каждый предыдущий дождь создает условия усиления воздействия следующего.

Овраг Верхнетатаровский (рис. 6 В), в отличие от предыдущих, имеет не выработанный продольный профиль. Его современный и расчетный профили разнятся по глубине на 5-7 м. Скорее всего превышения современного профиля в средней и устьевой частях оврага связаны с антропогенной аккумуляцией. В вершине несоответствие прогнозного и современного профилей объясняются относительной молодостью оврага.

В ускорении развития оврагов решающую роль сыграло активное строительство на территории заказника. Были изменены конфигурация и площади водосборов, что дало повсеместное увеличение стока в отвершках, в одних случаях, из-за увеличения площади водосбора и объемов стока воды, в других, при уменьшении площади из-за изменения коэффициента стока.

Активизации овражной эрозии в наибольшей степени способствует неорганизованный сброс поверхностных вод и отсутствия учета инженерно-геологических, гидрологических и орографических особенностей территории при проектировании и строительстве сооружений. В частности, прокладка дюкера под велотрассой способствовала образованию нового отвершка в овраге Каменные Заразы и полной перестройке прилегающей части оврага. В периоды сильных дождей в последние годы ливневая канализация была окончательно заполнена пролювием. Потоки воды, идущие в обход труб не только размывали днище оврага, но и разрушили саму велотрассу.

На участке водосбора выше велотрека отмечается активная аккумуляция наносов, для которых сама насыпь служит плотиной, поскольку дюкер не справляется с потоками воды. При таких темпах аккумуляции возможен перелив воды через насыпь велотрека и ее последующий размыв.

Большие объемы воды, наряду с наличием водоупорного горизонта, способствуют размыву бортов оврагов и образованию оползней-оплывин, а последние – ускоренному расширению оврагов, что создает угрозу разрушения хозяйственных объектов.

Мотоциклетная трасса на водоразделе оврагов Каменные Заразы и Верхнетатаровский включает в себя искусственную выемку и серию небольших горок, что является недопустимым на охраняемой территории природного заказника и может, в условиях сложного инженерно-геологического строения, привести к непредсказуемым последствиям. В условиях окarbonаченных песков, скапливающаяся в искусственном понижении вода может привести к образованию псевдокарста и суффозии. В результате тоннельной эрозии в сторону Верхнетатаровского оврага отвершек может образоваться практически мгновенно.

На основе проведенных исследований были разработаны рекомендации по учету и предотвращению неблагоприятных последствий развития эрозионных и склоновых процессов на территории заказника Крылатские холмы, представленные в Департамент природопользования и охраны окружающей среды г. Москвы.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

География овражной эрозии / Под ред. Е. Ф. Зориной. М.: Изд-во МГУ. 2006.

Инструкция по расчету гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий. Л. ВСНОО-ОО. 1982.