

На правах рукописи

Евсеева Нина Степановна

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ
ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ**

25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени

доктора географических наук

Томск 2006

Работа выполнена на кафедре географии Томского государственного университета

Научный консультант доктор географических наук, профессор
Поздняков Александр Васильевич

Официальные оппоненты: доктор географических наук
Дюкарев Анатолий Григорьевич

доктор географических наук, профессор
Козин Василий Васильевич

доктор геолого-минералогических наук
Уфимцев Геннадий Феодосиевич

Ведущая организация: Институт водных и экологических систем
ДВО РАН, г. Хабаровск

Защита состоится «2» марта 2006 года в _____ часов на заседании диссертационного совета Д 212.267.15 при Томском государственном университете по адресу: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Главный корпус, ауд. 119.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке Томского государственного университета по адресу г. Томск, пр. Ленина, 34 а.

Автореферат разослан « 31 » января 2006 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат географических наук, доцент

Т.В. Королева

Введение

Актуальность темы. Изучение современных процессов рельефообразования (СПР) – одна из наиболее актуальных проблем геоморфологии. Исследования СПР проводятся практически во всех странах мира, наибольших успехов в этом плане достигли ведущие геоморфологические школы мира – в США, Великобритании, Японии, Франции, Китае, России. Основное внимание при изучении СПР уделяется вопросам катастрофических изменений, прежде всего в русловых, эоловых, береговых структурах, эрозии почв и др. (Сафьянов, 2005; Ананьев, 2005).

В исследовании СПР вычлняются научная и прикладная стороны. В рамках первой фигурирует познание пространственной организации современного рельефа и рельефообразующих процессов, их взаимосвязанное функционирование. Знание закономерностей развития СПР, их скоростей, динамики, геохимических и экологических аспектов необходимо при решении проблем рационального использования природных ресурсов, в частности, хозяйственного освоения территории: сельскохозяйственного использования земель, размещения различных сооружений и определения мер защиты от негативных последствий изменения рельефа и природной среды в целом, т.е. оценкам геоморфологического риска – вероятности наступления (активизации) нежелательного геоморфологического события и возможного нанесения ущерба какому-либо хозяйственному объекту и населению, связанного с теми или иными геоморфологическими условиями. При хозяйственном освоении территории негативные процессы проявляются в виде землетрясений, эрозии и дефляции почв, оползневых процессов, оврагообразования, подтопления и т.д. Многие из них вызывают экономический и экологический ущерб, иногда создают угрозу здоровью и жизни людей. В результате в нашей стране неоднократно разрабатывались программы по изучению СПР: в связи с защитой почв от эрозии и дефляции, по разработке и реализации системы мер по прогнозированию и мониторингу чрезвычайных ситуаций, а также методов прогнозирования рисков возникновения чрезвычайных ситуаций природного характера, по мониторингу опасных эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов и т.д. Так, в течение 2000-2004 гг. выполнялась Федеральная целевая программа «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2005 года» (Экологический вестник, 2000). Теоретическим и методическим аспектам исследования СПР были посвящены VII Пленум Геоморфологической комиссии (Киев, 1968), XXVIII пленум (Новосибирск, 2004) и др.

Совокупность современных природных и природно-антропогенных процессов, особенности их пространственно-временного развития определяют геодинамическую обстановку территории. Для разработки методов прогнозирования геоморфологических рисков при освоении территории

необходимо знать факторы, механизмы развития негативных процессов, их динамику и скорости.

Для решения названных проблем весьма важны региональные геоморфологические исследования, являющиеся основой развития теоретических представлений и методов их практического использования. Актуальность изучения СПР юго-востока Западно-Сибирской равнины связана с ее хозяйственным освоением: добычей углеводородов на Обь-Иртышском междуречье и их транспортировкой в различные регионы страны и мира; поисками нефти и газа на междуречье Оби и Енисея; лесозаготовительными работами и др.

В связи с вышеизложенным **объектом исследования** являются рельеф и современные процессы рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины на региональном и локальном уровнях. Современные экзогенные процессы рельефообразования («возрастной» рубеж их колеблется от первых часов - десятков лет до 10-12 тысяч лет) изучены далеко не достаточно. Использование структурно-геоморфологических, геофизических, литолого-фациальных данных позволило показать отражение новейших тектонических движений в рельефообразовании.

В предметную область исследования входят факторы, влияющие на пространственное положение и развитие современных процессов рельефообразования, их интенсивность, динамику. Для ряда процессов проводится сравнительный анализ скоростей их развития в естественных и антропогенно измененных ландшафтах, рассматриваются их эколого-геохимические аспекты. Положенный в основу диссертационного труда обобщенный материал был собран в результате экспедиционных исследований, детальных наблюдений за талой, ливневой эрозией почв, дефляцией, формированием микрорельефа пашни и др. в течение 1973-2005 гг.

Цель работы – обобщение результатов исследований по изучению закономерностей и динамики процессов рельефообразования в естественных и антропогенно измененных ландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины, выявление их связи с морфоструктурами, новейшими тектоническими движениями, биотой, а также геохимических и экологических аспектов их развития.

Для достижения цели были поставлены и решались следующие **основные задачи**:

1. Проанализировать и обобщить имеющиеся сведения (литературные, картографические источники) по современным процессам рельефообразования.
2. Обобщить результаты экспедиционных и стационарных исследований современных процессов рельефообразования, полученные автором, с целью выявления закономерностей их развития, выяснения факторов, механизмов, масштабов, пространственного распространения.
3. Провести структурно-геоморфологические исследования территории для выявления отражения эндогенных процессов в рельефообразовании.

4. Оценить роль биогенного рельефообразования на исследуемой территории.

5. Провести количественную оценку факторов развития талой, ливневой эрозии и дефляции почв, составить ряд оценочных карт по факторам на ключевые участки.

6. На основе стационарных исследований определить интенсивность развития эрозии, зимней дефляции почв, их динамику, а также эколого-геохимические аспекты этих процессов.

7. Оценить роль нивации, суффозии, крипа в преобразовании рельефа.

8. Составить совмещенную схему районирования территории по комплексу современных процессов рельефообразования и их связи с морфоструктурами.

Научная новизна работы:

1. Впервые на основе теоретического обобщения обширного фактического материала дана качественная и количественная оценка современных процессов рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины, проведено их районирование и выявлены связи с морфоструктурами региона, ярусность их проявления.

2. Выявлена роль разрывных нарушений в формировании рельефа ложбин стока и роль новейших тектонических движений региона в расчленении рельефа, в развитии процессов денудации и заболачивания.

3. Оценена роль биогенного рельефообразования в преобразовании земной поверхности исследуемого региона.

4. Впервые для районов сельскохозяйственного использования земель дана количественная оценка факторов развития эрозии, дефляции почв, составлены оценочные карты эрозионного потенциала рельефа, смываемости почв дождевыми осадками, рассчитаны дефлируемость почв, климатический показатель дефляции, дефляционный потенциал ветра.

5. Оценена роль суффозии, нивации и крипа в преобразовании рельефа в агроландшафтах.

Практическая значимость работы:

- Выявленные закономерности развития и распространения современных процессов рельефообразования, особенности их изменения под влиянием техногенных факторов имеют весьма существенное значение в оценке геоморфологического риска при освоении территории.

- Геоморфологическая, морфометрические и карты оценки факторов эрозии почв – основа для инженерно-геологического анализа территории в связи с ее перспективностью на нефть, газ; при разработке проектно-сметной документации с целью строительства технических объектов; при землеустройстве, землепользовании и др.

- Данные по эколого-геохимическим последствиям развития процессов эрозии и дефляции почв необходимо использовать при обосновании

противоэрозионных и противодефляционных мероприятий, а также проектов по охране поверхностных и грунтовых вод от загрязнения.

Результаты исследования автора, вошедшие в диссертационную работу, в виде отчетов, карт, монографий используются в территориальном центре «Томскгеомониторинг», в Томской комплексной экспедиции и других организациях.

- Автором разработаны и читаются на кафедре географии Томского государственного университета лекционные курсы «Экзогенные процессы и методы их исследования», «Физическая география России», «Палеогеография», «География Томской области».

- Результаты исследования используются в учебных полевых практиках (геолого-геоморфологической и ландшафтной) студентов I-II курсов, при подготовке курсовых и дипломных работ.

- Практическую и научно-познавательную значимость имеют монографии и учебные пособия автора: «География Томской области: природа и природные ресурсы» (2002, 2005), «География Томской области: население, экономика, экология» (2003, 2005), Атлас Томской области (1998).

Положения, выносимые на защиту:

1. Различия морфоструктур и комплекса современных процессов рельефообразования в пределах Внешнего морфоструктурного пояса и Внутренней области Западно-Сибирской плиты обусловлены тектоническим развитием территории в новейшее время.

2. Новейшие тектонические движения на исследуемой территории находят отражение в высотном поле рельефа и степени его расчленения, в плановом рисунке гидросети и аномальных уклонах рек, степени заболоченности, в интенсивности развития процессов денудации и аккумуляции.

3. Новейшие движения в регионе сопровождались образованием или подновлением разрывных нарушений. В ряде активных разломов это привело к формированию гривно-ложбинного рельефа с высокой степенью заболоченности.

4. Биогенный морфолитогенез – один из ведущих процессов рельефообразования в регионе, он оказывает как прямое, так и косвенное влияние на развитие других процессов.

5. Антропогенное преобразование ландшафтов приводит к изменению скоростей процессов рельефообразования, в частности, вызывает существенное увеличение интенсивности проявления эрозии и дефляции почв, эколого-геоморфологических и геохимических процессов.

Личный вклад автора. Диссертационная работа является теоретическим обобщением 30-летних полевых экспедиционных и 20-летних стационарных исследований автора, проводившихся: 1) при оценке мелиоративного фонда южных районов Томской области в 1973-1975 гг.; 2) в ходе геологической съемки Томской области масштаба 1:200000 в течение 1975-1989 гг. в

бассейнах рек Чулыма, Кети, Тыма; 3) при оценке состояния окружающей среды на осваиваемые нефтяные месторождения, в зоне трасс нефтепроводов (1990-2003 гг.) и др.; 4) автору принадлежит постановка задачи и ее реализация по стационарному изучению эрозии и зимней дефляции почв, их эколого-геохимических аспектов (1985-2005 гг.). Соавторство всех участников работы оговорено в соответствующих разделах диссертации.

Исследования по залеганию снежного покрова на стационаре «Лучаново» и других экспериментальных участках выполнены при частичной финансовой поддержке программы Минобразования Российской Федерации «Университеты России» (проект УР 08.01.007).

Апробация результатов исследования. Отдельные результаты работы по теме докладывались автором на Всесоюзных и Всероссийских конференциях по исследованию русловых и эрозионных процессов в Москве (1981, 1983, 1991), Вологде (1995), Уфе (1999), Барнауле (2003); на Всероссийской конференции по проблемам географии (Томск, 2001), на второй Всероссийской конференции «Экологический риск» (Иркутск, 2001), на Пленумах Геоморфологической комиссии РАН в Казани (1988), Барнауле (2001), Томске (2003), Новосибирске (2004); на Всероссийской школе-семинаре в Барнауле (2002), Иркутском геоморфологическом семинаре (2004), пятых Щукинских чтениях (Москва, 2005); на XII съезде Русского Географического общества (Кронштадт, 2005), на Международной научно-практической конференции (Барнаул, 2005), на III Всероссийской научной конференции «Современные проблемы почвоведения Сибири и оценки земель» (Томск, 2005) и др.

По теме диссертации опубликовано более 70 работ, в том числе в журналах «География и природные ресурсы» (1986-2003 гг.), Вестник Томского государственного университета (2001, 2003, 2005 гг.), «Геоморфология» (2004, 2005 гг.); в трех монографиях – «Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и омывающих морей» (1986), «Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины» (1990), «География Томской области» (2001), картах – Геоморфологической карте СССР (1987), Геоморфологической карте Томской области (2002); в энциклопедии «Томск от А до Я: краткая энциклопедия города» (2004); в пяти учебных пособиях: для студентов-географов – «Экзогенные процессы рельефообразования» (2000), «География Томской области: население и хозяйство» (2005); для учащихся 8-9 классов общеобразовательных школ – «Атлас Томской области» (1998), «География Томской области: природа и природные ресурсы» (2002, 2005), «География Томской области: население, экономика, экология» (2003, 2005); пятнадцать статей опубликованы в «Вопросах географии Сибири» (1980-2001 гг.) и др.

Материалы и тезисы по отдельным положениям работы опубликованы в сборниках материалов Международных конференций: «Современные методы эколого-геохимической оценки состояния и изменения окружающей среды» (Новосибирск, 2003), «Теоретические и прикладные проблемы географии на

рубеже столетий» (Алматы, 2004), Российско-германской конференции (Тюмень, 2004), «Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий» (Барнаул, 2005).

Структура и объем работы. Диссертационная работа включает два тома. Первый том – основной текст диссертации, изложенный на 535 страницах, состоит из введения, 9 глав и заключения; иллюстрирован 237 рисунками, содержит 155 таблиц. Второй том диссертации включает 59 приложений объемом в ■ страниц. Общий список литературы состоит из 728 источников.

Автор выражает глубокую признательность за помощь и ценные замечания научному консультанту профессору А.В. Позднякову, профессорам – В.П. Парначеву, П.А. Окишеву, С.П. Кулижскому; коллегам по изучению эрозионных процессов – А.И. Петрову, Г.Е. Пашневой, Р.В. Кнаубу, З.Н. Квасниковой, Н.В. Осинцевой, В.И. Слуцкому, Л.И. Герасько; сотрудникам кафедры географии; а также Л.Н. Некрасовой, Л.В. Шерстобитовой, И.В. Кружевской за помощь и поддержку.

Глава 1. Состояние проблемы. История изучения современных процессов рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины

Состояние проблемы и терминология

В данной главе характеризуются ключевые методологические вопросы изучения современных процессов рельефообразования (СПР): понятия «современные экзогенные процессы», их нижняя граница; ведущий процесс; парагенез и парагенезис; элементарный геоморфологический процесс; геодинамический комплекс и его границы; новейшие и современные тектонические движения; классификация и картографирование СПР; влияние хозяйственной деятельности человека на развитие СПР и др.

Под термином «современные экзогенные процессы рельефообразования» мы, вслед за Д.А. Тимофеевым и др. (1977), понимаем процессы выветривания, денудации и аккумуляции, которые могут наблюдаться и быть измеренными различными методами в настоящее время или интенсивность которых может быть установлена по историческим материалам. Автором данной работы нижняя граница современных экзогенных процессов для большинства классов процессов (согласно классификации В.Б. Выркина, 1998) принята в интервале до 300 лет, в то же время процесс болотообразования и торфонакопления имеет нижнюю границу в интервале 10-12 тыс. лет.

В заключение обзора современного уровня научного познания СПР сделаны выводы: 1) изучение этих процессов в настоящее время находится в стадии формирования банка геоморфологических идей, данных о факторах, механизмах, масштабах распространения, ритмичности, цикличности, скоростях проявления и т.д. Как совершенно справедливо заметил Ю.Г. Симонов (2005), эти проблемы не получили своего разрешения и до настоящего времени; 2) необходимо развивать физико-математическую основу изучения СПР, особенно специальную, имеющую практическое значение; 3) необходимо

внедрять новые методы исследования – моделирование, эксперимент, стационарные наблюдения и др.; 4) в рамках экологической геоморфологии актуально, на наш взгляд, изучение эколого-геохимических аспектов экзогенного рельефообразования; 5) необходимо углубленное изучение эндогенных процессов, их скоростей и т.д. Все это послужит решению ряда важных научных и практических задач: выявлению закономерностей функционирования геоморфологических систем разного ранга; функциональной зависимости скоростей протекания разных процессов; взаимосвязи биогенных и абиогенных процессов, изменения эколого-геохимических состояний на локальных, региональных участках; позволит дать более обоснованные прогнозы негативных геоморфологических процессов и др.

История изучения процессов рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины

В истории изучения рельефа юго-востока Западно-Сибирской равнины за более чем 300-летний период выделено три основных периода. Первый – разрозненные сведения о природе и рельефе (XVII-XVIII вв.), собранные в трудах Н.Г. Спафария, И. Идеса и А. Бранта, С.У. Ремезова, П. Чичагова, Д.Г. Мессершмидта, И.Г. Гмелина, П.С. Палласа, И.П. Фалька и др.

Второй период исследований, охватывающий XIX в., характеризуется освоением природных богатств Сибири. В это время изучаются внутренние водные пути региона в связи с развитием пароходства (в 1843 г. на р. Обь появился первый пароход «Основа»); проводятся изыскания, а затем строительство Обь-Енисейского канала, трассы Сибирской железной дороги, ведутся работы Переселенческого управления, развиваются краеведческие работы и т.д. Не потеряли своей значимости до сих пор исследования, проводившиеся А.К. Сиденсером, Б.А. Аминовым, Б.П. Шостаковичем, Н.А. Костровым, И.Д. Черским, А.М. Зайцевым, А.Н. Державиным, А.А. Краснопольским и др.

Третий период охватывает XX в. – начало XXI в. Начало периода ознаменовалось главным образом работой Переселенческого управления по почвенно-ботаническому и гидротехническому изучению «колониционных районов». Рельеф и поверхностные отложения изучались попутно В.П. Аникиным, А.Ф. Плотниковым, И.И. Жилинским, А.А. Праздниковым, В. Рубчевским, Д.А. Драницыным, М.Э. Янишевским, Р.С. Ильиным и др.

Интенсивные геолого-геоморфологические, геофизические работы начались в регионе с середины XX в. в связи с перспективностью территории на нефть и газ. Большое внимание при этом уделялось структурно-геоморфологическим исследованиям. Огромный вклад в изучение рельефа, геологии территории внесли М.А. Усов, М.К. Коровин, Л.А. Рагозин, М.П. Нагорский, С.Б. Шацкий, А.А. Земцов, Л.К. Зятькова, А.С. Архипов, В.А. Николаев, В.В. Вдовин, Б.В. Мизеров, Е.М. Сергеев, Н.В. Коломенская, А.С. Герасимова, В.Т. Трофимов, М.И. Нейштадт, Ю.А. Львов, О.Л. Лисс и многие другие. В последние годы изучением экзогенных процессов занимаются

сотрудники ТЦ «Томскгеомониторинг», геологи и географы Томского государственного университета, геологи Томского политехнического университета и др.

Методика работ

В работе использованы различные методы – географический, геоморфологический, картографический, структурно-геоморфологический, морфометрический, экспедиционные и стационарные исследования, дешифрование аэрофото- и космоснимков и др.

Экспедиционные исследования по изучению рельефа, процессов рельефообразования и четвертичных отложений проводились автором в течение 1973-2005 гг., они включают маршрутные и аэровизуальные наблюдения.

Для выявления взаимосвязи рельефа, СПР и тектонических структур, роли новейших тектонических движений в рельефообразовании использован ряд структурно-геоморфологических приемов: 1) гипсометрические приемы включали визуальное изучение гипсометрии рельефа, а также построение карт базисных поверхностей II, III и IV порядков на бассейн р. Кеть в масштабе 1:200000 по методике В.П. Философова (1975); 2) анализ степени расчленения рельефа выразился в построении серии морфометрических карт. Впервые на территорию Томской области построены карты средних уклонов земной поверхности, горизонтального, вертикального и интенсивности (суммарного) расчленения рельефа в масштабах 1:1500000 и 1:4000000; для бассейнов Кети и Тыма – в масштабе 1:200000; 3) морфографические приемы, дающие представление об особенностях планового рисунка элементов земной поверхности в связи с новейшими тектоническими движениями: изучены продольные профили крупных и средних рек (с длиной более 50 км) региона, проведен анализ строения гидросети. Впервые для региона составлены карты аномальных уклонов рек и типов речной сети в масштабе 1:4000000.

Для контроля достоверности результатов, полученных в ходе структурно-геоморфологических исследований, привлечены данные геологических, геофизических съемок территории и материалы дешифрования аэрофото- и космоснимков.

В период с 1985 по 2005 гг. с целью территориальной оценки факторов эрозии и дефляции почв юго-востока Западно-Сибирской равнины использовались следующие приемы и операции:

- на ключевой участок – Томь-Яйское междуречье – площадью более 4,5 тыс. км² построена серия карт в масштабе 1:100000: 1) расчленения рельефа балками (Евсеева, Плеханова, 1993); 2) карта средних углов наклона земной поверхности; по методике Г.А. Ларионова (1984) карта эрозионного потенциала рельефа (Евсеева, Кнауб, 2004); 4) по методике И.И. Винниченко (1987) построена карта потенциальной эрозионной опасности земель;

- по методикам Х.Х. Беннета (1958), В.В. Гуссака (1959), М.Н. Заславского (1979) проведена оценка противозерозионной устойчивости почв юго-востока Западно-Сибирской равнины;
- рассчитана метеорологическая сила дождей, выпадающих в регионе, согласно зависимости П.Ф. Горбачева (1937);
- определена смываемость почв Томь-Яйского междуречья при стоке дождевых вод, рассчитанная по методу Г.А. Ларионова, построена карта в масштабе 1:100000 (Евсеева, Кнауб, 2004);
- рассчитан дефляционный потенциал ветра Томь-Яйского междуречья по методике Г.А. Ларионова для средних скоростей ветра и порывистого ветра за 1991-2000 гг. (Евсеева, Слуцкий, 2004, в печати);
- рассчитан по данным 26 метеостанций региона по зависимости Е.М. Любцовой (1997) климатический показатель дефляции за 1955-2000 гг.;
- определено сравнительно-картографическим методом количество оврагов и средние скорости их роста в пределах г. Томска за период с 1896 по 2000 гг. (Осинцева, Евсеева, 2000) и в регионе.

Методика полевых исследований эрозии и дефляции почв на стационарах включала следующие приемы:

- инструментальную съемку территории стационаров в масштабе 1:500 общей площадью 14 га и построение карты уклонов земной поверхности;
- заложение почвенно-геоморфологических профилей;
- изучение залегания снежного покрова в микромасштабе (Евсеева, Петров, Пашнева, 1996; Евсеева, Петров, 2000; 2001; 2003; Евсеева, Петров, Кнауб и др., 2005 и др.);
- стационарные и маршрутные наблюдения за интенсивностью снеготаяния, скоростями водных потоков, мутностью воды, расходами воды, морфологией микропотоков; определение интенсивности смыва почв на склонах пашни по методу С.С. Соболева, но с замерами параметров водороев через 5-10 м; отбор проб из снежной толщи, водных потоков, конусов выноса и почв пашни;
- наблюдения за дефляцией почв холодного периода года по опорным профилям в пределах стационаров (Евсеева, Квасникова, Осинцева и др., 2001; Евсеева, Квасникова, 2004; Евсеева, Квасникова, 2005 и др.);
- выявление эколого-геохимических аспектов дефляции и эрозии почв и др.

Данные о СПР, полученные автором различными методами и приемами, и литературные источники позволили провести сравнительный анализ их скоростей в естественных и антропогенно нарушенных ландшафтах.

Глава 2. Морфоструктура и основные черты геоморфологического строения юго-востока Западно-Сибирской равнины

Исследуемый район занимает более 320 тыс. км², что составляет около 10% площади Западно-Сибирской равнины, в основном в пределах подзон

средней и южной тайги, зоны мелколиственных лесов на территории Томской области и прилегающих районов Красноярского края, Кемеровской и Тюменской областей. В главе кратко охарактеризованы основные типы рельефа территории – денудационно-аккумулятивный, водно-ледниковый, эрозионно-аккумулятивный, эоловый и фитогенный. Дана характеристика морфоструктур региона, история их развития; на основе новых геолого-геофизических данных автором выполнено морфоструктурное районирование. В результате схема морфоструктурного районирования на данную территорию М.Е. Городецкой и Ю.А. Мещерякова значительно изменилась: к Внешнему поясу на нашей схеме не относится Кетско-Тымская наклонная равнина. В пределах Внешнего пояса и Внутренней области плиты выделено по три морфоструктурных района, они достаточно четко обособляются по преобладающему типу морфоструктур и ориентировке основных орографических элементов рельефа.

Анализ соотношения основных крупных элементов рельефа юго-востока Западно-Сибирской равнины с элементами ее геологической структуры позволил сформулировать и раскрыть первое защищаемое положение о влиянии новейшего этапа развития территории на рельеф и СПР. Геологические, геофизические и структурно-геоморфологические данные на изучаемый регион свидетельствуют:

- в формировании крупных черт рельефа ведущая роль принадлежит тектоническому фактору; основные орографические элементы современного рельефа относятся к категории морфоструктур и возникли на гетерогенном складчатом фундаменте в результате новейших тектонических движений;

- Внешний морфоструктурный пояс тесно связан со складчатым обрамлением равнины (Кузнецкий Алатау и др.), он был вовлечен в общее поднятие горного обрамления и наиболее полно отразил неравномерные подвижки отдельных блоков фундамента;

- особенности истории развития морфоструктуры исследуемой территории – наличие Внешнего пояса и Внутренней области – определили различия в морфологии, морфометрии рельефа, комплексе современных процессов рельефообразования, интенсивности и ярусности их проявления.

Все СПР проявляются в пределах морфоструктур и приводят к преобразованию существующего рельефа: одни из них выравнивают рельеф – болотообразование, планировочные работы; другие снижают высоты земной поверхности – эрозионные, эоловые, суффозионные, прогибание земной поверхности, осадка земной поверхности при добыче нефти, газа и т.д.; третьи способствуют поднятию территории – рост положительных тектонических структур, создание рельефоидов в процессе хозяйственной деятельности человека, торфонакопление и др.

Автором данной работы проведен анализ существующих схем районирования экзогенных процессов территории – В.Т. Трофимова, Н.Г. Фирсова (1990), В.А. Льготина, А.П. Алимасовой (1987) и предложено районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины по проявлению

комплекса современных экзогенных процессов в пределах наиболее крупных морфоструктур в естественных ландшафтах с указанием активизации их или возникновения новых процессов при хозяйственном освоении территории. При этом использован принцип их классификации относительно геоморфологической модели: водораздел – склон – долина. В целом в пределах Внешнего пояса на плакорах и склонах междуречий доминируют процессы денудации, а во Внутренней области – аккумуляции. Комплекс СПР исследуемого района разнообразен, скорости их в естественных и антропогенноизмененных ландшафтах существенно различаются.

Глава 3. Отражение эндогенных процессов в рельефе и процессах рельефообразования

В этой главе обобщены литературные данные о механизмах, интенсивности, скоростях проявления эндогенных процессов и их влиянии на рельеф. Проанализированы результаты структурно-геоморфологических исследований, проведенных автором в течение 1975-2000 гг., а также новые геолого-геофизические данные, полученные о новейших, современных тектонических движениях (вертикальных и горизонтальных), их скоростях за последние годы; исторические и современные материалы о землетрясениях (природных и техногенных) юго-востока Западно-Сибирской равнины.

Проведенная работа позволила сформулировать и раскрыть второе и третье защищаемые положения о роли новейших движений в рельефообразовании региона и сделать следующие выводы:

1. Новейшие движения оказали существенное влияние и продолжают играть важную роль в рельефообразовании, они определили основные черты современного рельефа территории, выраженные по-разному. Так, крупные морфоструктуры – Чулымская, Кетско-Тымская, испытавшие поднятие в новейший этап (до 200 м), соответствуют междуречью Оби и Енисея. Тектонические структуры II-III порядка и более мелкие, как правило, являются местными водоразделами притоков Оби, Енисея, Иртыша.

2. Новейшие движения определили высотное поле и уклоны поверхности юго-востока Западно-Сибирской равнины, создали Внешний морфоструктурный пояс и Внутреннюю область равнины.

3. Наличие в пределах морфоструктур разломов разной степени активности повлияло на формирование ряда крупных форм рельефа региона – речных долин, ложбин древнего стока и др. Разломы оказывают воздействие на современное рельефообразование. Автором рассмотрены основные гипотезы о генезисе гривно-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины: эоловая – Б.Ф. Сперанского, В.А. Мартынова, И.А. Волкова, эрозионная – Г.И. Танфильева, И.П. Герасимова, В.И. Громова, В.А. Николаева и др. Нами сделан вывод о том (Евсеева, 2005), что гривный рельеф в ложбинах мог образоваться в следующих случаях: а) при сдвиговых дислокациях, возникающих в процессе перемещения блоков в земной коре, при

формировании складчатых структур; б) при растяжении земной коры на фоне формирования тектонических структур; в) при образовании структур нагнетания. Проявления названных тектонических движений для региона описаны В.А. Сидоровым, Ю.Т. Афанасьевым, Н.В. Шаблинской, П.П. Генераловым, Е.В. Черняевым, В.Л. Кошкаревым и др. Мы считаем, что ложбины стока образовались в зонах наиболее активных разломов. Исходя из вышесказанного, становится объяснима высокая степень заболоченности ложбин (до 70-80%), намного превышающая прилегающие пространства. Причины этого мы видим в следующем: подземные воды, циркулирующие в породах палеогена, неогена, подстилающих отложения ложбин стока, часто напорные. В зонах трещиноватости эти воды поднимаются близко к дневной поверхности и ведут к переувлажнению ложбин; в зонах активных разломов может проявляться восходящая фильтрация подземных вод в условиях погружения блока, например, на Томь-Яйском междуречье (Черняев, 2002); происходит поступление со склонов талых, дождевых вод и др.

4. Исследуемая территория тектонически активна, свидетельством чего являются современные вертикальные и горизонтальные движения, землетрясения. Последние неоднократно проявляли себя в пределах Томь-Яйского междуречья – района г. Томска. В настоящее время установлено, что механизм образования землетрясений тесно связан с формированием разломов и происходящими при этом смещениями в земной коре. Смещения описаны во многих регионах мира, но на юго-востоке Западно-Сибирской равнины таковые не изучались. Анализ исторических материалов с 1734 по 2003 гг. показал, что сила землетрясений в пределах Томь-Колыванской складчатой зоны в районе г. Томска достигает 5-6 баллов, а повторяемость их за 269 лет в среднем составляет одно землетрясение в 27 лет. Природные землетрясения связаны с процессами неорифтогенеза в горах Южной Сибири (1734, 1822, 2003 гг. и др.), случаются и техногенные землетрясения (1984 г.).

5. Можно согласиться с В.Е. Хаиным (2002) о том, что определенную сейсмическую опасность представляют погребенные рифты, разрывные ограничения которых долго сохраняют активность. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты выделяются часть Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, Усть-Тымский, Чузикский палеорифты.

6. Современная активность ряда участков земной коры влияет на степень расчленения и заболоченность рельефа, проявляется через аномальные уклоны рек, выходы пород палеогена и неогена на дневную поверхность и др.

Глава 4. Процессы выветривания и покровные отложения

Выветривание, как известно, находится в самом начале развития комплекса современных экзогенных процессов, поскольку количество и качество продуктов выветривания определяют возможность, тип и режим движения потоков вещества, осуществляющих экзогенное рельефообразование.

На основе полевых наблюдений автора и литературных источников рассмотрены условия выветривания на юго-востоке Западно-Сибирской равнины, создающие новый генетический тип континентальных отложений на рыхлых породах – неозлювий. Процессы выветривания происходят в регионе на поверхностях, не занятых болотами, в незасоленных грунтах, в условиях континентального климата, в основном с избыточным увлажнением (400-600 мм осадков в год, гидротермический коэффициент изменяется от 1,1-1,4 в южной части области до 1,6 и более в северной). Среднегодовые температуры воздуха изменяются на территории от $-0,5^{\circ}$ до $-3,5^{\circ}\text{C}$, почв – от 0 до -3°C . Абсолютный минимум температуры на поверхности почвы составляет -59°C (Напас, Усть-Озерное и др.). Глубина сезонного промерзания почвогрунтов достигает 3,5 м, но чаще – 1-2 м. Устойчивое промерзание почв происходит в октябре-ноябре, а оттаивание начинается в марте-апреле и продолжается до июля. Абсолютный максимум температуры на поверхности почвы составляет 58°C (Молчаново, Томск). Таким образом, выветривание в регионе происходит при годовых амплитудах температур, достигающих 116°C .

Неозлювий в исследуемом районе представлен породами лессовидного облика, они слагают верхние горизонты отложений водораздельных равнин, их склонов, речных террас; часто их называют «покровными отложениями». Особенностью лессовидных пород как юго-востока Западно-Сибирской равнины, так и всей Сибири, является то, что они обладают одними и теми же характерными чертами: высоким содержанием крупной пыли (алеврита) фракции 0,05-0,01 мм (лессовая фракция) до 80%; рыхлым сложением из-за высокой пористости; наличием макропор; вертикальной столбчатостью; повышенным содержанием солей, главным образом карбонатных; значительной водопроницаемостью; эти породы легко размываются, быстро намокают в воде и т.д.

Лессообразование – одна из сложных проблем, связанная с переносом, отложением, преобразованием пород и формированием покровных отложений. Существует ряд гипотез о природе лессовых образований – эоловая, озерно-аллювиальная, криогенная и др. По нашему мнению, на юго-востоке Западно-Сибирской равнины ведущими в лессообразовании являются криогенные процессы (криогенная гипотеза А.В. Минервина – Е.М. Сергеева – Е.Д. Ершова) в зоне сезонномерзлого слоя, но в то же самое время на него влияют другие процессы – эоловые, высыхания и увлажнения, почвообразования. Скорости выветривания, по данным В.Т. Трофимова, В.С. Бондаренко, в разрезах у г. Тобольска таковы, что породы приобретают лессовидный облик за 10-15 лет.

На исследуемой территории выветриванию подвергаются в основном рыхлые породы четвертичного возраста – кочковской (IaEкс), федосовской (Ia I-II fd) свит, отложения сузгунской (Ia II sz) толщи, аллювиальные осадки речных террас. Верхняя часть разреза названных отложений, как правило, суглинисто-глинистая. Различия в возрасте материнских пород, их механическом составе,

рельефе и его расчлененности, степени увлажнения, содержании обменных катионов (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} , Na^{+}) и др. определили формирование элювия, особенно его верхнего горизонта (дисперсной зоны, по Г.С. Золотареву). Эта зона представлена характерным почвенным покровом региона – подзолистыми, дерново-подзолистыми, болотными, серыми лесными почвами и др.

Как известно, литологический состав пород влияет на направленность, интенсивность процессов рельефообразования, определяет генетические особенности современных экзогенных процессов: 1) гумус обладает высокой гидрофильностью, что обеспечивает пластические свойства породы, увеличивает ее влагоемкость; гумус в тонкозернистых песках придает им свойства пльвунов; 2) особенно большое значение для развития ряда экзогенных процессов имеют глинистые частицы; В. Пенк (1961) отмечал, что чем больше присутствует в породе коллоидов – прежде всего глин – тем подвижнее массы. Согласно М.И. Ивероновой, для начала движения грубообломочного материала на склонах достаточно присутствия в их составе 12% глин.

Лессовидные породы легко размываются, они благоприятны для развития водной эрозии почв, оврагообразования, просадочности, оползания, пучения. Мощность лессовидных пород в исследуемом регионе достигает 12 м.

Глава 5. Биогенное рельефообразование

Территория исследования расположена в основном в подзонах средней и южной тайги и зоне осиново-березовых лесов (Лапшина, 2003).

При рассмотрении роли биогенного рельефообразования в регионе за методологическую основу нами принята концепция С.И. Большова (2003) о биогенном рельефообразовании на суше. Он определяет биогенный рельеф как совокупность форм земной поверхности, образовавшихся вследствие жизнедеятельности организмов. Роль биогенного рельефообразования в регионе велика и разнообразна, ее можно разделить по ряду признаков: по уровню проявления (региональный, локальный); по агенту рельефообразования (фитогенный, зоогенный, антропогенный); по характеру воздействия на рельеф (организмы-конструкторы, организмы-деструкторы); по путям воздействия организмов на процессы рельефообразования – прямое (создание биогенных форм), косвенное (влияние на характер и интенсивность других геоморфологических процессов), по масштабам форм (макро-, мезо-, нанорельеф) и др. Таким образом, геоморфологическая функция живого вещества заключается в изменении абсолютных отметок земной поверхности, образовании органогенных форм рельефа. Их можно разделить на два генетических комплекса – собственно биогенный (создан в результате деятельности растений или животных) и антропогенный, сформированный деятельностью человека.

Вышесказанное позволило сформулировать четвертое защищаемое положение о биогенном морфолитогенезе как одном из ведущих процессов рельефообразования, что раскрывается в 5, 6, 7, и 8 главах.

В пятой главе кратко рассмотрено влияние растительности на сток талых и дождевых вод, на русловые процессы на Западно-Сибирской, Русской равнинах и др., раскрыта противозрозионная роль растительности, дана характеристика фитогенного рельефообразования в регионе и созданных им форм рельефа – торфяных болот, древесных кочек, заломов, искорных ям и др. В настоящее время наиболее изучены торфяные болота, занимающие 7,72 млн. га, или более 24% территории Томской области. Площадь торфяников колеблется от 1-100 га до 2310,4 тыс. га (часть Васюганского болота в пределах области). Возраст торфяников изменяется от первых сотен лет до 10-12 тыс. лет.

Болотообразование – сложный природный процесс, который в значительной мере контролируется тектоникой и рельефом региона. Но на зрелых стадиях развития болота часто выступают как саморазвивающиеся системы, обладающие двумя важными свойствами – устойчивостью и агрессивностью. Так, вертикальные скорости торфонакопления составляют 0,17-1,6 мм/год, а горизонтальные – до 7-9 мм/год. Заболоченность Томской области – 50%. Согласно прогнозу М.И. Нейштадта (1977, 1985), через 3-5 тыс. лет, если не будет вмешательства человека или изменения климата, все леса в Западной Сибири, за исключением приречных участков, перейдут в стадию устойчивой деградации.

Зоогенное рельефообразование в регионе практически не изучено, хотя представлено разнообразными формами различных размеров – муравьиными кучами (местами в лесах встречается до 20 куч на 1 км²); хатками и плотинами бобров; норами цокоров, которые за сезон прорывают ходы длиной более 534 м, перемещая при этом объем земли до 61,5 м²; кротовинами, сурчинами и т.д.

В главе уделено внимание хозяйственной деятельности человека и ее влиянию на рельефообразование. Основными видами деятельности человека в регионе являются добыча нефти и газа, заготовка древесины, сельское хозяйство, транспорт, развита сеть поселений – 6 городов, около 600 сел. Человек преобразует рельеф, создаются антропогенные формы рельефа различных размеров (нано-, микро- и мезоформы), активизируются и возникают процессы, ранее не характерные для данной территории. Антропогенное рельефообразование оказывает прямое и косвенное влияние на земную поверхность: при прямом воздействии образуются рельефоиды – измененный и искусственный рельеф вместе со слагающими его отложениями и находящимися в нем или на нем инженерными сооружениями. В Томской области дорогами, застройками, пашней, нарушенными землями занято более 818 тыс. га, или около 3% ее площади. Рельефоиды оказывают влияние на окружающую среду и сами постепенно разрушаются под воздействием

природных вод, ветра, перепада температур, экзогенных процессов, живых организмов. Например, под дорогами занято 87,3 тыс. га земель, а под трубопроводами – более 22 тыс. га. Полевые наблюдения показывают, что в зонах дорог, местами трубопроводов, развиваются овраги, оползни, связанные с подрезкой склонов; отмечается подтопление, заболачивание при подпруживании дорожными насыпями ложбин, балок; изменяются мерзлотные процессы и т.д.

Весьма сильно влияют на рельефообразование застройки, особенно городские. Это наиболее ярко прослеживается на территории г. Томска (площадь его 25,2 тыс. га) и выражается: 1) в уплотнении горных пород под тяжестью зданий и осадке поверхности с образованием депрессий; 2) планировочные работы привели к исчезновению небольших озер, речек (рр. Игуменка, Еланка, Белая, протока Источная и др.); 3) добыча гравия в русле Томи в черте города привела к обмелению реки; 4) в черте города активны процессы овражной эрозии, оползания, подтопления и др. Весьма характерна в этом плане динамика развития оврагов, выявленная Н.С. Евсеевой, Н.В. Осинцевой (2000) за 258 лет (табл.1).

Уменьшение количества оврагов связано с их засыпкой, рекультивацией и застройкой. В настоящее время суммарная площадь всех оврагов Томска составляет 165 га, или 0,7% территории города, а площадь зоны влияния оврагов – 500-800 га. Средние скорости роста оврагов изменяются от 0,01 до 11,6 м/год.

Таблица 1. Динамика овражной сети за период с 1743-2002 гг.

Год	Количество оврагов	Суммарная длина, км	Источник
1743	5	-	Л.С. Косова, 1993
1767	9	-	
1896	20	Более 5	Карта р. Томи от Томска до устья..., 1896
1965	50	Более 30	Л.А. Рождественская, 1965
1978	109	-	З.И. Ястремская (фонды)
1993	90	-	Н.В. Осинцева, Н.С. Евсеева, 2000 Н.В. Осинцева, 2002
1999	70	25	
2001	81	26,2	

Косвенное воздействие хозяйственной деятельности человека на рельефообразование сказывается в развитии склоновых, эоловых, криогенных и других процессов. Так, на вырубках, гарях развиваются эоловые процессы, увеличивается глубина промерзания почвогрунтов, они уплотняются, что ухудшает фильтрационные свойства почв, приводящие к резкому возрастанию поверхностного стока талых, дождевых вод и т.д. Вследствие большого объема данных по эрозионным и эоловым процессам, развивающимся на пахотных угодьях, им посвящены отдельные главы – 6, 7, 8.

Глава 6. Территориальная оценка факторов склоновых водно-эрозионных процессов

Деятельность всех поверхностных водных потоков К.М. Берковичем и др. (1993) выделяется в эрозионно-руслую систему как совокупность взаимосвязанных форм рельефа и процессов, обусловленных воздействием водных потоков на земную поверхность. По признаку однотипности функционирования эрозионно-руслая система делится, согласно классификации водных потоков суши Н.И. Маккавеева (1955), на подсистемы: эрозионно-речные, эрозионно-суходольные и эрозионно-склоновые. Эрозионно-склоновые геосистемы являются основным источником веществ и энергии для двух остальных и в то же время их неотъемлемой составляющей.

Эрозионно-речные и эрозионно-суходольные подсистемы юго-востока Западно-Сибирской равнины в последние годы привлекают внимание ученых и рассмотрены в работах А.А. Земцова (1976), Н.С. Евсеевой и А.А. Земцова (1978), В.А. Льготина (1989), Н.С. Евсеевой и А.А. Земцова (1990), Н.С. Евсеевой (1997), Н.В. Осинцевой (2000, 2001), Экзогенных... (2000, 2001, 2002), Состоянии... (2000, 2001), А.О. Крутовского (2002), Д.А. Вершинина (2005) и др. Эрозионно-склоновые подсистемы зон тайги и подтайги изучены гораздо меньше, особенно в природно-антропогенных ландшафтах. Изучение эрозионно-склоновых подсистем названных зон в пределах пахотных угодий позволило обосновать пятое защищаемое положение – об активизации скоростей эрозии и дефляции почв, изменении эколого-геоморфологических и геохимических процессов в агроландшафтах. Результаты исследований изложены в Главах 6, 7 и 8.

Как известно, степень потенциальной опасности проявления ускоренной антропогенной эрозии определяется как функция от действия многих факторов, характеризующих климат, рельеф, геологическое строение, почвенный и растительный покров, хозяйственную деятельность человека. Между всеми факторами существует тесная связь, тем не менее, очень важна характеристика каждого из них. С целью оценки основных факторов эрозии нами проведен значительный объем камеральных, полевых работ с использованием различных методов (см. Главу 1), что позволило дать их количественную и качественную оценку.

Рельеф – один из ведущих факторов эрозии, что отмечали еще В.В. Докучаев, С.С. Соболев и др. Рельеф выступает в качестве фактора преобразования потенциальной энергии поверхностных вод в кинетическую энергию склоновых потоков. При изучении рельефа как фактора эрозии важны данные о горизонтальном, вертикальном расчленении, крутизне, длине склонов, эрозионном потенциале рельефа.

Горизонтальное расчленение поверхности Томской области изменяется от 0-0,3 до 2,5 км/км², но преобладают значения от 0,3 до 0,9 км/км². Наибольшее расчленение наблюдается в пределах Внешнего морфоструктурного пояса. Так, на Томь-Яйском междуречье расчленение поверхности только балками

изменяется от 0 до 1,8 км/км², т.е. от менее 1 балки на 1 км² до 4 и более. Вертикальное расчленение не превышает 60-100 м, но чаще составляет 10-40 м. Неравномерность расчленения поверхности балками, наличие лесных массивов, создает контрастность микрорельефа пашни и мозаичность крутизны склонов: от 0° до 9-12° и более. Существенный вклад в мозаику уклонов поверхности плакоров с уклонами 0-1° вносят блюдцеобразные понижения разных размеров. В целом на Томь-Яйском междуречье преобладают уклоны градаций 1-3°, 3-5° и 5-7°. Большая часть пашни междуречья (более 75%) расположена на склонах крутизной от 1 до 7°. Длина склонов изменяется от первых метров до 4000 м, но доминируют длины от 100-200 до 1000 м.

По Г.А. Ларионову (1984), длина и крутизна склонов – основные параметры, определяющие эрозионный потенциал рельефа, представляющего собой произведение длины склона в степени от 0,3 до 0,5 на уклон в степени 1,4-1,5%. Этим автором предложен график для определения фактора рельефа. Нами (Кнауб, Евсева, 2004) на основе более 2000 измерений длины, крутизны склонов на ключевых участках по методике Г.А. Ларионова определен эрозионный потенциал рельефа и построены карты. Эрозионный потенциал рельефа территории изменяется от 0,28 до 20, чем больше его величина, тем более эрозионноопасен рельеф. Величина эрозионного потенциала рельефа зависит не только от крутизны, но и длины склонов, этим объясняются вариации его значений при одной и той же крутизне склона (табл. 2.)

Таблица 2. Эрозионный потенциал рельефа склонов разной крутизны

Крутизна склонов, град.	Значения эрозионного потенциала рельефа		
	Минимальные	Максимальные	Средние
0-1	0,3	0,75	0,57
1-3	1,2	6,0	3,9
3-5	2,45	11,0	7,3
5-7	3,6	18,0	10,8

Полевые наблюдения показывают, что при величине эрозионного потенциала 0,3-0,5 проявляется смыв почв на склонах с суглинисто-глинистыми почвогрунтами.

И.И. Винниченко (1987) при определении потенциальной опасности эрозии природно-территориального комплекса включает следующие морфометрические показатели рельефа – густоту расчленения, глубину расчленения и уклоны земной поверхности. Оценка их производится в баллах, и выделяются категории земель по энергии рельефа: I – благоприятные для сельскохозяйственного производства; II – относительно благоприятные; III – мало благоприятные; IV – неблагоприятные. На исследуемой территории преобладают земли II и III категорий.

В заключение необходимо отметить, что оценка рельефа как фактора эрозии на незаболоченных территориях юго-востока Западно-Сибирской

равнины, проведенная двумя разными приемами, однозначно свидетельствует о том, что поверхности с уклонами 0,5-1° и более, сложенные с поверхности суглинками, супесями, глинами, эрозионноопасны.

Почва, ее свойства оказывают существенное влияние на развитие эрозионных процессов. Причем почва, с одной стороны, принимает участие в формировании поверхностного стока, а с другой является объектом, подвергающимся воздействию водного потока. Способность почвы противостоять смывающему действию поверхностного стока вод различного генезиса определяет эрозионную стойкость почв. Главными эрозионно-гидрологическими свойствами почв как компонента эрозионно-склоновых геосистем являются водопроницаемость и противоэрозионная стойкость. Водопроницаемость почв региона в горизонтах А-В за 6 часов в среднем составляет: для темно-серых лесных оподзоленных 0,82-4,73 мм/мин.; серых лесных – 0,28-3,88, светло-серых лесных – 0,26-1,03, дерново-подзолистых – 0,17-4,10. Уплотнение пахотного слоя ведет к уменьшению его общей порозности и водопроницаемости. У эродлируемых почв пашни, по данным Г.Е. Пашневой, впитывание снижается в 9 раз.

Попытки оценки противоэрозионной стойкости почв, как меры сопротивления почвы разрушающему действию текучей воды, предпринимали Х.Х. Беннет, В.В. Гуссак, М.Н. Заславский, Л.Ф. Литвин и др. Установлено, что чем больше в поверхностном слое почвы гумуса, глинистой фракции, поглощенного кальция и меньше карбонатов, пылеватой и мелкопесчаной фракций, тем выше ее противоэрозионная стойкость.

Автором на основе работ почвоведов Е.М. Непряхина, Г.В. Добровольского, Г.Е. Пашневой, Л.И. Герасько и др. и изучения почв на стационарах (Евсеева, Пашнева, 1993, 2003 и др.), проведена оценка противоэрозионной стойкости почв различными методами. Метод Х. Беннета строится на расчете соотношения $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3$. Ученый отмечал, что почвы, богатые полуторными окислами и имеющие отношение $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3$ меньше 2, обладают малой податливостью к эрозии. Наши расчеты показали, что у всех почв региона это соотношение больше двух и изменяется от 3,1-3,4 у черноземов выщелоченных до 4,2-6,2 у дерново-подзолистых почв. Таким образом, почвы Томской области, вовлеченные в сельскохозяйственное производство, а также резервные, согласно показателю Х. Беннета, эрозионоопасны.

Для стационаров рассчитано отношение частиц $\frac{< 0,01}{> 0,01}$ и отношение

$\frac{\text{глинистая фракция}}{\text{пылеватая} + \text{мелкопесчаная фракция}}$. Анализ 12 образцов почв по горизонтам

0-10 см, 20-30 и 30-40 см показал, что коэффициент Заславского в почвах стационаров изменяется от 0,0695 до 0,4656, а отношение физической глины (меньше 0,01 мм) к физическому песку (больше 0,01 мм) варьирует от 0,3 до

0,76. Таким образом, все почвы в пределах ключевых участков эрозионноопасны. При развитии эрозии смывается в основном пылеватая фракция. Исследования гранулометрического состава делювия показали, что в его составе преобладает пылеватая фракция – 31,01-60,6%; высоко содержание пылевой фракции и в почвах, имеющих суглинисто-глинистый механический состав.

В естественных ландшафтах растительный покров, как зеленая броня, защищает почвы от эрозии даже на склонах крутизной 10° . Смыв почв на пашне обусловлен в основном слабыми почвозащитными свойствами полевых культур по сравнению с естественными сообществами, наибольших величин смыв почв достигает по зяби. По данным Р.В. Кнауба (2004) эрозионный индекс растительности изменяется от 0,01 до 0,98.

Главными составляющими климатической группы эрозионных факторов является режим, количество и интенсивность выпадения жидких осадков; а при талой эрозии – запасы воды в снежном покрове, интенсивность водоотдачи снеготаяния, глубина предвесеннего промерзания и влажность почв. Названные параметры и их пространственно-временное распределение определяют основу влияния климата на смыв и размыв почв на склонах. Среднегодовое количество осадков на исследуемой территории изменяется от 400 до 590 мм, но в отдельные годы количество осадков может сильно отличаться от среднемультилетнего и достигать 600-865 мм.

Как известно, эрозиоведы различают талую и ливневую эрозию почв. Условия развития ливневой эрозии почв в регионе благоприятны (за ливень мы приняли, согласно А.Г. Сморгаловой, дожди, когда за сутки выпадает 10 мм осадков и более): над Томской областью выделяется очаг наиболее интенсивной ливневой деятельности, сохраняющий свое местоположение в течение теплого периода года. Среднее количество дней с ливнями за апрель – октябрь изменяется по территории от 38 (Томск) до 51 (Колпашево). В районе Бакчара максимальное количество дней с ливнями достигает 83. Особую опасность для пашни представляют ливни, когда за сутки выпадает ≥ 30 мм осадков. Средний многолетний суточный слой осадков составляет 42-44 мм (в 50-60% случаев, т.е. в среднем 1 раз в 2 года). Суточный максимум осадков, по данным Л.И. Трифионовой, достигает 72 мм (Томск), 101 мм (Березовка) и почти 107 мм в Катильге. Максимальная интенсивность ливней составляет 3,01-5,0 мм/мин. Значительный урон пашне могут принести продолжительные осадки, когда за 3-5 суток выпадает 80-120 мм осадков (в среднем 1 раз в 20 лет).

Эрозионный потенциал дождевых осадков, зависящий от соотношения слоя, интенсивности дождя, способности почвы впитывать, фильтровать воду и др., в регионе изучен слабо. Нами предпринята попытка выяснить роль дождевых осадков в развитии эрозии на основе данных наших натурных исследований на ключевых участках.

Автором по формуле $S = \frac{H}{\sqrt{T}}$ (Горбачев, 1937) рассчитана метеорологическая сила ливней (S), у которых была известна их продолжительность (Т) и количество выпавших осадков (Н), а также средние значения этой величины за сутки. Установлено, что сила ливней на территории изменяется от 0,5 до 16. Как показали полевые наблюдения, при силе ливня 3,5-7,0 со склонов пашни под пропашными культурами смывается до 60-100 м³/га почвы.

В 2004 г. Н.С. Евсеевой и Р.В. Кнаубом проведена оценка потенциального смыва почв от стока дождевых осадков для Томь-Яйского междуречья по методике Г.А. Ларионова (1984), который под смываемостью понимает количество почвы, смываемой с эталонного участка черного пара при выпадении дождя с эрозионным потенциалом, равным единице. Смываемость зависит от содержания гумуса, гранулометрического состава, водопроницаемости почв и др. Смываемость основных типов пахотных почв Томь-Яйского междуречья изменяется от 2,05 т/га на единицу эрозионного потенциала до 4,9 т/га у дерново-подзолистых почв; от 1,45 до 3,95 т/га у светло-серых легких почв; до 3,65 т/га у серых лесных и до 2,6 т/га у темно-серых лесных почв. Наиболее устойчивы к эрозии темно-серые лесные почвы, черноземы. Полученные средние результаты по смываемости почв региона (1,9-3,45 т/га) близки к подобным для Европейской части России и Восточной Сибири (Ларионов, 1984; Кирюхина, Пацукевич, 1987; Баженова и др., 1997). На основе полученных нами (Евсеева, Кнауб, 2004) данных построена карта смываемости почв Томь-Яйского междуречья при стоке дождевых вод в масштабе 1:100000.

Талые воды производят на склонах большую эрозионную работу, зависящую от запасов воды в снеге, интенсивности снеготаяния, крутизны, длины склона, механического состава почв и т.д. Влагозапасы в снеге на исследуемой территории составляют 100-140 мм. Наблюдения за снегом в микромасштабе на стационаре «Лучаново» (1988-2005 гг.) показали, что на пашне они могут изменяться от 93 мм (1996 г.) до 146 мм (1993 г.) при среднем значении 127 мм. Реальное распределение запасов влаги в снеге более сложное и зависит от микро-, мезорельефа пашни, наличия колков и т.д. В депрессиях, сугробах, у лесополос может накапливаться до 500-700 мм, а на возвышениях пашни – 0-50 мм. Продолжительность снеготаяния в регионе изменяется от 8-10 дней до 83-120 дней, составляя в среднем 37-50 дней. Интенсивность снеготаяния варьирует от 3,4-8 мм/сут. до 58 мм/сут. Смываемость почв от стока талых вод по зяби в зависимости от слоя изменяется от первых т/га в год до 13,8 т/га, что, согласно классификации интенсивности эрозии почв М.Н. Заславского (1983), определяется как ее развитие от слабой до сильной.

Территориальный анализ основных факторов развития эрозии почв юго-

востока Западно-Сибирской равнины показал, что рельеф, климат, почвы региона благоприятны для проявления данного процесса, но растительность препятствует активному его развитию. В агроландшафтах региона эрозия почв проявляется на склонах крутизной более $0,5-1^{\circ}$, сложенных с поверхности суглинисто-глинистыми отложениями.

Глава 7. Эрозионные процессы на пахотных угодьях и их эколого-геохимические аспекты

Площадь пашни в Томской области занимает около 680 тыс. га, примерно 70% ее сосредоточено в шести южных районах. Интенсивность проявления эрозии почв зависит и от давности распашки земель, а также от относительной распаханности – доли пашни в составе сельскохозяйственных угодий. В пределах Томской области последняя в среднем составляет 49,4%, но наиболее высока относительная распаханность в южных районах, где она достигает 69,2%. Основная часть пашни интенсивно используется в последние 50-100 лет. Площадь пашни, пораженная эрозией, по данным маршрутных обследований З.И. Ястремской, составляет 300 тыс. га.

Проводившиеся ранее исследования эрозии почв носили эпизодический характер, они не освещали динамики этого процесса во времени и пространстве, зависимости величины смыва почв от состояния агрофона и т.д.

В данной главе на основе стационарных и маршрутных исследований автора, а также литературных источников дана характеристика эрозии почв при стоке талых, дождевых вод; рассмотрено влияние микрорельефа пашни, сугробов на эрозионные процессы; выявлена динамика интенсивности проявления талой эрозии на склонах в зависимости от состояния агроландшафта; рассчитана интенсивность денудации поверхности пашни; рассмотрены эколого-геохимические аспекты эрозии почв и др. Основное внимание в работе уделялось изучению талой эрозии почв, поскольку она, по нашему мнению, наносит больший вред, чем ливневая. Полевые наблюдения за смывом и размывом почв на пашне в пределах стационаров «Лучаново», «10 км», «Лесопитомник» и маршрутные обследования позволили выявить особенности развития эрозии почв на склонах и плакорах. В обоих случаях большое влияние на процесс (при прочих равных условиях) оказывают микро-, мезорельеф пашни, а также наличие лесополос, колков, сугробов. Снежный покров на пашне распределен неравномерно, высота его в марте колеблется от 0 до 241 см, возможно более. Залегание снега зависит от рельефа пашни, наличия растительности, деятельности ветра. Ежегодно на одних и тех же местах на пашне образуются сугробы – у лесополос, в депрессиях разного генезиса. Сход снега на пашне происходит в основном в начале – середине апреля, а в сугробах – в конце апреля – начале мая (до 10 мая). Массовое таяние

снега на склонах пашни приводит к формированию сети струйчатых размывов. В пределах стационаров число их изменяется от 3-5 до 50-80 в зависимости от состояния агрофона, интенсивности снеготаяния, крутизны склона и др. Длина размывов изменяется от первых метров до 400 м, редко более; ширина русла варьирует от 5-10 см до 200 см, но чаще в пределах 15-60 см. Глубина потоков достигает 20 см. Скорости воды в потоках зависят от крутизны склонов и интенсивности снеготаяния: при крутизне в 0-1° преобладают скорости 0,01-0,3 м/с; при 1-3° – 0,2-0,7 м/с; при 3-5° – 0,3-1,25 м/с; при 5-7° – 0,6-1,5 м/с. Ежегодно проводился обмер струйчатых размывов (метод С.С. Соболева) через 5-10 м, местами чаще, по всему склону. Полевые наблюдения показали, что сильный смыв и размыв почв бывает на склонах южной экспозиции по зяби в годы с коротким периодом снеготаяния; на северных склонах интенсивный смыв случается реже и характерен в основном для поздних весен (1989, 2004 гг.). Смыв почвы на склоновых землях при поперечной вспашке и по уплотненной пашне (озимые, стерня, многолетние травы) значительно меньше, чем по зяби с продольной вспашкой. Установлено, что за период с 1988 по 2004 гг. среднемноголетний смыв почв по зяби на склонах южной экспозиции составил 10-13 м³/га (Евсеева, 2005), а на северных – 6-7 м³/га; по уплотненной пашне, соответственно, 0,4-2,0 м³/га и 1-2,5 м³/га. Максимальный смыв почв за период 1985-2005 гг. достигал 30-55 м³/га, что отмечалось в 1991, 1992, 2003, 2004 гг. и др.

Приведенные данные о смыве почв на пашне не дают полного представления о пространственно-временном проявлении эрозии почв на склонах. Последняя проявляется неравномерно и существенно зависит от мезо- и микрорельефа пашни, наличия сугробов, состояния агрофона, площади водосбора ложбин и др. (табл. 3).

Смыв почв со склонов не совсем коррелирует с перемещением массы делювия, поскольку часть его переотлагается на путях транзита: в депрессиях разного генезиса, на участках, где более крутые склоны сменяются более пологими и т.д. В результате местами образуются «поля аккумуляции» делювия. Длина такого участка на южном склоне стационара «Лучаново» в бассейне оврага достигает 80 м, ширина – до 20 м, а мощность наносов – до 14 см. Таким образом, на этом участке ежегодно аккумулируется до 10-12 м³ делювия. Это в среднем составляет 20-22% от общего смыва почв в бассейне оврага.

Струйчатые размывы, промоины в нижней части склонов образуют конусы выносов, площадь их достигает 1512 м², а объемы – до 61,2 м³, мощность делювия, пролювия – до 45 см. В гранулометрическом составе отложений конусов выноса преобладают фракции 0,25-0,05, 0,05-0,01, 0,01-0,005.

Таблица 3. Интенсивность талой эрозии почв по микробассейнам на пашне стационара «Лучаново»

№	Склон южной экспозиции					
	Водосбор ложбины, 5 га			Водосбор оврага-промоины, 3 га		
	Общий смыв с водосбора, м ³	Смыв, м ³ /га (т/га)	Понижение, мм/га	Общий смыв с водосбора, м ³	Смыв, м ³ /га (т/га)	Понижение, мм/га
1989	21,0 (вспашка поперек склона)	3-4 (4-5)	0,42	21,0 (вспашка поперек склона)	7-8 (8-9)	0,7
1990	5,5	1-3 (14)	0,11	21,0	6-7 (7-8)	0,7
1991	55,4	10-11 (12-13)	1,11	72,0	30-36 (36-43)	2,4
1992	79,5	15-16 (18-19)	1,59	137,8	45-46 (54-55)	4,63
1993	12,9 (задернован)	2-3 (2-4)	0,26	Забороновано	-	-
1994	10,0 (по льну)	1-2 (1-3)	0,2	13,0 (по льну)	4-5 (5-6)	0,43
1995	Стерня	-	-	24,5	8-9(10-11)	0,82
19%	41,3	8-9 (10-11)	0,83	10,4	3-5 (4-6)	0,35
1997	15,0	3,0 (4,0)	0,3	46,9	15-16 (18-19)	1,56
1998	10,0	2-3 (2-4)	0,2	86,8	25-26 (30-31)	2,89
1999	15,1	3,0 (4,0)	0,3	56,3	18-19 (21-23)	1,88
2000	110,8	20-22 (24-26)	2,22	27,3	9-10 (11-12)	0,91
2001	15,7	3-4 (4-5)	0,33	25,3	8-9(10-11)	0,84
2002	2,5 (по клеверу)	0,5(0,6)	0,05	3,3 (по клеверу)	1-2 (1-3)	0,11
2003	17,3	3-4 (4-5)	0,35	74,1	24-25 (29-30)	2,47
2004	17,6	3-4 (4-5)	0,35	61,1	20-21 (24-25)	2,04
Среднее	34,0	6-7 (7-8)	0,68	55,2	18-19 (21-23)	1,84

Примечание: цифры, данные без пояснения, показывают смыв по зяби.

Водораздельные пространства с уклонами 0-1° - плакоры считаются неэрозионноопасными, такие поверхности Е. Хортон (1948) назвал «поясом отсутствия эрозии». Наши наблюдения показали, что эрозионные процессы на плакорах имеют очаговое развитие и связаны с наличием на поверхности водораздельных равнин депрессий. В среднем их количество составляет 2-6, местами – до 10 на 1 км². Они расположены на одной высоте или на разных высотах, изменяющихся от первых десятков сантиметров до 2-3 м, реже более. Глубина депрессий чаще составляет 0,5-1,5 м. Длина склонов 40-70 м, реже более, а крутизна – от 1-3° до 3-5°, реже 5-7°. В ходе снеготаяния на склонах депрессий крутизной более 0,5° с суглинистыми почвами образуются струйчатые размывы – до 15-18. Объем снесенного делювия изменяется от 0,1 м³ до 17 м³. Делювиальные отложения скапливаются на днищах депрессий, кольматируют почвенные поры, что ведет к застаиванию в них воды (до 20-30 дней). Постепенно ряд таких депрессий заболачивается, мощность торфа в них достигает 1 м, например на пашне в районе с. Палочка в бассейне Кети. В южных районах в депрессиях чаще наблюдаются осоковые кочки под ивняком, осинкой, березой.

Стабильность экологической ситуации в сфере сельскохозяйственного производства определяется степенью сохранения почвенного покрова и

плодородия почв, существенно зависящих от интенсивности эрозионных процессов. При их расчетах для практики и теории необходимы обобщенные и объективные показатели, в частности – допустимого смыва. В настоящее время существует ряд классификаций по смыву почв – Х. Беннета, С.С. Соболева, М.Н. Заславского, Г.П. Сурмача, А.Н. Геннадиева, Ц.Е. Мирцхулавы и др. Автором в работе за основу принята шкала интенсивности эрозии почв М.Н. Заславского (1983): незначительная – до 0,5 т/га; слабая – 0,5-1,0; средняя – 1-5; сильная – 5-10; очень сильная – более 10 т/га. За период 1988-2004 гг. на стационаре «Лучаново» слабый смыв отмечался в 6% случаев, средний – в 19%, сильный – в 56% случаев.

В настоящее время в научной литературе определение смыва почв методом С.С. Соболева (обмер водоройн) трактуется неоднозначно. Так, Г.И. Швобс (1981) считает, что он занижает степень смыва почв; Л.Ф. Литвин (2002) – что завышает: при обмере водоройн через 20 м объем стока наносов больше реального от 1,5 до 60 раз и др. Автором для контроля результатов по величине смыва почв талыми водами, измеренного методом С.С. Соболева, но с большей частотой замеров (через 5-10 м), по методу В.П. Герасименко (1995) проведен расчет возможной мутности воды (P) по формуле:

$$P = \frac{M \times 100}{Y},$$

где M – смыв почвы, определенный методом Соболева в м³/га или т/га, Y – слой стока талых вод, мм. Мутность воды в микропотоках на пашне в период снеготаяния, по данным наших наблюдений, изменялась от 0,1-1,3 г/л до 65,3-100 г/л. Слой стока талых вод в регионе, рассчитанный Д.А. Бураковым, составляет 80 мм. Расчет возможной мутности воды в размывах проводился нами по данным максимального смыва по зяби. Расчеты показали, что возможная мутность воды, изменяющаяся от 3,75 до 50 г/л, не превышает фактическую, измеренную в микропотоках на пашне. Таким образом, увеличение частоты замеров морфометрических показателей водоройн увеличивает точность результатов метода С.С. Соболева.

Существенную роль в развитии эрозии почв играют ливневые осадки. Изучение ливневой эрозии не являлось основной задачей исследования, оно проводилось попутно. Полевые наблюдения на пашне за проявлением смыва и размыва почв после сильных ливней показали, что при выпадении ливней более 10 мм смыв почв бывает значителен и варьирует от 0,5-4,0 м³/га до 40-100 м³/га. Морфологический эффект стока ливневых осадков менее выражен, чем при стоке талых вод. Струйчатые размывы образуются на зяби и под пропашными культурами, редко под посевами зерновых (при выпадении более 30 мм). Наиболее характерно «замывание» посевов, после сильных ливней на склонах пашни появляются участки, где растения погребены под делювием. Мощность его достигает 5-7 см. За один сезон талыми водами на пашне смывается от 0,001 до 4,63 мм почвенного слоя. Величина смыва зависит от агрофона.

Смыв ливневыми водами в среднем составляет 0,1-0,8 мм/га, при

экстремальных ливнях – до 10 мм/га. Ливневые осадки, на наш взгляд, в целом приносят меньший ущерб пашне, поскольку они редко захватывают одновременно большие территории, в отличие от стока талых вод, и редко повторяются ежегодно на одном и том же месте.

В современных комплексных географических исследованиях, особенно в экологических целях, все большее внимание уделяют геохимическим характеристикам ландшафтов. Исследователи учитывают практически весь комплекс природных свойств, влияющих на состояние в ландшафтах химических элементов, условия их миграции и аккумуляции в зоне гипергенеза – рельеф, его расчлененность и, следовательно, интенсивность водообмена; генетический тип и мощность рыхлых отложений, наличие и характер мерзлоты, биологический круговорот, водную миграцию и т.д. Влияет на миграцию веществ и эрозия почв.

Поверхностная склоновая эрозия почв, как правило, малозаметное явление, но в то же время – одно из самых экологически значимых, имеющих экономические, социальные и медицинские последствия. Л.Ф. Литвин (2002) отмечает, что: 1) антропогенная эрозия почв – мощный фактор перераспределения вещества на земной поверхности и основной поставщик наносов и химических элементов в реки и водоемы. Только с пахотных земель России ежегодно смывается более 566 млн. т почвенного субстрата; 2) эрозия почв – агент ближнего переноса, она действует лишь на склонах, а дальнейшее перемещение осуществляют потоки высших звеньев гидросети; 3) химические и биологические вещества (минеральные и органические удобрения, пестициды и т.д.), перемещенные в другую геохимическую обстановку, часто являются загрязнителями окружающей среды; 4) теряется плодородие почв и т.д.

Нами (Евсеева, Пашнева, 1992, 1993; Евсеева, Квасникова, 2001, 2003, 2004, 2005 и др.) рассмотрен ряд экологических и геохимических аспектов эрозии почв талыми водами в пределах Томь-Яйского междуречья. Выявлено, что потоки талых вод, разрушая почвенный покров, выносят за пределы агроландшафтов значительное количество мелкозема и содержащихся в нем биофильных элементов (азот, фосфор, сера и др.) и гумус. Уровень потерь этих элементов определяется содержанием их в почве и интенсивностью эрозионных процессов. Названные элементы аккумулируются в конусах выноса в нижней части склонов, в днищах балок и т.д. Величина аккумуляции биогенов в конусах выноса значительна: гумуса – до 1,25 т/га; азота минерального – до 470,4 кг; фосфора – до 588 кг; калия – до 1,915 т/га.

В конусах выноса наблюдается повышенное содержание микроэлементов по сравнению с верхними горизонтами почв пашни. Так, концентрация хрома увеличивается в 1,5-2 раза (до 110 мг/кг) по сравнению с 56-84 мг/кг в верхних горизонтах почв; меди в 1,2-3 раза (до 73 мг/кг), никеля в 1,2-2,5 раза (до 58 мг/кг) и др. Таким образом, делювиальный процесс ведет к изменению химического состава почвы: в западины, балки, долины малых рек поступает дополнительное количество химических элементов, что увеличивает опасность

загрязнения тяжелыми металлами местных водоемов и грунтовых вод. Вынос обменного кальция и магния, как отмечает А.А. Танасиенко и др. (1999), приводит к ослаблению связей между почвенными агрегатами и последующему их выносу водами, т.е. способствует активизации эрозии почв. Эрозионные процессы снижают урожайность сельскохозяйственных культур, например картофеля, до 30%.

Глава 8. Современные эоловые процессы

В таежной и подтаежной зонах Западно-Сибирской равнины современные эоловые процессы практически не развиваются, поскольку этому препятствует «зеленая броня» - растительность. Вырубка лесов, распашка земель приводят к активизации эоловых процессов, а на пашне эти процессы начинают играть заметную роль.

Эоловые процессы, как известно, зависят от циркуляции атмосферы, влияющей на режим и скорости ветра, от растительности, состояния почвогрунтов, рельефа и т.д. Циркуляция атмосферы, режим и скорости ветра региона освещены в работах В.В. Орловой, З.П. Коженковой, Н.В. Рутковской, В.И. Слуцкого и Т.В. Новиковой, Л.И. Трифоновой и др. Обобщенный анализ этих работ дан в Приложении 8.1. В тексте восьмой главы наибольшее внимание уделено скоростям ветра – среднегодовым, среднемесячным, бурным (≥ 15 м/с), штормовым (≥ 20 м/с), а также порывистым ветрам.

Среднегодовые и среднемесячные скорости ветра по территории изменяются, соответственно, от 2,5 до 3,9 м/с и от 1,9 до 4,8 м/с. Б.А. Федорович (1975) отмечает, что при среднегодовых скоростях ветра 2,5-4,5 м/с происходит перевевание песков, а при более 4,5 м/с преобладает дефляция. На юго-востоке Западно-Сибирской равнины развивается буревая деятельность ветра, случаются штормы, характерен порывистый ветер. Среднее число дней с бурями достигает 25 (Парабель), средняя продолжительность бурь варьирует от 2,4 часа до 8 часов, а максимальная изменяется от 11 часов (Напас) до 58 часов (Томск), 65 часов (Кожевниково), 87 часов (Парабель). Томский и Кожевниковский районы – наиболее освоенные в сельскохозяйственном отношении. Повторяемость бурь имеет два максимума – весной и осенью, когда агроландшафты, вырубки, гари наиболее уязвимы для эоловых процессов. Сильные ветры вызывают пыльные бури (на станциях Средний Васюган и Парабель – до 8-12 дней в году).

Для оценки возможности развития современных эоловых процессов важны не только данные по средним скоростям сильных ветров, но и по порывам ветра. О.Г. Задде, В.В. Севастьяновым, Л.М. Севастьяновой, В.И. Слуцким и др. (2002) рассчитаны средние максимальные скорости ветра с учетом порывов, они изменяются в регионе от 7,2 м/с до 11,2 м/с, при абсолютном максимуме – до 25 м/с. В осенне-зимний период порывы ветра наблюдаются чаще и устанавливаются на более продолжительное время.

Интенсивность эоловых процессов зависит от эродирующей способности

ветра, т.е. действия ветровых нагрузок на поверхность почвы – величины дефляционного потенциала ветра (ДПВ). Среднегодовые значения ДПВ на основе данных о скоростях ветра станции АМСГ Томск, без учета порывов ветра и с учетом их, рассчитаны за период с 1991 по 2000 гг. для пороговых скоростей от 1 до 12 м/с. Установлено, что значения ДПВ с учетом порывов в 1,2-12 раз больше, чем без учета порывов (рис. 1). Наиболее высокие значения ДПВ в обоих случаях характерны для переходных сезонов года, когда пашня слабо защищена от действия ветра.

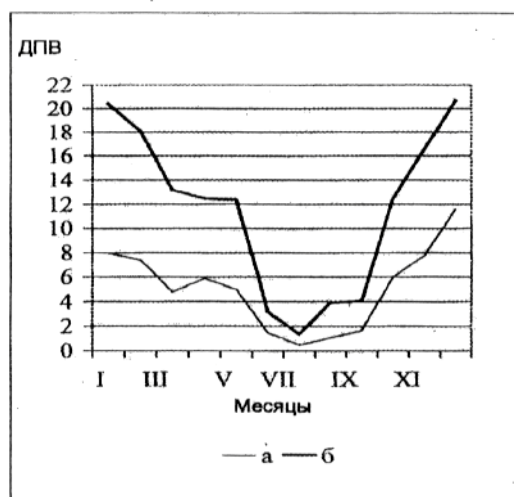


Рис. 1. Среднегодовой режим дефляционного потенциала ветра (ДПВ) Томь-Яйского междуречья для критической скорости 8 м/с: а - без учета порывов ветра, б - с учетом порывов ветра (Слуцкий, Евсева, 2004)

Кроме величины ДПВ, для определения потенциальной опасности развития дефляции почв необходима характеристика климатического показателя (C). Он рассчитан нами по методике Е.М. Любцовой (1997) по данным 26 метеостанций региона. За 1955-2000 гг. на юго-востоке Западно-Сибирской равнины он изменялся от 0,001 до 7,3. Это положение хорошо иллюстрирует рис. 2. Е.М. Любцова выявила взаимосвязь климатического показателя с интенсивностью развития дефляции для юга Восточной Сибири, где средние месячные скорости ветров близки к таковым на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. Е.М. Любцова отмечает, что при C , равном 0,01-0,1, развивается очень слабая дефляция; при 0,1-0,5 – слабая дефляция; 0,5-1,0 – умеренная дефляция; 1,0-5,0 – сильная дефляция; более 5,0 – очень сильная.

Анализ значений климатического показателя дефляции за период с 1955 по 2000 гг. выявил, что наиболее благоприятные условия для развития эоловых процессов (значения C были высокими) создавались на большей части юго-востока Западно-Сибирской равнины в 1955, 1957-59, 1962-65, 1967, 1968, 1970, 1973, 1976, 1978, 1980-83, 1986, 1989, 1990, 1994, 1996, 1999 годах. Неблагоприятные условия – в 1960, 1966, 1969, 1974, 1984, 1988, 1992-93, 1995 годах.

В настоящее время установлено (Калесник, Яковец и др.), что цикличность – всеобщая, но не единственная закономерность движения, саморазвития в природе, обществе и в поле их взаимодействия. «Чистых» циклов, развивающихся по идеальной схеме, практически не бывает, разные

циклы накладываются друг на друга, взаимодействуют. Многоритмичность характерна и для атмосферных процессов; причиной возникновения циклических колебаний в атмосфере являются различные земные и космические процессы. Исследователи выделяют в климатических циклах квазидвухлетний (26-месячный) цикл, 2,2(3,5)-7-летний, 5-6-летний, 11-летний, 22-летний, 40-60-летний, 80-90-летний (вековой), 160-180-летний циклы; усматривается тенденция к формированию в атмосфере цикла длительностью 300-350 лет (Логинов, 1975, Логинов и др., 1976) и др. Автором предпринята попытка выявить связь климатического показателя с 11-летним циклом солнечной активности. Анализ графиков климатического показателя по 26 станциям исследуемого района и кривой чисел Вольфа (кривой солнечной активности) показал, что в изменении показателя *C* четко выявляются 2-3-летние циклы (рис. 2). Этот цикл, видимо, тесно связан с колебаниями циркуляции атмосферы, а также зависит от местных условий: степени залесенности или распаханности территории, рельефа, величины контура пашни и т.д.

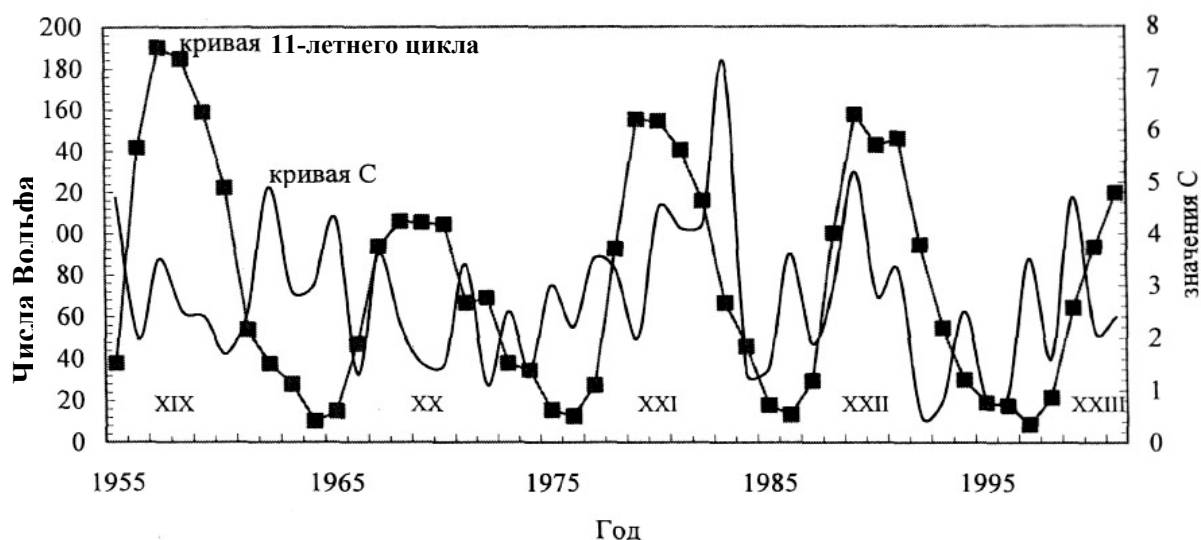


Рис. 2. Совмещенные графики динамики климатического показателя дефляции (*C*) и кривой чисел Вольфа по станции Кожевниково (Евсеева, 2005)

Наиболее дефляционноопасными периодами практически на всех станциях юго-востока Западно-Сибирской равнины были 1970, 1980-83 гг. и 1988-89 гг. По данным полевых наблюдений, активно развивались эоловые процессы и в холодный период года в 2000-2005 гг. О.И. Баженова, Г.Н. Мартыанова (2004) также отмечают вспышку эоловых процессов в 1970, 1979-81, 1992 и 2002 гг. в Забайкалье (станция Улан-Удэ) и указывают на наличие мелких климатически обусловленных 2-3-летних циклов процессов дефляции.

При исследовании ветровой эрозии важен показатель эродуемости почв, или противодефляционной устойчивости почв. Для определения относительной характеристики противодефляционной устойчивости почв нами использована зависимость Г.А. Ларионова (1991). Величина показателя

противодефляционной устойчивости почв рассчитана нами для верхних горизонтов (в основном 0-20 см) для основных типов почв региона на основе работ Е.М. Непряхина, Г.В. Добровольского, Г.Е. Пашневой, Л.И. Герасько и др. Установлено, что наименьшие значения показателя характерны для песчаных и супесчаных разностей подзолистых и дерново-подзолистых почв, они колеблются от 0 до 19; наиболее устойчивы к дефляции комплексы черноземов выщелоченных и оподзоленных (48-75). Легкосуглинистые разности дерново-подзолистых, серых лесных почв также дефлируются, их противодефляционный показатель изменяется от 19 до 49. Пороговые скорости ветра при значениях противодефляционного показателя, равного 15-25, составляют 6-7 м/с; при 26-65 – 8-10 м/с; при 66-95 – 11-13 м/с.

Вышесказанное свидетельствует о том, что ветер в регионе способен вызывать дефляцию почв. Активному ее развитию препятствует растительность. В случае вырубki лесов и распашки земель эоловые процессы проявляются достаточно активно, в связи с чем современные эоловые процессы делятся на природные и природно-антропогенные. В естественных ландшафтах эоловые процессы не играют существенной (видимой наблюдателю) роли в рельефобразовании и представлены в основном перевеванием песчаных кос на русловой пойме, развеванием песков в обнажениях и на бровках террас, ложбин стока, а также аккумуляцией эолового материала, переносимого воздушными потоками. Скорости проявления этих процессов в регионе еще не изучены.

Природно-антропогенные современные эоловые процессы развиты преимущественно на пашне, реже – на горях и вырубках. Дефляция почв на пашне развивается ежегодно (особенно на склонах южной экспозиции) с октября по июнь. Нами с 1989 по 2005 гг. проводились наблюдения за дефляцией почв в основном в холодный период года (октябрь-апрель). Установлено, что на пашне юга Томской области (станции «Лучаново», «10 км») эоловые процессы носят неравномерно-прерывистый характер, чему способствуют различия в значениях климатического показателя дефляции (C) по годам, разности в противодефляционной устойчивости почв, скоростей ветра. Для определения интенсивности этого процесса существуют разные приемы М.Е. Бельгибаев (1972) предлагает судить об интенсивности дефляции по глубине (h) выдувания почв за определенное время. Ее можно измерить по соотношению объема (V) выдутаго материала к площади (S) пылесбора, откуда снесен эоловый материал. Е.М. Любцова (1997) интенсивность эоловой аккумуляции определяет по содержанию мелкозема в снеге, а также по аккумуляции эоловых частиц на единицу площади. Во второй-третьей декадах марта (в ряде лет в конце февраля – начале марта – 1990, 1992 гг. др.), в первой половине апреля на наветренных склонах южной экспозиции, реже северной, а также мезоповышениях плакоров пашни появляются участки, лишенные снега. Величина их изменяется от 1-10 м² до 1000 м², реже более. Эти участки с серыми лесными почвами и их подтипами суглинистого состава являются очагами дефляции. Выдутые с обнаженной поверхности почвы частицы

уносятся на разные расстояния от очага эрозии и при ослаблении ветровых струй у лесополос, колков, леса, возвышенностей пашни отлагаются на поверхности снега, образуя эоловую рябь. Это явление за период наблюдений отмечалось нами ежегодно. В пределах южного склона стационара площадью около 10 га эоловая рябь покрывает до 70% поверхности снега, в отдельные годы – 90% (2004 г.). В годы с сильной ветровой деятельностью эоловая рябь образуется и на поверхности северных склонов, что наблюдалось в 2003, 2004, 2005 гг.

Величина аккумуляции эоловых отложений на поверхности снега в годы с благоприятными условиями их развития даже за небольшие промежутки времени может быть значительной. Например, в 1990 г. на южном склоне Лучановского стационара с 25.03.1990 по 08.04.1990 гг. на опорном профиле от очага дефляции до опушки кедрового леса величина аккумуляции эоловых отложений составила: пробы № 1 (у лесополосы) – 81 г/м² (810 кг/га); проба № 2 (между эоловыми волнами) – 18,2 г/м² (182 кг/га); проба № 3 (край кедрового леса) – 102,4 г/м² (1024 кг/га); проба № 4 (опушка леса) – 1,8 г/м² (18 кг/га). С 08.03 по 21.03.2004 г. на поверхности снега в пределах эоловых волн накопилось до 2099 кг/га отложений, мощность загрязненной толщи поверхности снега – до 30 мм (Евсеева, Квасникова, 2004, 2005 и др.). В годы с неблагоприятными условиями развития дефляции интенсивность процессов мала. Например, в 1993 г. с 16.03 по 24.03 в пределах эоловых волн накопилось 38 кг/га почвенных частиц. В целом за холодный период года в снеге аккумулируется до 824 г/м² почвенных частиц. Согласно классификации интенсивности эоловой миграции вещества Е.М. Любцовой (1997), на исследуемом участке развита эоловая миграция от слабой – менее 50 г/м² до очень сильной – 500-1000 г/м² или, соответственно, от менее 0,5 т/га до 5-10 т/га.

Глубина выдувания почв с южных склонов пашни Томь-Яйского междуречья в среднем изменяется от 0,01 мм до 0,4 мм/год. Гранулометрический состав эоловых отложений варьирует от песка среднего до ила; среднее содержание фракций следующее: 1-0,25 мм – 2,43%; 0,25-0,05 – 17,9%; 0,05-0,01 – 37,75%; 0,01-0,005 – 9,45%; 0,005-0,001 – 10,98%; менее 0,001 – 10,98%. В целом преобладает крупная пыль – до 54,8%.

Эоловые процессы на пашне имеют два основных аспекта развития относительно геохимического и экологического состояния почв (Евсеева, Квасникова, 2005): 1) эродированные почвы теряют запасы важнейших элементов плодородия почвы, изменяется их химический и механический состав; 2) почвы зон аккумуляции пополняются гумусом, фосфором, азотом и др. Содержание названных элементов питания растений зависит от продолжительности и интенсивности накопления эоловых отложений на поверхности снега (табл. 4).

Таблица 4. Содержание биогенов, магния и кальция в эоловых отложениях

Год наблюдения, время накопления эоловых осадков	Содержание, %				Содержание мг/экв. на 100 г почвы	
	Гумус	Азот	Фосфор	Углерод	Ca ²⁺	Mg ²⁺
2001 г., 14.03-1.04	1,66-2,02	0,14	0,12	0,96-1,18	15,7-16,4	1,8
2002 г., 14.04-4.05	3,4	0,51	0,45	1,97	Сумма 23,0	
2003 г., 13.03-30.03	3,53	0,15	0,56	2,05	16,32	6,12
2004 г., 08.03-21.03	1,5-3,1	0,2-0,62	0,18-0,28	0,9-1,79	18,0	4,0-6,0
2004 г., суточное накопление 20.03-21.03	2,9	0,31	0,21	1,68	18,0	8,0

Сравнение среднего содержания микроэлементов в эоловых отложениях за 2001-2004 гг. и в почвах пашни показало, что они близки по химическому составу (рис. 3). Анализ количественного состава микроэлементов в серых лесных суглинистых почвах пашни и эоловых отложениях Лучановского стационара показал, что в последних отмечается повышенное содержание тяжелых металлов, относимых к 2-3 классу токсичности для почвы: меди – 30-90 г/т (ПДК – 40 г/т), ванадия – 32-160 г/т (ПДК – 150 г/т), никеля – 18-74 г/т (ПДК – 45 г/т) и др. Среднее содержание микроэлементов в пылевых атмосферных выпадениях на снежный покров кедрового леса, расположенного в 700 м от исследуемого участка пашни, значительно меньше: меди – 24 г/т; никеля – 10г/т; хрома – 48 г/т и др. Доля регионального атмосферного переноса в перераспределении химических элементов внутри стационара большого значения не имеет, определяя лишь фоновое содержание на всем участке.

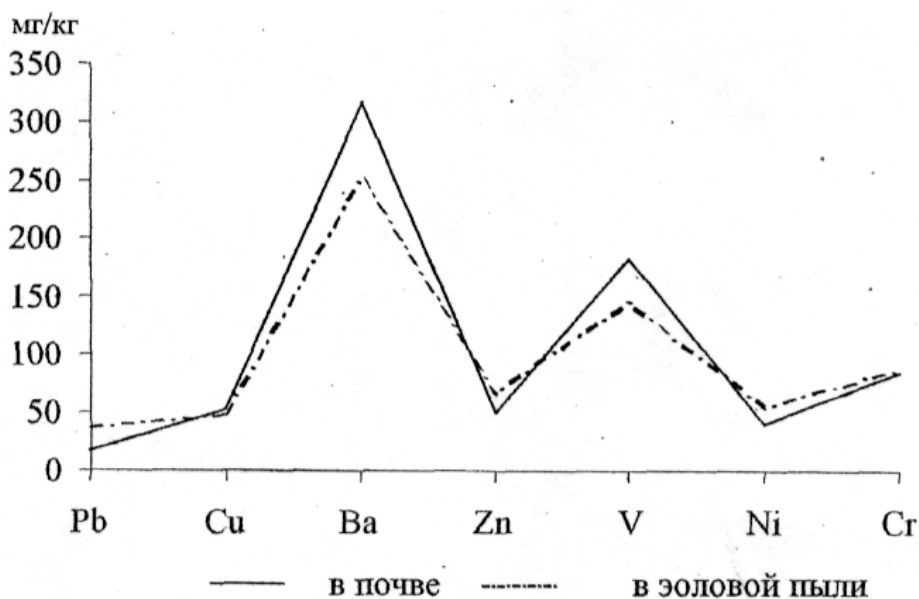


Рис. 3. Среднее содержание микроэлементов в почвах и эоловой пыли стационара «Лучаново» (Евсеева, Квасникова, 2003)

Глава 9. Прочие современные процессы рельефообразования

Многолетнее изучение рельефообразующих (рельефообразующих) современных экзогенных процессов юго-востока Западно-Сибирской равнины показало, что их комплекс не ограничивается флювиальными, биогенными, эоловыми процессами. Он включает также еще слабо или практически не изученные крип, суффозию, нивацию, наледообразование, озерную абразию, осыпание, оползание и др.

В главе обобщены данные полевых наблюдений автора и литературных источников по ряду названных процессов. Полученные данные имеют научную новизну.

Процессы осыпания и обваливания горных пород связаны с интенсивной боковой эрозией рек. Они наблюдаются на склонах междуречий, террас, подмываемых рекой и сложенных преимущественно песками. Размеры осыпей невелики: чаще длина основания осыпи составляет 1-5 м, высота – до 6 м, а угол осыпания – до 35°.

Оползни – обвалы – переходные формы рельефа от обвалов к оползням, когда в форме падения смещаются блоки песчано-глинистых пород, имеют более широкое распространение. Обвалы развиваются на обнаженных склонах крутизной 35-40° и более, особенно активно они образуются в тех случаях, когда основание склона сложено песками. Обвал – движение одноразовое, часто обвалы являются генераторами осыпей. Смещение бровки берега вглубь водоразделов, террас при обвалах достигает 20 м. Объемы обвала редко более 20 м³.

Существует ряд классификаций **оползней** – А.П. Павлова, Ф.П. Саваренского, И.В. Попова, Е.П. Емельяновой, Г.С. Золотарева и др. Нами за основу принята классификация оползней Г.С. Золотарева, который выделяет оползни выдавливания, скольжения, вязко-пластичные и сложные. В естественных ландшафтах региона оползни развиваются по берегам рек. Размеры оползней, как правило, невелики. Так, размеры оползней-блоков достигают 200 м, а ширина их в глубь берега – до 10 м. Хозяйственная деятельность человека местами активизирует оползневые процессы; ярким примером являются территории городов Томска и Северска. Так, на правом берегу р. Томи расположена обширная оползневая зона протяженностью 7 км (от Коммунального моста до устья р. Басандайки). Наиболее активен оползневый процесс в районе Лагерного сада, где насчитывается более 20 оползней. Активизация оползневого процесса началась в 60-е годы XX в., когда район стал застраиваться. В результате был нарушен естественный сток воды, а здания создали дополнительную нагрузку (до 20 кг/см²), утечки из водонесущих коммуникаций образовали новый водоносный горизонт (Нестеров, 2000, 2003). Для защиты от оползней построен комплекс противооползневых сооружений, стабилизовавших процесс.

Крип. И.П. Герасимов в 1941 г. впервые в нашей стране поставил вопрос о геоморфологической роли движения почвогрунтов на склонах и их роли в

формировании последних. В настоящее время признано, что медленные смещения почвогрунтов происходят на склонах повсеместно, они являются главной формой континентального сноса и формирования склонов (В.П. Чичагов, И.П. Герасимов, А.П. Дедков, В.И. Мозжерин, С.С. Воскресенский, А.А. Ажигиров, В.Н. Голосов и др.). Тем не менее процессы крипа до настоящего времени во многих районах страны изучены слабо, в том числе и на юго-востоке Западно-Сибирской равнины. Н.С. Евсеевой, С.Н. Воробьевым (2005) обобщены полученные данные по скоростям крипа на примере полевых наблюдений на Яя-Кийском и Томь-Яйском междуречьях. Наблюдения С.Н. Воробьева в траншеях, Н.С. Евсеевой – в шурфах (1990-2003 гг.) показали, что скорости смещения почвогрунтов по склонам изменяются от 0,026 до 8,5 мм/год и зависят от уклонов поверхности, степени увлажнения почвогрунтов (чем оно выше, тем подвижнее массы); увеличение содержания глинистых, илистых частиц также способствует активизации процесса и т.д. Наиболее активно процессы массового смещения пород происходят в верхней части почвогрунтов на глубинах до 70 см.

Современные криогенные процессы в регионе обусловлены геокриологической обстановкой: 1) непосредственной близостью южной границы криолитозоны; 2) наличием глубокозалегающих (от 138,6 до 294 м) реликтовых мерзлых толщ; 3) длительным и глубоким (до 3,5 м) сезонным промерзанием пород. Основными криогенными процессами в регионе являются пучение грунтов, морозобойное растрескивание, местами оплывание почв. Наиболее развито пучение грунтов; к пучиноопасным относятся в регионе все участки, где с поверхности развиты глинистые породы со значительным увлажнением. Пучинные образования (бугры) достигают в высоту 20 см, часто приводят к деформации и нарушению сплошности дорожных полотен. После оттаивания бугров изменений в рельефе почти нет, но происходит смещение частиц породы вниз по склонам. По Е.М. Сергееву (1978), скорости смещения достигают 70 см/год. Морозобойное растрескивание проявляется зимой и ранней весной на хорошо дренированных участках поверхности с минимальным снежным покровом: чаще всего это обнажения вдоль рек и возвышенные участки пашни. На Лучановском стационаре с конца февраля до середины марта нами неоднократно наблюдались морозобойные трещины. Ширина их изменялась от 0,1 до 2 см, видимая глубина – до 4,5 см. Трещины, пересекаясь, образуют многоугольники (чаще 6-8-угольники), размеры их достигают 11 x 11 см. Образование трещин, видимо, связано с гравитационным механизмом разрушения горных пород, обусловленным расклинивающим действием тонких пленок воды. По Э.Д. Ершову (1982), величина этого давления изменяется от тысячных долей МПа до 10 МПа и более. Характерной особенностью почв пашни исследуемого района является то, что полигональное растрескивание сочетается с развитием трещин при усыхании грунтов.

К гляциальным процессам в регионе, особенно в его восточной и юго-восточной частях, относится образование наледей – в пойме рек Чулым, Томь,

Кеть, Пайдугина, Улуюл и др. Наледи образуются при послойном замерзании воды на поверхности в результате изливания вод при промерзании русла реки или подземных источников. Наледи, созданные водами подмерзлотного стока, часто приурочены к зонам разломов. По времени существования наледи региона относятся к однолетним и существуют в основном с ноября по апрель. Размеры наледей и их геоморфологическая роль практически не изучены.

На юго-востоке Западно-Сибирской равнины **суффозия** чаще всего проявляется в пылеватых и мелких песках различного возраста, а также в лессовидных суглинках и супесях (А.С. Герасимова, А.А. Горюнов, Л.Г. Афонская). В первом случае вынос частиц из породы связан с постоянным фильтрационным потоком, а во втором – с действием временных водотоков. Суффозия, как показали наши полевые наблюдения, приводит к образованию на поверхности склонов, на междуречьях воронок проседания (диаметром 1-10 м), блюдцеобразных западин диаметром до 200 м, реже более; оказывает влияние на эрозионные процессы. На это обратил внимание еще А.П. Павлов (1898) – автор термина «суффозия» (подкапывание); он писал, что «...это влияние подземных вод, изменяющее хотя бы в слабой степени поверхностный рельеф, является фактором, определяющим во многих случаях ход поверхностной эрозии...» (С. 111).

Процессы нивации наиболее активно развиваются на пашне, чему в немалой степени способствуют сугробы. Они достаточно длительное время являются очагами холода, температуры здесь колеблются около 0°. В условиях избыточного увлажнения происходит оплывание почв и их смыв со склонов депрессии; здесь активен процесс водопоглощения и т.д. В результате со временем едва заметные на глаз понижения в рельефе становятся глубже. Например, глубина одного из них за период с 1989 по 2004 гг. увеличилась с 0,1-0,3 м до 0,3-0,45 м.

Роль озер как геоморфологического фактора в регионе и величины озерной абразии изучены очень слабо, хотя, согласно данным Н.Ф. Сурунова и А.А. Земцова (1990), в Томской области около 113 тыс. озер (подсчет произведен по картам 1:100000 масштаба), а суммарная площадь зеркала озер – более 4451 км². Скорости озерной абразии, по нашим наблюдениям, редко превышают 1,5-3,0 м/год.

Основные выводы работы

Развитие современных процессов рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины – результат сложного взаимодействия эндогенных, экзогенных, биогенных факторов рельефообразования.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы, представляющие главные итоги:

1. Новейшие тектонические движения оказывают большое влияние на рельефообразование юго-востока Западно-Сибирской равнины:

– они обусловили особенности морфоструктуры, здесь выделяются части

Внешнего морфоструктурного пояса и Внутренней области равнины;

- новейшие движения влияют на направленность, интенсивность и ярусность развития экзогенных процессов в пределах морфоструктур;
- наличие морфоструктурных узлов, формирующихся в местах пересечения линейных зон, вносит значительные коррективы в развитие современных процессов рельефообразования: так, в зонах активных разломов сформировались ложбины древнего стока;
- зонам активных поднятий соответствуют высокая расчлененность рельефа, повышенное высотное поле, аномальные уклоны рек и др.;
- исследуемая территория тектонически активна, свидетельством чего являются медленные вертикальные и горизонтальные движения, землетрясения.

2. Биогенное рельефообразование – фитогенное, зоогенное и антропогенное, воздействуя прямо или косвенно, влияет на химико-физические свойства поверхностного субстрата и особенности современного морфогенеза:

- создаются фитогенные, зоогенные формы рельефа; например, фитогенные формы рельефа – торфяники занимают 7,72 млн. га, или более 24% территории Томской области;
- процессы болотообразования и торфонакопления в регионе активны: вертикальные скорости торфонакопления составляют 0,17-1,6 мм/год, а горизонтальные – до 7-9 см/год. Заболоченность территории Томской области равна 50%;
- болотообразование - сложный природный процесс, который в значительной мере контролируется тектоникой региона (особенно большое влияние оказывают активные разломы) и климатом. Но на зрелых стадиях развития болота выступают как саморазвивающиеся системы, обладающие двумя важными свойствами – агрессивностью и устойчивостью. Болота начинают влиять на окружающее пространство (подтопление, изменение микроклимата и т.д.);
- косвенное влияние растительности на рельеф выражается в переводе поверхностного стока во внутрпочвенный и грунтовый; в защите поверхности почвы от эрозии и дефляции и т.д.;
- вырубка лесов, распашка земель, строительство различных сооружений активизируют эрозионные, оползневые, эоловые процессы и др.;
- на пашне на склонах крутизной более $0,5^\circ$, сложенных с поверхности суглинисто-глинистыми породами, развиваются эрозионные процессы. Интенсивность эрозии почв в зависимости от состояния агрофона, крутизны и длины склона, скорости снеготаяния изменяется от очень слабой (менее 0,5 т/га) до очень сильной (более 10 т/га), что сопоставимо с таковой для зон лесостепи и степи. В годы с интенсивным снеготаянием с южных склонов пашни смывается до 60-66 т/га мелкозема; сильные ливни (> 30 мм/сут.) вызывают на пропашных культурах смыв до 110 т/га (июнь 1987 г.), но чаще

1-10 т/га. Средний суммарный смыв почв талыми и ливневыми водами достигает 25 т/га в год;

- интенсивность денудации поверхности пашни вследствие стока талых вод изменяется от 0,1 до 4,61 мм/год, что в 10-380 раз превышает денудацию на равнинных территориях (0,012-0,032 мм/год) в естественных условиях;
- большая часть делювия (до 75-90%) не достигает русел рек, а отлагается на путях его транзита – в понижениях и перегибах склонов, в ложбинах, балках, осложняющих склон, на поверхности террас и т.д.
- режим ветров, их скорости часто превышают критические уровни, что ведет к развитию дефляции почв на пашне, вырубках. Противодефляционная устойчивость почв региона невелика и изменяется у подзолистых, дерново-подзолистых, серых лесных почв от 0 до 67. Интенсивность аккумуляции эоловых отложений в снеге за холодный период года (октябрь - апрель) изменяется от 50 до 824 г/м², реже более, или до 5-10 т/га;
- на развитие эоловых процессов, как отмечает К.С. Кальянов (1986), затрачивается колоссальное количество энергии, источником которой является солнечное излучение, а механизмом, выполняющим эоловый процесс – циркуляция земной атмосферы. Динамика усиления или затухания дефляции почв региона – следствие ритмичности природных процессов, вернее, цикличности, поскольку ряд ритмов проявляется не со строгой периодичностью. Выявлено, что в холодный период года проявление дефляции почв связано с 11-летними циклами солнечной активности, на которые накладываются 2-3-летние циклы, реже – 5-6-летние. Наиболее дефляционноопасными периодами на юго-востоке Западно-Сибирской равнины за период с 1955 по 2000 гг. были 1980-83 и 1988-89 гг. Данные полевых наблюдений показали, что дефляционноопасными были процессы 2000-2005 гг.;
- эрозия и дефляция вызывают деградацию почв (уменьшение мощности гумусового горизонта, содержания гумуса, фосфора, калия, азота и т.д. в почве), способствуют накоплению загрязняющих веществ в депрессиях рельефа пашни, снижают плодородие сельскохозяйственных культур до 30% и др.;
- хозяйственная деятельность человека накладывает отпечаток на ход процессов рельефообразования и вызывает в ряде случаев усиление оползневых, просадочных процессов, оврагообразования, подтопления, суффозии и других. Так, процессы нивации, суффозии, эрозии в пределах агроландшафтов в течение 20-50 лет существенно преобразуют микро- и мезорельеф их поверхности за счет образования нивационно-суффозионно-просадочных блюдеч (до 10 на 1 км²), булавовидных ложбин – каналов стока талых и дождевых вод, а также оврагов и др.

3. Одним из существенных процессов рельефообразования на склонах исследуемой территории является крип, наиболее интенсивно развивающийся

там, где поверхность склона сложена суглинисто-глинистыми отложениями, имеющими значительное увлажнение. Скорости крипа изменяются от 0,026 до 8,5 мм/год.

4. Особенность геолого-геоморфологического строения территории – ее положение в области сопряжения Западно-Сибирской равнины и Кузнецко-Алатаусско-Саянской горной области – обусловила различия в комплексах современных процессов рельефообразования. Для Внешнего морфоструктурного пояса равнины ведущим является комплекс денудационных процессов, а для Внутренней области равнины – комплекс аккумулятивных процессов.

Изучение современных процессов рельефообразования юго-востока Западно-Сибирской равнины имеет как фундаментальный, так и прикладной характер в разработке данной проблемы в геоморфологии. Задачи дальнейших исследований: 1) постановка стационарных и полустационарных наблюдений за процессами рельефообразования в природных зонах и подзонах региона на разных типах морфоструктур и их частях (особого внимания заслуживают зоны активных разломов); 2) в рамках нового научного направления – экологической геоморфологии – необходимо проводить исследование в настоящее время недостаточно изученных эколого-геохимических аспектов процессов рельефообразования; 3) выявление и уточнение количественных характеристик процессов рельефообразования, ибо скорости процессов – это основа прогнозирования с целью предотвращения активизации негативных процессов рельефообразования, достижения устойчивого развития региона.

Основные публикации по теме диссертации

1. Земцов А.А., Евсеева Н.С. Рельеф и плейстоценовые отложения бассейна р. Кети // Вопросы географии Сибири. – Вып. 15. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. – С. 64-91.
2. Евсеева Н.С., Головеров А.Г., Попкова Н.И. Современные процессы рельефообразования в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым // Вопросы географии Сибири. – Вып. 16. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984. – С. 48-57.
3. Евсеева Н.С. Связь рельефа бассейна среднего течения р. Чулым с тектоническими структурами // Вопросы географии Сибири. – Вып. 16. – Томск: изд-во Том. ун-та, 1984. – С. 108-114.
4. Лазуков Г.И., Николаев В.А., Городецкая М.Е., Евсеева Н.С., Земцов А.А., Мизеров Б.В., Чочиа Н.Г. Равнины Западной Сибири // Морфоструктура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. – М.: Наука, 1986. – С. 86-103.
5. Земцов А.А., Евсеева Н.С. Заломы на таежных реках Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 1986. - № 2. – С. 101-107.
6. Евсеева Н.С., Земцов А.А. Особенности рельефообразования в таежной зоне Западно-Сибирской равнины // Процессы формирования рельефа Сибири. –

Новосибирск: Наука, 1987. – С. 58-63.

7. Евсеева Н.С. Антропогенная активизация экзогенных процессов таежной зоны Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 1987. - № 3. – С. 62-66.
8. Евсеева Н.С., Земцов А.А., Александров С.М., Благоволин Н.С. и др. Геоморфологическая карта СССР. М-б: 1:2500000. – М.: ГУГК, 1987. – 16 л.
9. Евсеева Н.С., Земцов А.А. Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. – 242 с.
10. Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б., Пашнева Г.Е. Эрозия почв на Томь-Яйском междуречье // География и природные ресурсы. – 1990 - № 4. – С. 98-103.
11. Евсеева Н.С., Плеханова Е.Б. Рельеф Томь-Яйского междуречья // Вопросы географии Сибири. – Томск Изд-во Том. ун-та, 1993. – С. 85-88.
12. Евсеева Н.С. Изменение ландшафтов юга Томской области в процессе заселения и хозяйственного освоения // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – С. 50-65.
13. Евсеева Н.С., Петров А.И., Пашнева Г.Е. Изучение залегания снежного покрова в подтайге Западно-Сибирской равнины на уровне микромасштаба // География и природные ресурсы. – 1996. - № 3. – С. 70-73.
14. Евсеева Н.С. Криогенные процессы и нивация в южной части Томской области // Вопросы географии Сибири. – Вып. 22. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. – С. 30-36.
15. Осинцева Н.В., Евсеева Н.С. О возрасте и скоростях роста оврагов г. Томска и его окрестностей // Проблемы географии на рубеже XXI века: Материалы Всероссийской науч. конф., 24-26 февраля 2000 г. – Томск, 2000. – С. 138-140.
16. Евсеева Н.С. География Томской области. Природные условия и ресурсы. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. – 223 с.
17. Евсеева Н.С., Пашнева Г.Е., Квасникова З.Н., Петров А.И. Загрязнение малых водосборов рек в агроландшафтах Томь-Яйского междуречья // Вопросы географии Сибири. – Вып. 24. – Томск, 2001. – С. 347-356.
18. Евсеева Н.С., Петров А.И. Пространственно-временная изменчивость залегания снежного покрова в ландшафтах южной тайги (Томская область) // Вестник Томского государственного университета. – 2001. - № 247. – С. 104-108.
19. Евсеева Н.С., Льготин В.А. Морфоструктура переходной зоны юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология гор и предгорий. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2002. – С. 84-88.
20. Евсеева Н.С., Льготин В.А. Геоморфологическая карта Томской области. М-б: 1:1000000. – Томск: ТЦ «Томскгеомониторинг», 2002. – 1 л.
21. Евсеева Н.С., Петров А.И. Эрозионные процессы в агроландшафтах подтайги юго-востока Западной Сибири // Эрозионные и русловые процессы в Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2003. – С. 34-39.

22. Евсева Н.С., Пашнева Г.Е., Язиков Е.Г. Морфолитодинамические потоки вещества на сельскохозяйственных угодьях юго-востока Западно-Сибирской равнины // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Томск, 25 августа – 2 сентября 2003 г. – Томск: Изд-во ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2003. – С. 274-278.
23. Евсева Н.С., Квасникова З.Н., Ромашова Т.В., Осинцева Н.В. Ветровая эрозия почв в холодный период года на Томь-Яйском междуречье (Западная Сибирь) // География и природные ресурсы. – 2003. - № 3. – С. 101-104.
24. Евсева Н.С., Квасникова З.Н., Осинцева Н.В. Оценка эоловых процессов в таежной зоне юго-востока Западно-Сибирской равнины (на примере Томь-Яйского междуречья) // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Томск, 25 августа – 2 сентября 2003 г. – Томск: Изд-во ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2003. – С. 300-302.
25. Евсева Н.С. Землетрясения // Томск от А до Я: краткая энциклопедия города. – Томск, 2004. – С. 125.
26. Евсева Н.С. XXVII Пленум Геоморфологической комиссии РАН «Самоорганизация и динамика геоморфосистем в условиях техногенного освоения территорий и потепления климата» // Геоморфология. – 2004. - № 3. – С. 126-127.
27. Евсева Н.С., Кнауб Р.В. Оценка потенциального смыва почв от стока дождевых осадков на юго-востоке таежной зоны Западно-Сибирской равнины (на примере Томской области) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии. Новосибирск, 20-24 сентября 2004 г. – Новосибирск, 2004. - С. 105-106.
28. Евсева Н.С., Квасникова З.Н. Геохимические аспекты эрозионных процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Теоретические и прикладные проблемы географии на рубеже столетий: Материалы Международной научно-практической конференции, 8-9 июля 2004 г. – Алматы: Аркас, 2004. – Ч. 1. – С. 61-63.
29. Кнауб Р.В., Евсева Н.С. Эрозионный потенциал рельефа юго-востока таежной зоны Западно-Сибирской равнины // Рельеф и человек: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, сентябрь 2004 г. – Иркутск, 2004. – С. 115-116.
30. Евсева Н.С., Кнауб Р.В. Эрозионные склоновые процессы юго-востока таежной зоны Западно-Сибирской равнины // Новые и традиционные идеи в геоморфологии: V Щукинские чтения. – М.: Географический фак-т МГУ, 2005. – С. 245-250.
31. Евсева Н.С., Квасникова З.Н. Геохимические аспекты эоловых процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Новые и традиционные идеи в геоморфологии: V Щукинские чтения. – М.:

Географический фак-т МГУ, 2005. – С. 244-247.

32. Евсева Н.С. К вопросу о генезисе ложбин стока юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. – 2005. - № 2. – С. 41-51.
33. Евсева Н.С., Воробьев С.Н. Процессы массового переноса обломочного материала на склонах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геопространственные системы: структура, динамика, взаимосвязи: Доклады XII съезда РГО. Кронштадт, 2005. – СПб., 2005. – С. 228-233.
34. Евсева Н.С. Цикличность проявления дефляции почв холодного периода года в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины // Вестник Томского университета. – 2005. - № 15. – С. 168-170.
35. Евсева Н.С. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов в агроландшафтах южной части Томской области // Вестник Томского университета. – 2005. - № 15. – С. 164-167.
36. Евсева Н.С., Петров А.И., Кнауб Р.В., Голубева Л.В. Исследование снежного покрова в различных ландшафтах Томь-Яйского междуречья // Вестник Томского университета. – 2005. - № 15. – С. 92-96.
37. Евсева Н.С., Квасникова З.Н. Эрозионный вынос почвенного субстрата, биогенов и химических элементов с пахотных угодий юго-востока Западно-Сибирской равнины (на примере Томь-Яйского междуречья) // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2005. – С. 91-93.