

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Сибирское отделение
Институт географии им. В.Б. Сочавы

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ РАН

АССОЦИАЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГОВ РОССИИ

РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Восточно-Сибирское отделение

РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ГОР

*Материалы Всероссийской научной конференции
с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения
доктора географических наук, профессора Льва Николаевича Ивановского
Иркутск, 25-28 октября 2011 г.*

Том 1

Иркутск
Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
2011

УДК 911.2 : 551.4
ББК 823
Р36

Рельеф и экзогенные процессы гор / Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Ивановского (Иркутск, 25-28 октября 2011 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – Т. 1. – 187 с.

В двух томах книги публикуются материалы, раскрывающие образ Л.Н. Ивановского – ученого, вопросы теоретического и методологического изучения экзогенного рельефообразования, пространственно-временной динамики экзогенных процессов, гляциальной геоморфологии, формирования речных долин, проблем палеогеоморфологии, палеогеографии, геологии кайнозоя и комплексных географических исследований.

Книга представляет интерес для геоморфологов, палеогеографов, физико-географов и специалистов в области четвертичной геологии.

Relief and exogenous processes of mountains. Proceedings of the All-Russian Scientific Conference with international participation, dedicated to the 100th birth anniversary of Doctor of Geographical Sciences, Professor L.N. Ivanovskii (Irkutsk, October 25-28, 2011). Irkutsk: Izd-vo Instituta geografii im. V.B. Sochavy SO RAN, 2011, Vol. 1, 187 p.

Two volumes of the book contain materials, which reveal the image of L.N. Ivanovskii as a scientist, issues concerning the theoretical and methodological study into the exogenous relief formation, spatio-temporal dynamics of exogenous processes, glacial geomorphology, formation of river valleys, and problems of paleogeomorphology, paleogeography, Cenozoic geology and integrated geographical research.

The book is of interest to geomorphologists, paleogeographers, physical geographers, and specialists in the field of Quaternary geology.

Редакционная коллегия: д.г.н. В.Б. Выркин, к.г.н. Ю.В. Рыжов, к.г.н. Ж.В. Атутова, к.г.н. Л.А. Выркина, к.г.н. Д.В. Кобылкин

Материалы опубликованы в авторской редакции

Материалы изданы при поддержке гранта РФФИ, проект № 11-05-06042-г

Утверждено к печати Ученым советом Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

ISBN 978-5-94797-173-6
ISBN 978-5-94797-174-3 (Т. 1)

© Институт географии
им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Плюснин В.М. Л.Н. Ивановский – создатель научной школы экзогенной геоморфологии в Сибири..	5
Выркин В.Б. Л.Н. Ивановский и вопросы развития экзогенной геоморфологии в Сибири.....	7
<i>Малолетко А.М.</i> Л.Н. Ивановский в Томске (1933-1963 гг.)	9
Иметхенов А.Б. Л.Н. Ивановский определил мой путь в науку.	16
Намзалов Б.Б. Вспоминая встречи с Л.Н. Ивановским.....	17
Иметхенов А.Б., Иметхенов О.А. Вклад бурятских геоморфологов в изучение рельефа Забайкалья.....	18
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ	
Важенин Б.П. Бинарная морфологическая классификация горных обвалов.....	21
Важенин Б.П. Обвальный потенциал гор.....	24
Кузьмин С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования.....	28
<i>Латин П.С.</i> Реализация метода генетической морфологии и морфометрии при исследовании развития земной поверхности	30
Ликутов Е.Ю. Ассоциации рельефообразующих процессов и их феноменальное геоморфодинамическое свойство.....	32
Ликутов Е.Ю. Принцип относительной автономности в рельефообразовании и его действие.....	35
Михель К.С., Поздняков А.В. Динамика геосистем с насыщением.....	38
Невский В.Н. Об основных направлениях и смене приоритетов в изучении экзогенного рельефообразования.....	40
Постоленко Г.А. Цикличность рельефообразования.....	42
Соколова Н.В. Особенности динамики экзогенного рельефообразования.....	44
Уфимцев Г.Ф. Конвергенция как фундаментальное свойство рельефа земной поверхности.....	47
Черкашин А.К. Современные задачи ландшафтной геоморфологии как науки о причинах и следствиях пространственной дифференциации территории.....	48
Чичагов В.П. Проблема происхождения островных гор.....	52
Шейнкман В.С., Мельников В.П. Проблемы и возможности абсолютного датирования плейстоценовых	

геоморфологических образований.....	54
Шейнкман В.С., Плюнин В.М.	
От альпийской модели оледенения к сибирской – подход в свете развития идей Л.Н. Ивановского.....	57

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ДИНАМИКА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Акпамбетова К.М.	
Рельеф и экзогенные процессы низкогогорного пояса Центрального Казахстана.....	61
Баженова О.И.	
Временная организация современных денудационных систем в Назаровской лесостепи.....	64
Бешенцев А.Н., Лубсанов А.А., Хмельнов А.Е., Гаченко А.С., Фёдоров Р.К., Сороковой А.А.	
Динамика антропогенного рельефообразования в бассейне р. Селенга.....	67
Бойнагрян В.Р., Авагян А.А., Пилюян А.С.	
Современные экзогенные процессы в бассейне р. Агстев (Армения).....	70
Босиков Н.П.	
Термокарстовое разрушение межгаласных ландшафтов.....	72
Бровко П.Ф., Леонова Т.Д.	
Экзогенные процессы и динамика рельефообразования берегов Тугурского залива (Охотское море).....	75
Владимиров И.Н., Сороковой А.А., Выркин В.Б., Опекунова М.Ю.	
Районирование опасных геоморфологических процессов в центральной экологической зоне Байкальской природной территории.....	77
Выркин В.Б.	
Некоторые черты геоморфологического строения Окинской и Ильчиро-Китойской котловин Восточного Саяна.....	81
Гаранкина Е.В.	
Стадии развития криогенного микрорельефа.....	84
Гончар А.Д., Глух А.К.	
Типы бедленда Узбекистана.....	87
Грановская Н.В.	
Гольцовые террасы на склонах Шатакского хребта (Южный Урал).....	89
Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Осинцева Н.В.	
Динамика развития эрозионных процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины.....	92
Ефремов Ю.В.	
Селевой морфолитогенез на Западном Кавказе.....	94
Жданюк Б.С.	
Особенности распространения и интенсивность развития эрозионных процессов на территории Мизочского кряжа (Ровенская область, Украина).....	97
Железняк М.Н.	
Геокриологическая база данных Сибирской платформы.....	100
Железняк М.Н., Шац М.М., Рыбчак А.А.	
Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны и их роль в специфике рельефообразования.....	104
Зепалов Ф.Н., Познаркова С.В., Казанский О.А.	
Динамика формирования термоэрозионного цирка на широте северного полярного круга в долине р. Енисей.....	106
Ильичёва Е.А., Павлов М. В., Чернышов М.С.	
Морфологические особенности залива Провал.....	109
Китов А.Д., Коваленко С.Н.	

Рельеф и геология туристическо-познавательных маршрутов Мунку-Сардык.....	109
Ковальчук И.П.	
Стационарные исследования экзогенного рельефообразования в Украине.....	113
Ковальчук И.П., Павловская Т.С.	
Экзогенный морфогенез бассейна Горыни (в пределах Волынской возвышенности)..	116
Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П.	
Влияние лесных пожаров на интенсивность склоновых процессов в горах юга Российского Дальнего Востока.....	119
Короткий А.М., Скрыльник Г.П.	
Мерзлотный рельеф в вершинном поясе Ям-Алиня.....	123
Кузнецов Д.Е.	
Вопросы сохранности и развития тектоногенных форм рельефа в пределах Хибинского горного массива.....	126
Ларин С.И., Ларина Н.С.	
Геоэкологические аспекты болотного морфолитогенеза Тункинского рифта в голоцене.....	130
Леонова Т.Д.	
Экзогенный рельеф Восточно-Корейского залива (Японское море)	132
Лопатин Д.В., Плеханов А.О., Бобровская О.В.	
Диссимметрия рельефа Иркутского амфитеатра.....	134
Лунёв П.И., Попов С.В.	
Основные результаты изучения коренного рельефа Восточной Антарктиды в полосе трассы «Прогресс – Восток»	138
Макаров С.А.	
Возможные сценарии формирования селей после длительного селевого затишья в Прибайкалье.....	141
Мананкова Т.И., Маринин А.М.	
Морфоскульптурные комплексы Алтая и их рекреационное использование.....	143
Манукян Н.В.	
Влияние антропогенной нагрузки на разновидность экзогенных процессов (на примере геоэкологических районов Республики Армения).....	146
Мистрюков А.А., Мармулев С.С., Савельева П.Ю.	
Склоны Юго-Восточного Алтая (морфометрия, морфология).....	148
Мясников Е.А.	
Закономерности проявлений экзодинамических процессов в пределах Владивостокской агломерации.....	151
Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Ловелиус Н.В.	
Реконструкции изменчивости обстановок рельефообразования методами дендроиндикации.....	154
Попов С.В., Лунёв П.И.	
Коренной рельеф и орография Индоокеанского сектора Антарктики.....	157
Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В.	
Криогенный рельеф в Срединном хребте Центральной Камчатки.....	160
Рыжов Ю.В.	
Роль экзогенных процессов в развитии овражно-балочных систем.....	163
Санников Г.С.	
Современные экзогенные рельефообразующие процессы в низкогорных областях Западной Якутии.....	165
Сериков С.И., Железняк М.Н.	
Геокриологические условия и экзогенные процессы Эльконского горста.....	169
Толстихин О.Н., Поморцев О.А., Попов В.Ф.	
Криогенный рельеф и рельефообразующие процессы на волне современного	

потепления (на примере Якутии)	171
Тюменцева Е.М.	
Динамика экзогенного рельефообразования в экотонах Байкальской физико-географической страны.....	174
Цыдыпов Б.З.	
Морфометрический анализ рельефа средствами материалов дистанционного зондирования (на примере Иволгинской котловины, Республика Бурятия).....	176
Enkhtaivan D., Narangerel S.	
Geomorphological research result conducted in western area of the Khuvsgul mountain region.....	179
Авторский указатель	183

Репозиторий КарГУ

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ДИНАМИКА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

РЕЛЬЕФ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НИЗКОГОРНОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Акпамбетова К.М.

Карагандинский государственный университет, Казахстан, akamshat@yandex.ru

В геологическом отношении территория Центрального Казахстана соответствует выступу складчато-глыбового палеозойского и допалеозойского субстрата. В рельефе представляет собой переходный тип от горной области к равнине. В восточной части Центрального Казахстана значительные участки занимает мелкосопочник. Он встречается на Кокшетауской возвышенности, по периферии гор Улытау и на Сарысу-Тенгизском междуречье. Издавна мелкосопочник считался наиболее характерным и специфическим рельефом Казахского щита. Существуют две точки зрения на происхождение мелкосопочного рельефа. Согласно первой, мелкосопочник является одной из конечных стадий разрушения древних горных сооружений, предшествующей формированию денудационной равнины. По мнению Быкова, Герасимова, Сваричевской, Малиновского, мелкосопочник – одна из начальных стадий эрозионно-денудационного расчленения древнего пенеплена, поднятого новейшими движениями. Мелкосопочник представляет собой возвышенную равнину, на которой беспорядочно расположены многочисленные сопки, холмы и увалы с относительной высотой 40-50 м. Морфологические черты мелкосопочного рельефа тесно связаны со структурными и литологическими условиями. Для массивов, сложенных эффузивными породами, характерны холмистые и увалисто-холмистые формы со скалистыми выходами на вершинах и склонах. Кварциты определяют резкие конические формы сопок. В области развития дислоцированных пород палеозоя преобладает холмисто-грядовый мелкосопочник. Сопки и понижения между ними ориентированы вдоль простирания складок. В районах развития гранитных интрузий сопки осложнены округлыми глыбами и выступами.

В Казахском мелкосопочнике горный тип рельефа занимает небольшие площади. Он приурочен к наиболее приподнятым водораздельным районам. Абсолютные высоты вершин здесь 1200-1600 м, относительные – 250-500 м. Благодаря густоте эрозионной сети, склоны для таких небольших высот крутые и скалистые. Вершинные поверхности по своей морфологии весьма разнообразны. Это – и узкие скалистые гребни, и округлые, куполовидные поднятия. В ряде случаев в вершинных частях междуречий отмечаются участки выровненного рельефа. Почти плоские вершинные поверхности хорошо выражены в Каркаралинских горах: горные поднятия имеют вид плато, расчлененных эрозионными врезами. Самая крупная область поднятий лежит в 150-200 км севернее берегов озера Балхаш. В субширотном направлении это поднятие тянется более чем на 500 км при ширине 120-180 км. В осевой части поднятия высоты более 1200 м. Они приурочены к отдельным горным массивам и группам – Кызыларай (1559 м), Кызылтас (1284 м), Каркаралинские горы (1358 м) и другие. Низкогорный рельеф господствует на огромных пространствах этого поднятия. Для него характерны высоты 600-900 м, относительные превышения до 250 м, широкие долины рек, множество замкнутых озерных котловин. Вершинные поверхности также морфологически ярко выражены. В верховьях рек Терысаккан, в массиве Жел-Адыр, что в Улытау, слабо расчлененные равнины встречаются на самых больших высотах. В целом, в низкогорьях господствуют гряды с хорошо выраженными гребнями округлых, изредка заостренных форм. Горные поднятия возникли на месте плоских денудационных равнин, участки которых сохранились и в вершинных частях, и на склонах. Монотонный рельеф нарушают останцы, понижения, выработанные в слабоустойчивых породах. Каолиновые коры выветривания большей частью смыты, и поверхность покрыта щебнем и глыбами. Крупные новейшие структуры усложнены наложенными молодыми структурами, выраженными в рельефе в виде впадин, используемых речными долинами. Дифференцированные движения определили прежде всего распределение высот, пластику крупных форм рельефа, а также некоторые формы рельефа небольших размеров: уступы, котловины [1]. Речные долины приурочены к зонам тектонической раздробленности, а саи и промоины подчеркивают направление преобладающей трещиноватости. Литология горных пород оказывает влияние на морфологию вершин. Монотонные толщи неустойчивых песчаников,

сланцев и эффузивов обуславливают куполовидные вершины. Кварцитами, гранитами, известняками сложены скалистые вершины и гребни.

Гораздо большая часть территории Казахского мелкосопочника не обладает горным рельефом. К долинам рек, озерным и солончаковым котловинам примыкают обширные пологонаклонные поверхности – денудационные равнины. Над ними поднимаются сопки и гряды, невысокие плато. Абсолютные высоты здесь 400-600 м. На удалении от горных поднятий господствуют выровненные пространства. Уменьшаются общие высоты, в среднем до 350-500 м. Сильно пересеченный рельеф, образованный скоплением невысоких сопкок, на денудационных равнинах приурочен к крупным речным долинам и называется приречным мелкосопочником. Денудационные равнины по соотношению выровненных и сопочных участков разделены на равнину с отдельными останцовыми сопками, гривами, грядами и сопочно-грядовые территории с участками почти плоских денудационных равнин между ними. Первый тип рельефа характеризуется меньшей интенсивностью новейших тектонических движений. Небольшие абсолютные высоты в эпохи поднятия базиса эрозии способствовали лучшему сохранению древних кор выветривания. Второй тип рельефа отличается большими абсолютными высотами, отражающими активность неотектонических движений. Эта область постоянно служила ареной денудации, поэтому аккумулятивные образования имеются только в эрозионно-тектонических понижениях древних долин.

По периферии Казахского мелкосопочника располагается полоса невысоких (250-350 м) плато, сильно расчлененных эрозионными процессами. В строении плато принимают участие породы мезозоя и палеогена. Здесь располагаются две обширные депрессии – Нура-Тенизская и Сарысузская. По рельефу – это обширные плоские равнины, слабо расчлененные эрозией, с множеством замкнутых котловин, занятых озерами и солончаками. Долины рек здесь слегка углублены в их поверхность. Монотонность равнины нарушается островными горами небольшой высоты (300-400 м). В целом, рельеф депрессий аккумулятивный, слабо измененный деятельностью временных водотоков полупустыни и ветровой эрозии. Ряд исследователей рассматривают выровненные поверхности нижнего придолинного яруса рельефа как педименты. От днищ долин рек, от пойм или надпойменных террас, от озерно-солончаковых котловин поднимаются плоские, но наклонные поверхности. Их ширина варьирует в пределах 1-10 км, обычно 2-5 км. В нижней, более отлогой части, коренные породы прикрыты чехлом обломочного материала до 2-7 м мощности. Выше по склону наклон увеличивается и среди ровной поверхности начинают выступать холмы и скалистые сопки. Иногда изолированные сопки появляются и в нижних частях склонов. Происхождение этих выровненных наклонных поверхностей связывают с деятельностью временных водотоков и с постепенным отступанием вогнутых перегибов, ограничивающих ровные поверхности с верхней стороны. Денудационными процессами приводораздельные возвышенные участки со временем уничтожались.

По мнению С.С. Воскресенского, в результате изменения уровня базисов склоновой денудации поверхность склонов была то областью сноса, то областью накопления. В итоге нижние части склонов, т.е. пологонаклонные плоские участки – педименты – становились выровненными. В составе отложений встречается материал не только верхних частей склонов, но и материал, перенесенный вдоль речных долин. По этой же причине вогнутые перегибы склонов на близко расположенных участках лежат почти на одной высоте, что не может быть объяснено регрессивным отступанием склонов [1].

Происхождение приречного мелкосопочника связано с колебаниями уровня их днищ. Наибольших глубин врез долины достигали в конце плейстоцена. В это время придолинные территории оказались наиболее расчлененными. Во второй половине четвертичного периода происходит освобождение из-под чехла рыхлых отложений древнего рельефа, а затем постепенное выравнивание приречного мелкосопочника. По мере накопления фактического материала уточнялись взгляды на происхождение мелкосопочника. Казахский мелкосопочник – это не конечная стадия выравнивания рельефа, а результат недавних тектонических поднятий, деформаций и расчленения древнего пенеплена.

От западного побережья озера Балхаш восточная часть Бетпакдалы отделена полосой сильно размытых скалистых возвышенностей, поднимающихся выше 500 м над уровнем моря. Наибольшие высоты сосредоточены в юго-восточной части, куда заходят северо-западные отроги Чу-Илийских гор, среди которых можно отметить Бурунтауское поднятие, горы Жамбыл, Архарлы, Байкара и другие. Бурунтауское поднятие – уступ приподнятого северо-восточного крыла разлома, расчлененного эрозией на отдельные горные массивы. Горы Жамбыл поднимаются до 976 м над уровнем моря. Севернее расположены горы Архарлы и Байкара (650 м). Мелкосопочная часть Бетпакдалы полого понижается в западном направлении и перекрывается толщей конгломератов, галечников и песков

верхнего мела. Толща служит границей между обеими частями Бетпакдалы. Ее перекрывают отложения кайнозоя, слагающие плато западной части Бетпакдалы. Высота плато колеблется от 350 до 250 м над уровнем моря. Поверхность плато сложена песчано-галечной толщей, среди рыхлых осадков которой присутствуют горизонты сцементированных конгломератов и песчаников, бронирующих поверхность плато. Местами оно расчленено на останцы, имеющие четко выраженный столовый характер. На север плато обрывается крутым чинком, высотой 45-50 м. С юга плато ограничено склоном, изрезанным долинами. Поверхность плато плоская, слегка выпуклая. Севернее расположена пластовая равнина на 40-90 м ниже плато. Над ее поверхностью возвышаются столовые останцы, образованные глинами среднего олигоцена. Встречаются массивы бугристых и грядовых песков. Часто полосы песчаных массивов замыкаются солончаками [2].

Б.А. Петрушевским (1938) и Н.С. Зайцевым (1940) описаны Сарысуйские купола. Это правильной формы округлые купола, расположенные среди палеогеновых отложений в 115 км к югу от Карсакпая. В центральной части они сложены палеозойскими породами. Такие купола поднимаются и на правобережье реки Чу. В целом, рельеф западной Бетпакдалы отличается монотонностью. На огромные пространства протягиваются плоские, слегка волнистые равнины. Плоские участки чередуются с бессточными понижениями в виде логов и замкнутых впадин с солончаками. Вдоль северного побережья озера Балхаш неширокой полосой протягивается область Северного Прибалхашья. В ней преобладает пологосклонный эрозионно-денудационный рельеф. На междуречьях выступают высокие и крутосклонные сопки. В зависимости от литологического состава формируется два типа рельефа: на кварцитах – грядомелкосопочный, на менее устойчивых породах – беспорядочный мелкосопочник. Относительное превышение междуречий над днищами долин 70-150 м, абсолютные высоты – 500-700 м. На всей территории крупные впадины и выступающие массивы значительной площади отсутствуют. Вершины сопок куполовидные, изредка заостренные и конические. Гряды вытянуты согласно простиранию пород и сложены кварцитами. Склоны на приподнятых участках скалистые, оголенные и крутые – 12-30°. Интересные формы рельефа были отмечены М.Ж. Жандаевым в Североатайсуйском районе Центрального Казахстана [3]. Это – грязевые конусы или бугры, внешний вид которых напоминает миниатюрные действующие вулканы. Одна группа таких бугров обнаружена в 7 км северо-западнее горы Акбийык, другая – в 3 км юго-западнее слияния рек Атасай и Былкылдак. Бугры первой группы расположены у подошвы кварцитового сопки на дне небольшого суходола. Бугры имеют форму усеченного конуса высотой до 1,2 м, диаметр основания – 5-15 м, а верхней части – 3-12 м. Сложены глиной красновато-бурого цвета. На вершине бугров имеется углубление, заполненное глинистым раствором. Раствор, высыхая, наращивает высоту конуса. Вторая группа представлена мелкими буграми высотой до 0,5 м, а диаметр основания – 1-3,5 м. Они также сложены красновато-бурой глиной с мелкой щебенкой кремнистых пород. На вершине глинистый раствор отсутствует. Впервые на подобные бугры вспучивания обратил внимание А.К. Мейстер (1932), наблюдавший их в горах Ортатау. Их описание встречается и в работах Г.Е. Быкова (1936). В Бетпакдале аналогичные бугры были отмечены Д.И. Яковлевым (1938). По его мнению, они являются индикаторами присутствия напорных или артезианских вод. А.Г. Гокоев (1939) наблюдал такие бугры на западе Калбинского хребта. На глубине 0,5 м им обнаружены линзы льда. Как считает ученый, образование бугров есть результат выхода восходящих источников на дневную поверхность. Генезис бугров вспучивания в районах вечной мерзлоты связывают также с выходами подземных вод и периодическим замерзанием и оттаиванием глинистого раствора.

Современные процессы рельефообразования низкогорного пояса Центрального Казахстана обусловлены, с одной стороны, тектоническими движениями, с другой – аридностью климата. Тектонические движения способствуют развитию интенсивной денудации. В весеннее время, когда оживают небольшие реки, местами осуществляется плоскостной сток вод по днищу долин. В виде каменных потоков по склонам проявляется гравитационный снос. На участках выходов на дневную поверхность кристаллических пород преобладают процессы физического выветривания. Резко выраженная континентальность климата, колебания суточных температур способствуют развитию экзогенной трещиноватости. Интенсивно протекают процессы морозного выветривания интрузивных пород. Продукты химического выветривания в виде глинистых кор широко представлены на разнообразных формах рельефа. С продолжающимся поднятием связано широкое развитие процессов затапыривания. Соревая дефляция имеют ограниченное распространение. Как на водоразделах, так и на такырах при наличии на поверхности обломочного материала возникают каменные многоугольники, переходящие на склонах в каменные полосы. Карстовые процессы распространены в районах Карсакпайского поднятия и Сарысуйских куполов. Поверхность куполовидных поднятий изрыта многочисленными воронками размером 10-15 м в диаметре и глубиной до 10 м. В связи с разработками ме-

сторождений полезных ископаемых получили развитие процессы, относящиеся к категории современных техногенных. В районах подземной добычи полезных ископаемых развиты сдвиги, оседания поверхности, обрушения пород и формирования депрессионных воронок. При открытых разработках месторождений полезных ископаемых усиливаются выветривание и почвообразование, эоловый перенос и аккумуляция, эрозионные процессы.

Литература

1. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. – М.: Высшая школа, 1968. – 368 с.
2. Акпамбетова К.М. Геоморфология аридных территорий Казахстана. Учебное пособие. Ч. 2. – Караганда, 2002. – 112 с.
3. Жандаев М.Ж. Псевдовулканические конусы в Центральном Казахстане // Вопросы географии Казахстана. – Алма-Ата, 1963. – Вып. 10. – С. 103-106.

ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДЕНУДАЦИОННЫХ СИСТЕМ В НАЗАРОВСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Баженова О.И.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, geogrjournal@irigs.irk.ru

В 1979 г. под руководством профессора Л.Н. Ивановского были организованы стационарные исследования экзогенных геоморфологических процессов в лесостепных геосистемах Назаровской котловины Минусинского межгорного понижения. Одной из наиболее важных задач этих исследований, рассмотренных в специальной работе, Лев Николаевич считал получение необходимых экспериментальных данных и проведение их корреляции с материалами всестороннего изучения четвертичных отложений опорных разрезов с целью познания временной структуры геоморфологических процессов [1]. Такая корреляция является необходимым условием изучения хода экзогенного рельефообразования в прошлом, настоящем и будущем, т.е. может быть положена в основу палеорекоkonструкций эволюции природной среды и прогнозных оценок изменения тенденций морфогенеза [2].

Назаровская предгорная лесостепь представляет особый интерес при изучении хроноструктуры экзогенного рельефообразования, так как именно на предгорных равнинах отмечается благоприятное сочетание морфологических, динамических и литологических параметров рельефа, необходимых для расшифровки временной организации систем. С одной стороны, в предгорьях склоновые процессы идут достаточно активно и доступны для инструментальных наблюдений, с помощью которых можно получить данные для сопоставления их с короткими климатическими ритмами. С другой стороны, здесь хорошо сохраняются продукты сноса, несущие важную информацию о ходе денудации за продолжительные отрезки времени.

Для выяснения особенностей временной организации денудационных систем в Назаровской лесостепи выполнялся сопряженный анализ климатических и геоморфологических временных рядов. Ранее установлено, что в разные по соотношению тепла и влаги периоды преобладают характерные для них комплексы процессов с определенным уровнем интенсивности и направлением преобразования рельефа [3]. Закономерное упорядоченное чередование таких периодов с различным переменным состоянием систем обеспечивает цикличность в перемещении вещества.

Анализ материалов стационарных наблюдений за перемещением вещества показал, что на самом низшем иерархическом уровне в структуре денудации выделяются **внутригодовые циклы**, которые подразделяются на периоды: холодный влажный (нивальнo-солифлюкционнo-делювиальный), холодный сухой (эоловый), теплый влажный (дефлюкционнo-флювиальный). При этом в течение года на поверхности степных склонов южной и западной экспозиции наблюдается последовательная смена процессов делювиального сноса и эоловой аккумуляции мелкозема, а на лесных склонах северной и восточной экспозиции десерпции, дефлюкции и солифлюкции.

На следующем иерархическом уровне выделяются **3-5 летние циклы** денудации, четко связанные с климатическими колебаниями (рис. 1). В теплые аномально сухие (1989) и умеренно сухие (1985, 1988, 1994) годы процессы сноса на склонах ослаблены, преобладает эоловая аккумуляция вещества, поступающего из соседних степных районов Хакасии. В холодные экстремально влажные (1987, 1996) годы происходит интенсивная денудация. Снос отмечается также в умеренно влажные, но снежные годы (1990-1993), в этом случае он вызван не только ливневым, но и талым стоком.